

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

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

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

SECHZEHNTER BAND
MIT 91 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 1 TAFEL

1965

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 16</i>	<i>Seite 1-276</i>	<i>Ohringen/Württ. 31. Dezember 1965</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
Postscheckkonto Hannover 453 03

Vorstand

1. Vorsitzender : E. SCHÖNHALS, 63 Gießen, Ludwigstraße 23
2. Vorsitzender : H. GRAUL, 69 Heidelberg, Dante-Straße 8
1. Schriftführer : R. HUCKRIEDE, 355 Marburg, Deutschhaus-
straße 10
2. Schriftführer : H. ROHDENBURG, 63 Gießen, Landgraf-
Philipp-Platz 2
Schriftleiter des | P. WOLDSTEDT, 53 Bonn, Am Buchenhang 12
Jahrbuches : | M. SCHWARZBACH, 5 Köln, Zülpicher Str. 49
Schatzmeister : W. MÜLLER, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-
Bentz-Haus
Archivar : G. LÜTTIG, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-
Bentz-Haus

Beirat

- | | |
|------------------------|---------------------------|
| K. BRUNNACKER, Köln | T. NILSSON, Lund |
| E. GUENTHER, Kiel | C. RATHJENS, Saarbrücken |
| F. GULLENTOPS, Louvain | H. SPREITZER, Wien |
| F. HELLER, Nürnberg | G. VIETE, Freiberg i. Sa. |
| H. ILLIES, Karlsruhe | |

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

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an die Schrift-
leiter.

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

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT und MARTIN SCHWARZBACH

SECHZEHNTER BAND

MIT 91 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 1 TAFEL

1965

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	Band 16	Seite 1-276	Ohringen/Württ. 31. Dezember 1965
-----------------------------------	----------------	-------------	-----------------------------------

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

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

INHALT

A. Aufsätze

	Seite
<i>BRENZLER, JOBST-HENRICH:</i> Über Aufbau und Altersgliederung des Holozäns der Lüneburger Elbmarsch	113—115
<i>ERDBRINK, D. P., und VAN HEEKEREN, H. R.:</i> The presence of supposedly primitive human tools along the upper reaches of the Kızıl Irmak in Anatolia	78— 87
<i>EVERTS, PETER:</i> Marine Fauna im Pleistozän-Pliozän von Skaga- heidi, Nord-Island. Vorläufige Mitteilung . . .	239
<i>FRECHEN, J., und LIPPOLT, H. J.:</i> Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vul- kanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten .	5— 30
<i>GALLOWAY, R. W.:</i> A note on world precipitation during the last glaciation	76— 77
<i>HAGEDORN, JÜRGEN:</i> Die Umgestaltung des glazigenen Reliefs der nord- deutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Uelzener Beckens	116—120
<i>KOPP, ERWIN:</i> Über Vorkommen „degradierter Steppenböden“ in den Lößgebieten des Niederrheins und West- falens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese	97—112
<i>KOPP, ERWIN, und WOLDSTEDT, PAUL:</i> Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutsch- land	37— 46
<i>LOŽEK, VOJEN:</i> Das Problem der Lößbildung und die Löß- mollusken	61— 75
<i>MEYER, KLAUS-DIETER:</i> Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauen- burg	47— 60

	Seite
<i>PETERS, ILSE:</i>	
Zur Altersstellung der Torfe und Gytjen von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz	121—131
<i>RADULESCO, C., SAMSON, P., MIHAILĂ, N., und KOVÁCS, AL.:</i>	
Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pleistocènes de la Dépression de Brasov (Roumanie)	132—188
<i>ROZYCKI, S. Z.:</i>	
Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen	189—201
<i>RUSKE, RALF:</i>	
Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland	88— 96
<i>SCHWARZBACH, MARTIN:</i>	
Paläoklimatologische Eindrücke aus Neuseeland	226—238
<i>VOIGT, EHRHARD:</i>	
Nachruf auf Dr. Kurt Hücke (1882—1963)	240—248
<i>WOLDSTEDT, PAUL:</i>	
Die interglazialen marinen Strände und der Aufbau des antarktischen Inlandeises	31— 36
<i>ZIENERT, ADOLF:</i>	
Gran Paradiso — Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände	202—225
B. Buchbesprechungen	249—251
C. Tagungen	
Die 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg vom 8.—12. Oktober 1964 (J.-P. GROETZNER)	252—261
Der VII. INQUA-Kongreß in Boulder, Colorado (August—September 1965) (M. SCHWARZBACH)	262—263
Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung (J. FINK)	264—275
D. Personennachrichten	276

Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten

Von J. FRECHEN, Bonn und H. J. LIPPOLT, Heidelberg

Mit 8 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Die Vulkanite des Laacher-See-Gebietes in der Eifel können mit den Terrassenbildungen des Rheines zeitlich korreliert und ihre Förderfolge auf diese Weise stratigraphisch festgelegt werden. Dadurch bietet sich eine Möglichkeit, die K-Ar-Datierungsmethode an Proben von pleistozänem Alter zu testen und zu prüfen, ob die physikalisch bestimmte Sequenz mit der geologischen übereinstimmt. Datierungen wurden vorgenommen an 13 Sanidinen, 7 Biotiten, 2 Augiten und 14 Gesteinen der Eifel, ferner als Ergänzung an 6 Gesteinen der Umgebung von Agde, Dept. Hérault, Südfrankreich. Die meisten Datierungen ergaben geologisch wahrscheinliche Alter. Sie reichen in der Eifel von 570.10^3 a bis 100.10^3 a, bei Agde von 1400.10^3 a bis 640.10^3 a. Diffusionsexperimente an Sanidinen und Biotiten zeigten, daß das atmosphärische Argon durch Ausheizen nicht zufriedenstellend entfernt werden kann, ohne daß radiogenes Argon verloren geht. Eine Kontrollprobe des abgeheizten radiogenen Gases mit radioaktivem Ar^{39} wurde getestet und erwies sich als nützliche Korrekturgröße.

Summary: The volcanic rocks of the Laacher-See-area in the Eifel can be correlated chronologically with the formation of terraces by the River Rhine. Thus the sequence of these rocks becomes stratigraphically determinable. This offers a possibility for testing the K-Ar-dating-method with samples of Pleistocene age and for checking the correspondance of the physically determined sequence and the geological sequence. Specimens of 13 sanidines, 7 biotites, 2 augites, 14 rocks of the Eifel, and — in addition — 6 rocks of the environment of Agde, Dept. Hérault, in southern France were dated with geological likely ages resulting in most cases. In the Eifel they reach from 570.10^3 a to 100.10^3 a, at Agde from 1400.10^3 a to 640.10^3 a. Experiments of diffusion with sanidines and biotites demonstrated, that atmospheric Argon cannot be sufficiently removed by heating without loss of radiogenic Argon. A control-sample of the heated radiogene gas with radioactive Ar^{39} was tested and proved to be a useful correction-factor.

1. Einleitung

Die K-Ar-Methode ist derzeit die einzige an älterem Material erprobte Datierungsart, mit der pleistozäne Alter bis hin zum Anwendungsbereich der C^{14} -Methode bestimmt werden können. Die U/Th-, Pb- und die Rb-Sr-Methoden lassen sich bei Proben, die jünger sind als das obere Tertiär, nicht mehr verwenden.

Schon 1956 haben CURTIS & al. zwei Biotite aus dem obersten Pliozän datiert und ein Alter von 1,7 Ma gefunden. Wesentlich genauer, da mit weniger Luftargonbeimischung versehen, wurde eine Sanidinmessung von EVERNDEN & al. (1957) mit 0,96 Ma, die wahrscheinlich eine frühe pleistozäne Vereisung datiert. In derselben Arbeit wurde anhand von zwei Datierungen an jungvulkanischen Sanidinproben aus der Eifel gezeigt, daß K-Ar-Messungen unter 1 Ma grundsätzlich möglich sind.

Mit Hilfe von K-Ar-Datierungen haben GENTNER & ZÄHRINGER (1960, 1963) die Tektite in drei Gruppen eingeteilt. Die jüngste Gruppe mit einem mittleren Alter von 0.72 ± 0.06 Ma könnte als Leitfunde für die oberen Trinilschichten im indo-australischen Raum dienen. V. KOENIGSWALD & al. (1961) haben für einen post- oder spättriniten Tephrit von Java 0.05 ± 0.06 Ma angegeben, was mit dem Tektitenergebnis in Einklang ist.

Weitere K-Ar-Alter von LEAKEY & al. (1961) und von v. KOENIGSWALD & al. (1961) beziehen sich auf das Alter des Olduvai-Menschen. Nach den Ergebnissen von LEAKEY & al. müßte die Grenze Pliozän/Pleistozän bei ca. 2 Ma liegen. Es scheint aber bei diesem Alterswert Vorsicht geboten, weil die Bestimmung an Mineralen aus Tuffen vorgenommen wurde. Wie gezeigt wird, haben sich bei solchen Mineralen wiederholt überhöhte K-Ar-Alter ergeben.

J. F. EVERNDEN, G. H. CURTIS und Mitarbeiter nehmen mit ca. $3 \cdot 10^6$ a sogar ein noch höheres Alter für den Beginn des Villafranca an. Sie stützen sich u. a. auf K-Ar-Datierungen von G. B. DALRYMPLE (1963) an jungtertiären Gesteinen in der Sierra Nevada. Einen weiteren Beitrag zu dieser Frage lieferten in Verbindung mit den K-Ar-Daten Messungen des Paläomagnetismus der untersuchten Gesteine (A. Cox & al.). Sie zeigten bis zu $1 \cdot 10^6$ a eine entgegengesetzte und von 2 bis über $3 \cdot 10^6$ a wieder die normale Richtung des Magnetismus.

Im Laacher-See-Gebiet in der Eifel haben im Pleistozän über eine Zeit von mehr als einer halben Million Jahre vulkanische Ausbrüche stattgefunden, die vor ungefähr 10 000 Jahren zum Abschluß kamen. Da eine Verknüpfung dieses Vulkanismus mit dem Terrassensystem des Rheines möglich ist und so ein Anschluß an die Pleistozän-Stratigraphie gefunden werden kann, lag es nahe, an seinen Förderprodukten Datierungen durchzuführen.

Ältere pleistozäne Vulkane sind aus der Umgebung von Agde, Dept. Hérault, Südfrankreich, bekannt. Hier können einige Vorkommen stratigraphisch dem Villafranca zugeordnet werden. Ihre Datierung ist wichtig für die Frage, wo die zeitliche Grenze zwischen dem Pliozän und dem Pleistozän liegt.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, festzustellen, welche Faktoren die K-Ar-Methode nach kleinen Altern hin begrenzen, wieweit die geologisch festgelegte Abfolge des Laacher Vulkanismus sich in den Altern der vulkanischen Minerale und Gesteine abzeichnet und welche Aussagen sich für die Entstehungszeit der Rheinterrassen und damit unter Zugrundelegung geeigneter Annahmen für den Ablauf der Eiszeiten ergeben.

2. Das Meßverfahren

Der Kaliumgehalt der untersuchten Proben wurde flammenphotometrisch bestimmt. In die Tabellen sind die reinen K-Gehalte eingetragen und nicht die in geochemischen Arbeiten oft gebrauchten K_2O -Werte. Alle K-Angaben sind Mittelwerte aus mindestens zwei Bestimmungen.

Die Argongehalte sind massenspektrometrisch bestimmt worden. Nach Homogenisierung des Probenmaterials durch Zerkleinern und Aussieben einer geeigneten Korngröße (je nach der Einwaage) wurde dieses in einem Molybdäntiegel induktiv geschmolzen. Bei der verwendeten Hochfrequenz mit niederohmigem Ausgang (400 KHz) setzte keine Glimmentladung im Schmelzofen ein. Die erreichte Höchsttemperatur liegt bei $2000^\circ C$. Nur bei der Datierung der Sanidinbomben wurden große Stücke geschmolzen, wodurch der atmosphärische Argonanteil besonders klein blieb. Sowohl die Argon-Extraktionsapparatur als auch das Massenspektrometer sind ausheizbar. Die Proben befinden sich vom Beginn der Meßreihe an innerhalb des Ausheizofens und werden zusammen mit der Apparatur während 15h bei Temperaturen von 150° bis 200° ausgeheizt. Je nach der Art der Proben wurde dieses Ausheizen anschließend bei höherer Temperatur fortgesetzt, 300° dabei jedoch nur bei den Biotiten überschritten. Die Vorreinigung der extrahierten Gase erfolgt mit glühenden Zirkonspänen. Während des Schmelzens wird das freigegebene Argon an gekühlter Aktivkohle adsorbiert, um der Gefahr von Argonverlusten durch den Schmelzvorgang (Spiegelbildungen) zu begegnen. Danach wird das vorgereinigte Argon mittels Aktivkohle in den Feinreinigungsteil gepumpt und hier über heißem Ca und Cu-CuO nachgereinigt, dann ein Kühlfinger auf die Temperatur des festen CO_2 gebracht, der Ca-Ofen abgeschaltet und abgekühlt und das Ar über einen Metallhahn in das Spektrometer eingelassen, wo zuerst die isotopische Häufigkeit bestimmt und anschließend die Argon-40-Menge mit einer kalibrierten atmosphärischen Argon-Menge verglichen wird. Jeder Messung geht ein Leeraufschluß voraus, um den Zustand der Apparatur zu überprüfen. Nach frischem Füllen der beiden Feinreinigungsöfen muß man mit $5 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ atmosphärischem Argon je Versuch rechnen, wenn die beiden Öfen je eine

Stunde heiß sind und der Schmelztiigel $\frac{1}{4}$ h maximal geheizt wurde. Nach einer Woche Ausheizen der Ofen betrug der Leeraufschluß unter obigen Bedingungen 1.10^{-8} cm³, wobei 0.6 auf den Ca-Ofen, 0.1 auf den Cu-Cu-O-Ofen und 0.3 auf den Schmelztiigel entfielen.

Durch kürzere Reinigungszeiten ließ sich dieser Betrag in einigen Fällen weiter verringern.

3. Diffusions- und Entgasungsversuche

Als wir darangingen, uns mit der Chronologie des Eifelvulkanismus und des rheinischen Terrassensystems zu beschäftigen, war noch recht wenig über die Argonverluste in Sanidinen, Biotiten und Gesteinsproben bekannt. Schon die U-Th/He-Methode hatte große Schwierigkeiten bereitet, weil die verschiedenen Minerale ein unterschiedliches Speichervermögen für He haben (KEEVIL 1942). GERLING (1939) hat deswegen vorgeschlagen, die Aktivierungsenergie des He im Mineral als Kriterium für die Brauchbarkeit desselben zur Altersbestimmung zu verwenden. Bei K-Ar-Datierungen hatten WETHERILL & al. (1955) große Diskrepanzen zwischen den Glimmer- und Feldspataltern festgestellt. GENTNER & KLEY (1957) fanden dagegen an ihren Schwarzwaldproben nur unbedeutende Unterschiede, sie stießen aber auf den schon von GRAY (1909) bei Helium-Datierungen bemerkten Effekt, daß die Proben beim Zerkleinern Edelgas verlieren können. Als Ursache wurde von NODDACK & ZEITLER (1956) aufgrund eines Entgasungsexperimentes an einer Orthoklasprobe zwischen 500° und 1000° C die Anreicherung des radiogenen Argons an den neuen Grenzflächen angesehen. GERLING & MOROZOVA (1957) konnten jedoch ihre Experimente an Glimmern mit Volumendiffusion des Argons erklären. Die gefundenen Aktivierungsenergien von 57 bis 85 kcal/Mol kennzeichneten die untersuchten Minerale als zur Altersbestimmung brauchbar. In ähnlicher Weise zeigte REYNOLDS (1957), daß sich die Feldspat-Glimmer Diskrepanz durch schwächere Speicherung des Argons im Feldspatkristall deuten läßt.

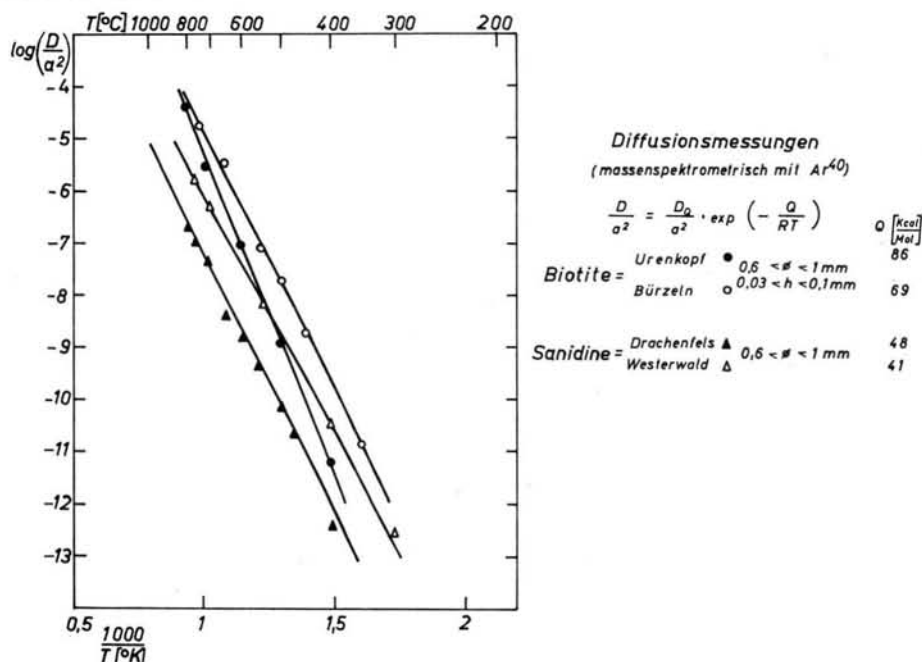


Abb. 1. D/a^2 -Werte für zwei Sanidine und zwei Biotite in Abhängigkeit von der reziproken Temperatur.

Um sicher zu sein, daß die zur Messung vorgesehenen Sanidine nicht dieselben Verluste wie die anderen Feldspate erleiden, wurde an zwei Biotiten, zwei Sanidinen und einer Gesteinsprobe untersucht, wie die D/a^2 -Kurven für Sanidine im Vergleich mit denen von Biotiten verlaufen, ferner, ob die Argonisotope Ar^{40} und Ar^{36} auf dieselbe Weise vom Kristall festgehalten werden, d. h. das atmosphärische Argon gleichmäßig über den Kristall verteilt ist, ob es in einer Randschicht sitzt oder gar nur adsorbiert ist. Der eine Biotit stammte vom Tuffschlot Bürzeln in der Schwäbischen Alb (VON ENGELHARDT & WEISKIRCHNER 1961), der andere vom Steinbruch Urenkopf bei Haßlach im Schwarzwald. Die Sanidine sind tertiären Alters (FRECHEN & LIPPOLT, 1965) und stammen aus dem Siebengebirge und Westerwald (Drachenfels und Kärlich).

Die Proben wurden durch Sieben auf eine einheitliche Korngröße gebracht und in einem Quarzbecher in den heißen Teil eines Molybdänofens getaucht, sobald dieser die gewünschte Temperatur hatte. Diese wurde mit einem Thermoelement gemessen und mittels eines Fallbügelreglers konstant gehalten. Die innerhalb einer vorgegebenen Zeit freigesetzten Argonmengen wurden gereinigt und massenspektrometrisch gemessen.

Die Berechnung der D/a^2 -Werte erfolgte wie bei FECHTIG & al. (1961) nach den von WRAGE (1962) angegebenen Formeln zur Berücksichtigung der fortschreitenden Randverarmung der Kristalle. Dabei wurden die hierzu notwendigen Voraussetzungen streng eingehalten. Die Ergebnisse sind in Abbildung 1 festgehalten.

Die Kurven wurden bis 20° extrapoliert und für diese Temperatur die Alterskorrekturparameter (FECHTIG & al. 1960, WRAGE 1962) bestimmt. Die ermittelten Werte enthält die Tabelle 1.

Tabelle 1
Alterskorrekturparameter d bei Zimmertemperatur (S = Sanidin, B = Biotit)

Probe	Alter $10^6 a$	Akt.Energie kcal/Mol	$D/a^2(20^\circ C)$ sec^{-1}	$d \sqrt{\frac{\lambda \cdot a^2}{\xi}}$
Kärlich	S 23	41	$4 \cdot 10^{-28}$	2.105
Drachenfels	S 23	48	$3 \cdot 10^{-33}$	7.107
Bürzeln	B 20	69	10^{-29}	106
Urenkopf	B 355	86	10^{-34}	108

Aus ihnen folgt, daß im Vergleich mit den Glimmern die Ergebnisse bei den Sanidinen schlechter sind, d. h. bei ihnen eher mit Verlusten durch Volumendiffusion zu rechnen ist. Eine eindeutige Antwort gibt darauf die Arbeit von BAADSGAARD, LIPSON & FOLINSBEE (1960), nach der sieben Sanidin-Glimmerpaare innerhalb der Fehlergrenzen gleiche Alter ergeben haben.

Aus der Tabelle 1 kann entnommen werden, daß die vier Proben bei einer Lagertemperatur von $10-20^\circ C$ kein radiogenes Argon durch Volumendiffusion verlieren. Erst Temperaturen von 150° bis $200^\circ C$ könnten während geologischer Zeiträume kritisch werden. Von verschiedenen Seiten wurde darauf hingewiesen, daß die wesentlichen Argonverluste durch Gefügeänderungen der Kristalle verursacht werden und nicht durch Volumendiffusion (AMIRKHOV & al. 1959, FECHTIG & al. 1961), es sei denn, man untersucht Glaukonite oder Salze (EVERNDEN & al. 1960).

Die zweite Frage bezog sich auf die Bindung des atmosphärischen Argon. Sie wurde schon von EVERNDEN & al. (1960) angeschnitten. In der Abbildung 2 ist die diffundierte radiogene Argonmenge über der abgeheizten atmosphärischen Argonmenge aufgetragen.

Die Auswertung bereitet einige Schwierigkeiten, weil das atmosphärische Argon aus zwei Anteilen besteht. Der eine stammt von oder aus der Probe, der zweite ist das Argon des Leerversuches. Dieser zweite Anteil kann nur indirekt gemessen werden, indem man

vorher und nachher einen Leerversuch ausführt und die mittlere Argonmenge von der Diffusionsmenge abzieht. Die Unsicherheit dieses Verfahrens bedingt einen erhöhten Fehler, der sich beim Addieren der Mengen aufsummiert.

Das atmosphärische Argon wird langsamer ausgetrieben, als wenn es nur adsorbiert wäre, aber schneller, als es bei gleichmäßiger Verteilung über den Kristall erwartet werden könnte. Im letzten Falle sollte es wie das radiogene Argon diffundieren. Dies führt zur folgenden Vorstellung: Nach der Bildung kommen die Minerale oder Gesteine in Berührung mit der Atmosphäre. Da sie meistens noch hohe Temperaturen haben, kann Argon wegen der erhöhten Diffusionskonstanten aus einer adsorbierten Schicht in die Oberfläche hineindiffundieren. Es bildet sich eine Verteilung aus, die sich nach der Abkühlung der Proben nicht mehr wesentlich ändert, weil die Diffusionskonstante zu klein ist.

Durch Ausheizen im Vakuum wird diese Verteilung geändert. Das diffundierte Gas wandert aber nicht nur zur Oberfläche, sondern auch in den Kristall hinein. Es ist deshalb nicht möglich, das atmosphärische Argon abzuheizen, ohne die radiogene Menge zu verfälschen. Der Abb. 2 ist zu entnehmen, daß mit 50% Luft-Argon auch 10% radiogenes Argon verloren gehen.

Die Kurven im rechten Teil der Abbildung 2 verdeutlichen die verschiedenen Verteilungen und die Richtung ihrer Veränderung zu den Zeiten t_0 bis t_3 . Grundsätzlich müßten auch aus den diffundierenden Luftargonmengen Diffusionskonstanten berechnet werden können. Die mathematische Behandlung bereitet aber große Schwierigkeiten.

Zur Unterstützung der oben skizzierten Vorstellung, daß das Luftargon hineindiffundiert, wurde ein Temperaturexperiment durchgeführt. Dazu wurden in zwei Glasröhrchen je 0.1 g Sanidin (Drachenfels) eingeschmolzen (Argonfüllung der Röhrchen 607 torr bei 22° C) und dann das eine 1.3 h auf 500° C und das andere 13 h auf 400° C erhitzt.

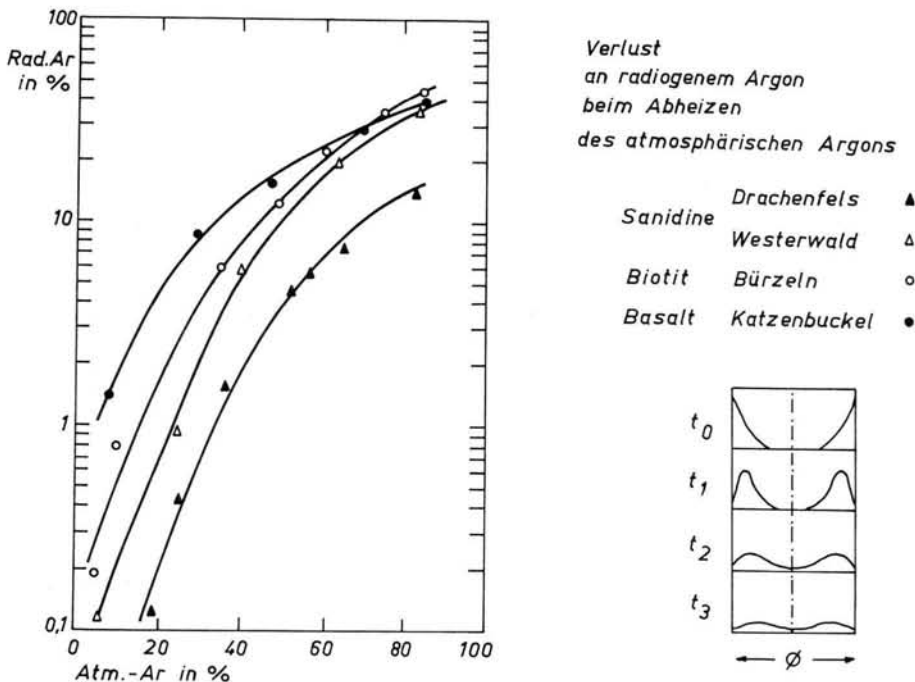


Abb. 2. Verlust an radiogenem Argon beim Abheizen des atmosphärischen Argons. Veränderung der Verteilung des Luftargons während des Abheizens.

Die Korngröße der Sanidinkristalle lag zwischen 0.6 und 1 mm. Es wurden 3.8 und $3.5 \cdot 10^{-5}$ cm³ Argon/g Mat gemessen. Das ist 50mal mehr als die unausgeheizte Probe Luftargon enthält. Macht man den Ansatz, daß die eindiffundierte Argonmenge proportional $D \cdot t$ sei, dann ergibt sich jedoch nur eine qualitative Übereinstimmung mit den gemessenen Diffusionskonstanten. Das Verhältnis der Mengen sollte 3.2 betragen, ist jedoch 1.1. Die Ursache dafür ist ungeklärt.

4. Ausheizen mit Aktivierungskontrolle

Nach den Ausführungen im vorigen Kapitel wird es nur möglich sein, die Proben durch Ausheizen hinreichend vom atmosphärischen Argon zu befreien, wenn auch die radiogenen Verluste unter Kontrolle gebracht werden. Das radiogene Argon wird sich sicher in der Nähe seiner Bildungsstätte befinden und von dort nach außen wandern. Dies kann mit Ar³⁹ kontrolliert werden, das ebenfalls aus dem Kalium des zu datierenden Kristalls durch Neutronenaktivierung mittels der Reaktion



erzeugt wird. Man hat einmal die Möglichkeit, die während des Entgasens verlorene Ar³⁹-Menge zu zählen, kann jedoch auch dieses Gas massenspektrometrisch erfassen. Unter der Annahme, daß sich die beiden Argonisotope Ar⁴⁰ (rad) und Ar³⁹ wegen der gleichen Muttersubstanz in ihrem Verhalten nicht unterscheiden, ist eine Abschätzung des experimentell verlorenen „Altersbetrages“ möglich. J. J. NAUGHTON hat vorgeschlagen, solches Ar³⁹ aus zur Probe gemischten Kristallen zur Isotopenverdünnung zu verwenden.

Zur Überprüfung dieser Hypothese wurden im Münchener Reaktor drei Glimmer aus Eifelgesteinen bestrahlt und dann stufenweise im HF-Tiegel erhitzt. Die Tabelle 2 zeigt die Ergebnisse im Vergleich mit Messungen ohne Aktivierungskontrolle. Sie sind nicht genau, und es ist klar zu erkennen, daß bei diesen Glimmern der Gewinn in Anbetracht des Aufwandes sehr klein ist. Innerhalb der Meßgenauigkeit verhält sich nämlich das radiogene Argon wie das Ar³⁹, aber leider auch das atmosphärische Argon, d. h. auch das

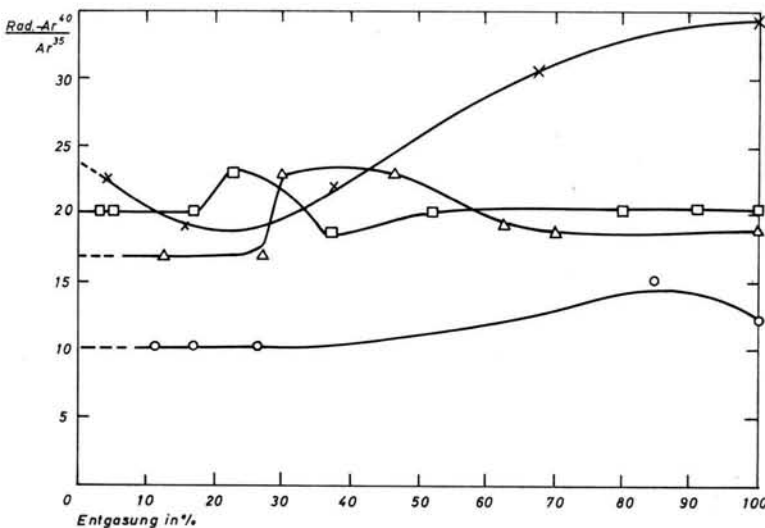


Abb. 3. Kontrolle der Ar⁴⁰(rad)-Verluste mit Ar³⁹ Sanidin „Kärlich“

<p>0.28 g : 27 % Aktiviert 0.25 g : 14 % „</p>	<p>Ar⁴⁰(rad) = $6.8 \cdot 10^{-6}$ cc/g Ar³⁹ = $1.8 \cdot 10^{-6}$ cc/g</p> <p>0.21 g : 19 % Aktiviert 0.27 g : 21 % „</p>
--	--

Tabelle 2

K-Ar-Ergebnisse an drei Biotiten der Eifel, die mit neutronenaktiviertem Material versetzt waren ($K^{39}(n, p) Ar^{39}$).

Probe Biotit	Meß-Nr.	Massenspektrometer					Zählrohr			
		Atm.Ar $10^{-6}cm^3/g$	Rad.Ar %	Rad.Ar $10^{-8}cm^3/g$ Σ	Ar ³⁹ $10^{-8}cm^3/g$	Q	Aktivitäten		Q gemessen	
						= Vorversuch	berechnet	gemessen		
						Hauptversuch	Impulse/min			
Fornicher Kopf	I	1.50	4	6 ± 3						
	II	1.02	7	8 ± 3						
	III	1.06	7	8 ± 3						
	IV	0.13	—	—	8 ± 2	0.5	0.0098			
		1.34	6	8.1		51				
	V					0.3		4.2.10 ²	5.4.10 ⁴	0.0075
					34	4.8.10 ⁴		7.2.10 ⁶		
VI	0.17	—	—		0.5					
	0.18	3	0.5	8 ± 4	2.8					
	2.29	1	2.3		10.8					
	1.66	3	5.0		24.3					
Bausenberg U	I	1.17	2.5	3 ± 2						
	II	0.52	3	1.6	5 ± 2	8.4	0.54	1.2.10 ⁴	1.05.10 ⁵	0.51
		0.77	4	3.1		15.5		2.2.10 ⁴	2.06.10 ⁵	
	III	0.47	3	1.4	4 ± 2	12.1	0.62			0.22
IV	0.66	4	2.6		19.6	1.4.10 ⁴		3.3.10 ⁴		
					10.6	0.36	4.2.10 ⁴	1.5.10 ⁵		
					30.0					
Bausenberg V	I	0.96	4	4 ± 2						
	II	0.45	—	—		2.17	0.082	3.0.10 ³	8.8.10 ³	0.060
		1.30	2.5	3.3		26.9		3.8.10 ⁴	1.5.10 ⁵	
	III	0.25	2	0.5		4.9				
		0.23	5	1.2	4 ± 1.5	5.2				
		0.30	7	2.1		9.2				
		0.33	4	1.4		6.4				

Luftargon ist zumindest in diesen Biotiten im Kristall festgehalten, weshalb die Alterszahlen nicht genauer werden können. Die Zahlen der ersten Spalten in der Tabelle 2 sind massenspektrometrisch gewonnen; die vorletzte Spalte enthält für einige dieser massenspektrometrischen Zahlen zähltechnisch gewonnene Vergleichszahlen. Leider läßt die Übereinstimmung der auf diesen verschiedenen Wegen gewonnenen Verhältnisse von Vor- und Hauptversuch (Q) zu wünschen übrig. Vermutlich kommen diese Abweichungen durch die Diffusion des Ar^{37} zustande. Da dieses aus Ca entsteht, verhält es sich etwas anders als das Ar^{39} . Aber es kann trotzdem behauptet werden, daß eine Korrektur auf zähltechnischem Weg die Altersangabe wesentlich verbessert, wenn die Luftargonmenge zu „hartem“ Ausheizen gezwungen wird.

Zudem wurde massenspektrometrisch überprüft, ob das Ar^{39} wirklich proportional dem Ar^{40} aus dem Kristall frei wird. Etwa 20% bestrahltes Material wurde unter den Sanidinen „Kärllich“ gemengt und dieses Gemisch aus bestrahltem und unbestrahltem Material stufenweise hochgeheizt. Abbildung 3 zeigt die Ergebnisse. Es ergab sich mäßige Proportionalität, welche in vielen Fällen zur Verbesserung der Datierungen beitragen könnten. Da auf gute Mischung Wert gelegt worden war, konnte eine gleichmäßige Erhitzung des bestrahlten und unbestrahlten Materials angenommen werden. Die beobachteten Abweichungen sind daher nicht zu verstehen. Es ist jedoch zu hoffen, daß in Zukunft mit diesen Hilfsmitteln bei Sanidinen oder sonstigen Mineralen, bei denen nicht erwartet werden muß, daß sowohl radiogenes wie auch atmosphärisches Argon gleichmäßig im Kristall verteilt sind, eine Verbesserung der Meßgenauigkeit bei kleinen Altern erzielt werden kann. In den meisten Fällen wird es aber bei Sanidinen und Augiten leichter sein, die Mineralkörner anzuätzen, um damit die Schichten mit dem erhöhten Luftargon zu entfernen (EVERNDEN 1960).

5. Ergebnisse der Datierungen

Die Ergebnisse der Datierungen sind in den Tabellen 3 bis 6 aufgeführt. Die K-Gehalte wurden aus mindestens 2, in den meisten Fällen aus drei Messungen gemittelt. Als Maß für die Zuverlässigkeit der Datierungen kann u. a. der Anteil des atmosphärischen Argons bei der Messung angesehen werden, der deshalb in allen Fällen angegeben ist.

Die Alter sind unter Zugrundelegung der Konstanten

$$\lambda = 5.32 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1} \text{ und } \lambda/k/\lambda\beta = 0.123$$

für den dualen Zerfall des Kaliums errechnet.

Die Tabelle 3 enthält die Alter von Sanidinen, die in die stratigraphische Abfolge des Laacher Vulkanismus passen, ferner die Alter von zwei Biotiten aus der Lava des Bausenbergs, die ebenfalls keine deutliche, d. h. außerhalb der Fehlergrenzen liegende Argonüberhöhung zeigen. Während die Sanidine mit sehr kleinen Fehlern meßbar waren, ergaben die Biotite ungenauere Werte, aus denen jedoch geschlossen werden kann, daß auch diese Alter in den geologischen Ablauf passen.

Tabelle 4 gibt einen Überblick über die Ergebnisse, die im Vergleich mit den stratigraphischen Gegebenheiten als zu hoch betrachtet werden müssen. Überschüsse im Argongehalt fanden sich in Sanidinen, Biotiten und Augiten. Die aus Tuffen stammenden Biotite weisen mit ca. $10^{-5} \text{ cm}^3/\text{g}$ etwa zehnmal soviel atmosphärisches Argon auf wie die Einsprenglingsbiotite aus den Basaltlaven „Bausenberg“ und „Fornicher Kopf“. In jenen ist das überschüssige Gas wahrscheinlich durch den guten Kontakt mit der Atmosphäre angereichert worden.

Mit Überschüssen bei den Augitproben war nach den Ergebnissen von HART & DODD (1962) zu rechnen, die darauf hinwiesen, daß dadurch gerade bei jungen Augiten große Fehler entstehen können.

Zum Vergleich wurde ein Augit vom Aetna analysiert, der von Professor P. BICHET gesammelt und von Professor LABEYRIE überlassen worden war. An diesem rezenten Augit

Tabelle 3
K-Ar-Alter pleistozäner Sanidine und Biotite der Eifel.

Probe	Ar(rad) $10^{-7}\text{cm}^3/\text{g}$	(atm) %	K %	Alter 10^6a
Sanidine:				
Hohenfels (Mühlenberg)	1.76	18	9.80	0.46 ± 0.02
Rockes-Kyll (Kyller Kopf)	1.65	23	9.83	0.43 ± 0.02
Rieden	1.83	77	10.9	0.42 ± 0.03
Leilenkopf I	1.71	10	10.7	0.40 ± 0.02
II	1.68	24	10.8	0.39 ± 0.02
II	1.66	27	10.8	0.39 ± 0.02
Selbergit-Tuff I (Hoheley) II	1.75	19	12.5	0.35 ± 0.02
II	1.65	17	12.2	0.35 ± 0.02
Selbergit-Tuff „In der Erle“	1.53	28	11.1	0.35 ± 0.02
Biotite:				
Bausenberg I	0.4	96	5.1	0.2 ± 0.1
II	0.4	96	5.2	0.2 ± 0.1

Tabelle 4
Überschüssiges radiogenes Argon in Mineralen der Eifel.

Probe	Ar(rad) $10^{-7}\text{cm}^3/\text{g}$	(atm) %	K %	Alter 10^6a
Sanidine:				
Leubsdorf	2.48	22	10.0	0.63 ± 0.03
Kärlich	5.68	13	5.66	2.54 ± 0.15
Laach I	0.36	72	4.00	0.23 ± 0.03
II	3.54	22	5.90	1.51 ± 0.10
Biotite:				
Fornicher Kopf	0.8	93	7.2	0.28 ± 0.10
Leilenkopf II	4.0	96	7.6	1.3 ± 0.4
Hoheley	4.4	94	4.5	2.5 ± 0.8
Thürer Wald	4.2	95	7.1	1.5 ± 0.4
Leilenkopf III	4.3	92	7.3	1.5 ± 0.3
Augite:				
Fornicher Kopf	0.29	93	0.21	3.5 ± 1
Bausenberg	1.12	56	0.26	11 ± 1
Zum Vergleich:				
Augit Ätna	<0.06	>98	—	<0.5
Augit Vias	1.0	50	0.02	>160

Tabelle 5
K-Ar-Alter und Altersabschätzungen von Gesteinen der Eifel.

Probe	Ar(rad) 10 ⁻⁷ cm ³ /g	(atm) %	K %	Alter 10 ⁶ a
Schellkopf	1.74 ± 0.06	46	7.75	0.57 ± 0.04
Olbrück	1.19 ± 0.06	54	7.27	0.41 ± 0.03
Sulzbusch	0.19 ± 0.04	93	1.43	0.34 ± 0.08
Perler Kopf	0.86 ± 0.07	72	6.70	0.32 ± 0.03
Engelner Kopf	0.53 ± 0.05	88	4.22	0.32 ± 0.04
Hochsimmer	0.5 ± 0.15	95	3.8	0.3 ± 0.1
Hochstein	0.15 ± 0.04	90	1.49	0.26 ± 0.08
Leilenkopf	0.22 ± 0.03	92	2.50	0.22 ± 0.04
Thürer Wald (Nettetal)	0.21 ± 0.03	84	3.04	0.18 ± 0.03
Bausenberg I	0.18 ± 0.04	93	2.97	0.15 ± 0.04
II	0.15 ± 0.03	91	2.63	0.14 ± 0.03
Mauerley	0.11 ± 0.04	94	2.64	0.10 ± 0.04
Lummerfeld	0.10 ± 0.04	91	2.74	0.09 ± 0.04
Fornicher Kopf	0.30 ± 0.04	90	2.80	0.27 ± 0.04

Tabelle 6
K-Ar-Alter pliozäner und pleistozäner Gesteine von Hérault, Frankreich.

Vorkommen	Kalium %	Ar(rad) 10 ⁻⁷ cc/g	Ar(atm) %	K-Ar-Alter 10 ⁶ a	Geol. Alter
I H é r a u l t					
Roque Haute	0.87	0.22	87	0.64 ± 0.09	
Vias	1.10	0.29	81	0.67 ± 0.05	Pleistozän
St. Thibery	1.29	0.35	78	0.68 ± 0.06	
Agde	1.29	0.37	78	0.73 ± 0.07	Pleistozän
Agde	1.16	0.34	82	0.74 ± 0.07	
Valros	0.65	0.37	80	1.4 ± 0.1	Villafranchien
II O l d u v a i	0.92	0.63	92	1.7 ± 0.3	Villafranchien

konnte kein Überschuss von Argon festgestellt werden. Dagegen wies ein Augit von Agde (Fundpunkt Vias) einen beträchtlichen Überschuss auf.

Tabelle 5 enthält die an Gestein gewonnenen Alterswerte. Einige Messungen sind infolge des relativ hohen Gehaltes an atmosphärischem Argon mit einer größeren Ungenauigkeit behaftet. Schwierigkeiten infolge ererbten Argons traten nur an der Probe „Fornicher Kopf“ auf. Die Werte der Proben „Mauerley“ und „Burgbrohl“ sind zu niedrig. Bei allen anderen Gesteinen fügen sich die Alter gut in die Stratigraphie ein.

Tabelle 6 enthält die Alter einiger Lavavorkommen bei Agde, Dept. Hérault, in Südfrankreich. Sie wurden bestimmt, um ergänzende Daten über die Länge des Pleistozäns zu erhalten. Die Meßfehler innerhalb dieser Serie sind infolge apparativer Schwierigkeiten größer als in den Eifel-Messungen.

Die Datierung Olduvai IV ist eine Neudatierung. Sie wurde an einem Gestein durchgeführt, das Herr Professor HEBERER (Göttingen) zur Verfügung stellte. Es war wesentlich frischer als die vorher datierten Proben (v. KOENIGSWALD & a., 1962), enthielt aber viel atmosphärisches Argon, was das Alter wahrscheinlich beeinflusst hat.

Tabelle 7

Chemische Zusammensetzung der für K-Ar-Bestimmungen benutzten Gesteine des Laacher Vulkangebietes.

	Schellkopf	Olbrück	Engelner Kopf	Perler Kopf	Sulzbusch	Hochsimmer	Hochstein	Bausenberg
SiO ₂	50.41	52.51	50.09	46.37	44.30	43.40	44.00	41.60
TiO ₂	0.40	0.32	—	0.98	2.62	1.79	1.40	3.20
Al ₂ O ₃	22.15	21.37	23.96	17.27	15.05	16.07	14.40	15.12
Fe ₂ O ₃	2.27	2.15	2.22	4.05	5.00	6.64	4.70	4.78
FeO	1.12	1.04	0.06	3.04	5.75	3.53	4.77	4.67
MnO	0.23	0.55	—	0.28	0.51	1.35	0.20	—
MgO	0.16	0.11	0.28	1.29	5.57	4.63	9.75	10.01
CaO	1.75	2.16	1.81	7.83	10.37	10.32	11.05	12.80
BaO	—	0.06	—	—	—	—	0.13	—
Na ₂ O	8.83	7.21	8.05	8.04	5.67	5.81	4.35	3.03
K ₂ O	9.10	8.97	9.28	6.29	4.35	4.93	3.23	3.39
CO ₂	0.31	n.b.	0.22	1.18	0.38	—	—	0.01
Cl	0.38	0.56	—	0.34	0.11	0.19	0.08	—
SO ₃	0.61	0.62	0.82	1.03	0.03	0.41	0.14	—
P ₂ O ₅	—	n.b.	0.05	0.25	0.45	0.78	0.49	0.26
F	—	0.02	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	2.65	1.95	2.12	1.50	0.63	0.48	0.40	0.82
H ₂ O—	—	0.75	1.15	0.54	0.11	0.20	0.55	—
	100.37	100.35	100.11	100.28	100.88	100.53	99.64	99.69

Tabelle 8

Mineralbestand der für K-Ar-Bestimmungen benutzten Gesteine des Laacher Vulkangebietes.

	Schellkopf	Olbrück	Engelner Kopf	Perler Kopf	Sulzbusch	Hochsimmer	Hochstein	Bausenberg
Sanidin	27.9(ab 26)	36.8(ab 44)	22.6(ab 28)	5.8(ab 50)	—	—	—	—
Plagioklas	—	—	—	—	—	Sp	10.8	7.5(an 55)
Leucit	26.0(Na-Le5)	26.6(Na-Le5)	24.9(Na-Le4)	32.6(Na-Le5)	28.8	27.7(Na-Le5)	16.0	17.8(Na-Le5)
Nephelin	21.6(ks 9)	10.5(Ks 22)	30.5(ks 18)	19.0(ks 0)	21.3	20.7(ks 3)	14.6	14.4(ks 15)
Nosean	9.4	9.0	12.1	—	—	—	—	—
Hauyn	—	—	—	8.1	—	3.6	—	—
Sodalith	5.3	7.8	—	5.3	—	1.2	2.2	—
Biotit	Sp	—	Sp	—	1.2	—	—	Sp
Augit	8.4	6.4	8.7	23.0	42.6	40.8	45.2	46.2
Olivin	—	—	Sp	—	0.5	Sp	7.6	7.8 (fa 10)
Melanit	—	—	—	1.5	—	—	—	—
Magnetit	Sp	0.5	Sp	—	3.8	4.2	2.4	5.7
Titanit	0.7	0.6	0.6	1.2	—	—	—	—
Apatit	—	Sp	0.1	0.5	1.2	1.8	1.2	0.6
Calcit	0.7	1.8	0.5	3.0	0.7	—	—	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.00	100.0	100.0

6. Möglichkeiten der stratigraphischen Einordnung der K-Ar-Daten aus dem Laacher-See-Gebiet

Den wichtigsten Anhalt für die stratigraphische Einordnung der an Mineralen und Gesteinen aus dem Laacher-See-Gebiet gewonnenen K-Ar-Daten geben die Schotterauflagerungen der pleistozänen Flußterrassen im Mittelrheingebiet. Die Terrassen werden hier nach der von J. I. S. ZONNEVELD (in: WOLDSTEDT 1958) aufgestellten Gliederung unterschieden und benannt (Abb. 4). Die Höhenangaben beziehen sich auf die Auflagerungsflächen der Schotterdecken auf den Felsverebnungen oder Felsterrassen.

Sedimentpetrographische Untersuchungen der Terrassenschotter in dem an das Laacher-See-Gebiet angrenzenden Teil des Mittelrheintales (FRECHEN & v. D. BOOM 1959) ergaben, daß in ihnen von der älteren Hauptterrasse bis zur jüngeren Niederterrasse in geringerer oder größerer Menge Bestandteile auftreten, die aus den Förderungen der Laacher Vulkane, insbesondere den explosiv ausgeworfenen Lockermassen, stammen. Sie gelangten in

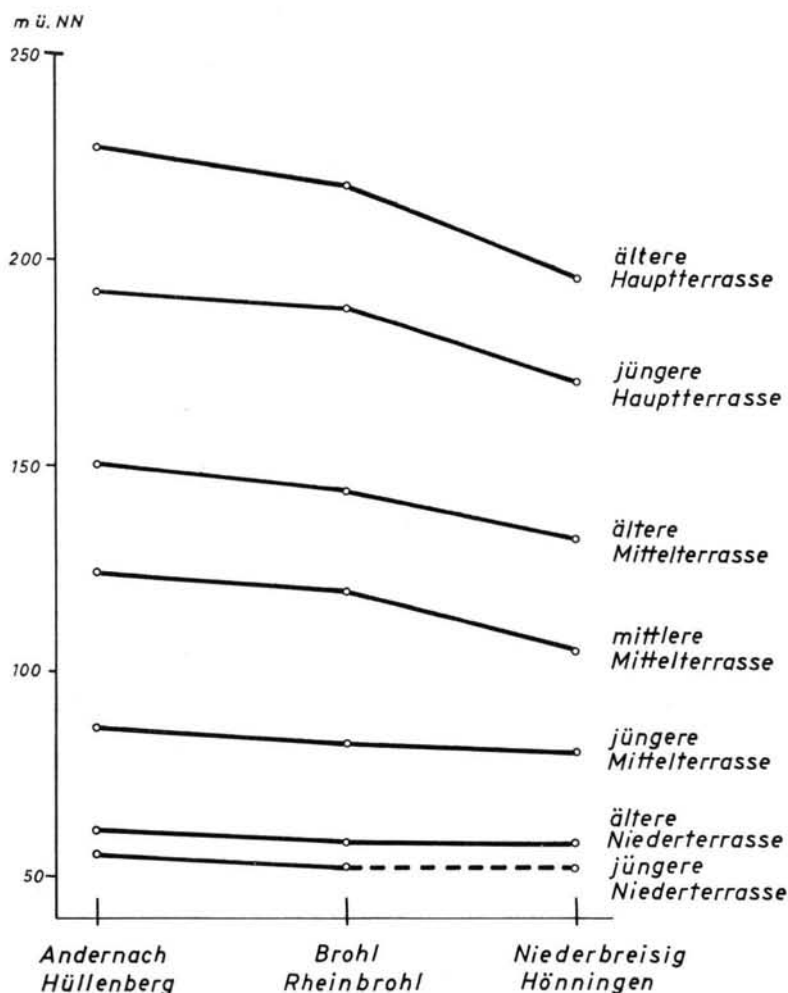


Abb. 4. Höhenlage der Schotterterrassen (Auflagerungsflächen) des Rheines zwischen Andernach — Niederbreisig, nach J. I. S. ZONNEVELD, aus P. WOLDSTEDT 1958.

den einzelnen Tätigkeitsphasen nach kurzem Wassertransport, durch Windverwehung oder auch unmittelbar vulkanisch-äolisch in verhältnismäßig kurzer Zeit in die Sedimente des Rheines. Während der langen Vulkantätigkeit hat sich die Zusammensetzung der Magmen mehrfach geändert. Hierauf ist es zurückzuführen, daß die Schotter der einzelnen Terrassen unterschiedliche vulkanische Minerale und Gesteine enthalten, die sich petrographisch mit bestimmten Förderstellen im Laacher-See-Gebiet in Verbindung bringen lassen. Dadurch ist es möglich, in Anlehnung an die Terrassengliederung eine relative Altersfolge der vulkanischen Vorgänge aufzustellen.

Die Schotter der älteren und jüngeren Hauptterrasse enthalten vor allem Minerale aus den Selbergittuffen im nordwestlichen Teil des Laacher-See-Gebietes. Hauptschauplatz der Vulkantätigkeit war der Riedener Kessel, in dem die Ausbrüche zuletzt einen stark-explosiven Charakter annahmen.

Nach der Hauptförderphase der Selbergittuffe und der mit ihnen auftretenden Selbergitgesteine sind vor und während der Bildungszeit der verschiedenen Mittelterrassen im wesentlichen alkalibasaltische Schmelzen aufgedrungen, deren Bestandteile nun in den Schottern vorherrschen.

Bimssteineinlagerungen in den Schottern der Niederterrasse zeigen eine neue Phase explosiver Tätigkeit an, die zu mehrfachen Ausbrüchen im Wehrer Kessel führte und im Alleröd mit dem großen Bimssteinausbruch im Laacher Kessel ihr Ende fand. Außerdem erfolgten, besonders im östlichen Teil des Laacher-See-Gebietes, auch umfangreiche Förderungen alkalibasaltischer Tuffe und Laven.

Durch die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen sind die Hauptphasen der Vulkantätigkeit im Laacher-See-Gebiet festgelegt. Die stratigraphische Einordnung der K-Ar-Daten erfordert aber, daß die Vulkanausbrüche, durch welche die für die Bestimmungen verwendeten Minerale und Gesteine an die Oberfläche kamen, im einzelnen genauer mit den Aufschotterungen der Rheinterrassen in Verbindung gebracht werden.

Die Korrelierung einzelner vulkanischer Vorgänge mit bestimmten Aufschotterungsphasen läßt sich am sichersten durchführen, wenn die gefördertsten magmatischen Stoffe als Tuffe unmittelbar äolisch in die Terrassensedimente abgelagert wurden. Bei diesen primär-vulkanischen Einschaltungen handelt es sich um Bestandteile, die durch heftige Gasausbrüche weithin gestreut worden sind. Die Horizonte, in denen sie auftreten, bilden wichtige Fixpunkte für die Datierung des Vulkanismus und der Terrassen, weil das vulkanische Ereignis und die Einstreuung des Lockermaterials in die Schotter als gleichzeitig angesehen werden können. Primär-vulkanisch abgelagerte Tuffe finden sich in den Schottern der jüngeren Hauptterrasse, der mittleren Mittelterrasse und der älteren Niederterrasse.

Eine weitere Möglichkeit der stratigraphischen Festlegung von vulkanischen Bildungen ergibt sich aus ihren Lagebeziehungen zu den Flußterrassen. Tuffe oder Lavaströme, die einer Terrasse aufliegen, sind jünger als diese und wenn sie bei der weiteren Taleintiefung noch angeschnitten wurden, kann ihre Entstehung zudem in die Zeit vor der Bildung der nächsttieferen Terrasse verlegt werden. Auf diese Weise läßt sich ein Zeitintervall angeben, in dem der vulkanische Vorgang stattgefunden hat. Der Spielraum für die Einordnung der an solchen Vorkommen bestimmten K-Ar-Daten ist naturgemäß größer als im Falle einer direkten Einschaltung von Tuff in Terrassenschotter.

Es wird jetzt meist angenommen, daß die Aufschotterung der Flußterrassen jeweils in Kaltzeiten stattgefunden hat (P. WOLDSTEDT 1961). Recht sichere Anhaltspunkte für die Zuordnung der K-Ar-Daten können daher auch Klima-indikatoren geben, die an zahlreichen Stellen in den Tuffen des Laacher Vulkangebietes zu beobachten sind. So finden sich in dem primär gelagerten Bimssteintuff der Alleröd-Warmzeit Negativformen von Baumstämmen, Ästen und Zweigen, in den in der Kaltphase der jüngeren Tundrenzeit umgelagerten Bimssteintuffen Krypturbations- und Verwehungsstrukturen. In Analogie zu

diesen Erscheinungen wurden Baumnegative und Pflanzenabdrücke in älteren Tuffen als Hinweise auf Warmzeiten, Kryoturbations- und Verwehungsstrukturen als Hinweise auf Kaltzeiten gewertet. In manchen Fällen sind Kaltzeiten auch durch Einlagerungen von Löß markiert.

7. Beziehung der K-Ar-Daten zu den Flußterrassen im Mittelrheingebiet

Selbergit des Schellkopf bei Brenk

Alter: 570.10^3a

Der Selbergit vom Schellkopf ergab das höchste bisher im Laacher Vulkangebiet bestimmte Alter.

Oberhalb von Fornich bei Brohl treten in den Schottern der älteren Hauptterrasse des Rheines bereits an der Basis größere Kristalle von Ägirinaugit, barkevikitischer Hornblende und frischem Biotit auf, die nur schwache Rundungserscheinungen zeigen. Man kann annehmen, daß die Minerale von einem nicht weit entfernten, schon vor der Aufschotterung der älteren Hauptterrasse tätigen Vulkan stammen.

Der Grenzuff des Schellkopfs enthält neben Nosean und Sanidin Kristalle von Ägirinaugit, barkevikitischer Hornblende und Biotit, die zum Teil cm-Größe erreichen. Da die übrigen Vorkommen von Selbergit und Selbergittuff im Laacher-See-Gebiet alle wesentlich jünger sind (Abb. 8), wird man die vulkanischen Minerale in den Schottern der älteren Hauptterrasse aus dem Tuff des Schellkopfs herleiten können.

Nachdem durch die übrigen Daten der Abb. 8 die Größenordnung von Glacial- und Interglacialzeiten abgeschätzt werden konnte (siehe Abschnitt 9), wurde das Alter des Schellkopfs in den Zeitabschnitt des Pleistozäns vor der Waal-Warmzeit gestellt. Die hier befindlichen Daten lassen sich vorerst noch nicht bestimmten Kalt- und Warmzeiten zuordnen. Aus dem Alterswert „Schellkopf“ kann aber gefolgert werden, daß die Schotter der älteren Hauptterrasse jünger als 570.10^3a sind.

Sanidine vom Leilenkopf bei Niederlützingen

Alter: „Leilenkopf I“ 405.10^3a

„Leilenkopf II“ 390.10^3a

390.10^3a

Der alkalibasaltische Schichtvulkan Leilenkopf ist in der noch erhaltenen nördlichen Hälfte fast bis auf das Niveau der älteren Hauptterrasse erniedrigt. Seine südliche Hälfte wurde während der Eintiefung des Brohltales vollständig zerstört und entfernt.

Nach der Ausbildung und Lagerungsweise lassen sich am Leilenkopf drei Tuffarten unterscheiden:

Der Tuff „Leilenkopf I“ besteht aus geschichteten und etwas verschweißten Wurf-schlacken. Er bildet den äußeren Vulkanwall. Ein Sanidin aus diesem Tuff ergab das Alter 405.10^3a .

Der Tuff „Leilenkopf II“, der im Zentrum des Vulkanes auftritt, besteht überwiegend aus unregelmäßig gelagerten fester verschweißten Lapilli. Er läßt an vielen Stellen eine starke Durcharbeitung erkennen, wie sie für Schlotfüllungen oft charakteristisch ist. An zwei Sanidinen aus dem Lapillituff wurden die Alter 390.10^3a bestimmt.

Der jüngste Tuff „Leilenkopf III“ ist durch einen Lößhorizont von den Tuffen I und II getrennt. Er wird später behandelt.

Die zur Altersbestimmung verwendeten Sanidine finden sich als Auswürflinge in den älteren Tuffen I und II des Leilenkopf-Vulkanes. Sie gehören genetisch zu Foyait-Pegmatiten, die in der Tiefe vom Leilenkopf-Magma durchbrochen und aufgenommen wurden.

Die Wurf-schlacken der Eruption „Leilenkopf I“ lagern nach Nordosten auf Schottern der älteren Hauptterrasse. Zwischen den Schottern und den Schlacken befindet sich an

einigen Stellen ungestörter Löß von 2—3 m Mächtigkeit. Die Schotter streichen an der Oberkante der steilen Hänge des Brohltales mit 20—25° Neigung nach oben in die Luft aus. Der tiefere Eruptionstrichter, der mit dem Tuff „Leilenkopf II“ gefüllt ist, wurde bei der Taleintiefung angeschnitten.

Die Lagerungsweise der am Talrand noch erhaltenen Reste des Vulkanes ist nur verständlich, wenn man annimmt, daß seine sedimentäre Unterlage sich zur Zeit der älteren Ausbrüche noch weiter nach Süden in den Raum des jetzigen Brohltales ausdehnte. Dies bedeutet, daß das Brohltal noch nicht unter die an der Talkante anstehenden Schotter der älteren Hauptterrasse eingetieft und demnach an dieser Stelle noch nicht vorhanden war.

Nach dem Alter „Leilenkopf I“ sind die Schotter der älteren Hauptterrasse älter als 405.10³a. Die Eintiefung des Brohltales begann nach dieser Zeit. Man kann annehmen, daß sich die Entstehung des Rheintales, das die Erosionsbasis für das Brohltal bildete, an der Einmündung des Brohltales, wo sich der Leilenkopf befindet, vollkommen synchron vollzogen hat. Die ältere Hauptterrasse des Rheines wäre demnach ebenfalls älter als 405.10³a und die jüngere Hauptterrasse jünger als 405.10³a.

Der Lapillituff „Leilenkopf II“ in den tieferen Teilen des Trichteranschnittes ist entweder jünger als der Tuff „Leilenkopf I“ oder im Schlot noch längere Zeit durch heiße Gase erhitzt worden. Mit den Schottern der älteren Hauptterrasse steht er nicht in unmittelbarer Berührung. Die Alter „Leilenkopf II“ 390 und 390.10³a können daher für die Datierung des Beginnes der Taleintiefung nicht direkt benutzt werden.

Wenn man die Aufschotterung der älteren Hauptterrasse in eine Kaltzeit und die danach beginnende Eintiefung des Brohltales in eine Warmzeit verlegt, ist der Tuff „Leilenkopf I“ ungefähr in den Übergang zwischen einer Kaltzeit und der darauf folgenden Warmzeit zu verlegen.

Selbergit der Olbrück bei Hain, Brohltal

Alter: 410.10³a

Der an das Brohltal stoßende Selbergit der Olbrück, der zum größten Teil in devonischem Sedimentgestein steht und die alte Einebnungsfläche des Schiefergebirges etwas überragt, ist durch Erosion in der vollen Höhe des Talhanges angeschnitten worden. Da er nach seinem Auftreten als Quellschuppe auch an der talwärtigen Seite in ein vorher vorhandenes Gestein intrudiert sein muß, kann zur Zeit seiner Entstehung das Brohltal an dieser Stelle noch nicht vorhanden gewesen sein (AHRENS 1930). Das Alter der Olbrück gibt damit einen weiteren Anhaltspunkt für die zeitliche Festlegung der Talentwicklung im Mittelrheingebiet.

Aus den Zusammenhängen am Leilenkopf und dem Alter „Leilenkopf I“ war gefolgert worden, daß der Beginn der Eintiefung der Steiltäler des Rheines und seiner Nebenflüsse jünger als 405.10³ a ist. Diese Annahme wird gestützt durch das Alter der Olbrück, nach dem die Eintiefung nach 410.10³a begann.

Sanidine aus dem Selbergit von Rieden und dem selbergitischen Bimssteintuff der Gruben „Hoheley“ und „In der Erle“

Alter: Sanidin aus Selbergit 420.13³a

Sanidine „Hoheley“ 350.10³a

350.10³a

Sanidin „In der Erle“ 350.10³a

Die Gesamtablagerung der Selbergittuffe im Riedener Kessel läßt sich gliedern in den unteren blockreichen Basistuff, den mittleren, größtenteils feinkörnigen und geschichteten Tuff und den oberen Bimssteintuff (Abb. 5).

Der Basistuff wird an der Hardt bei Rieden discordant vom mittleren Tuff überlagert. Der obere Bimssteintuff enthält als Auswürflinge Stücke von schon verfestigtem mittlerem Tuff.

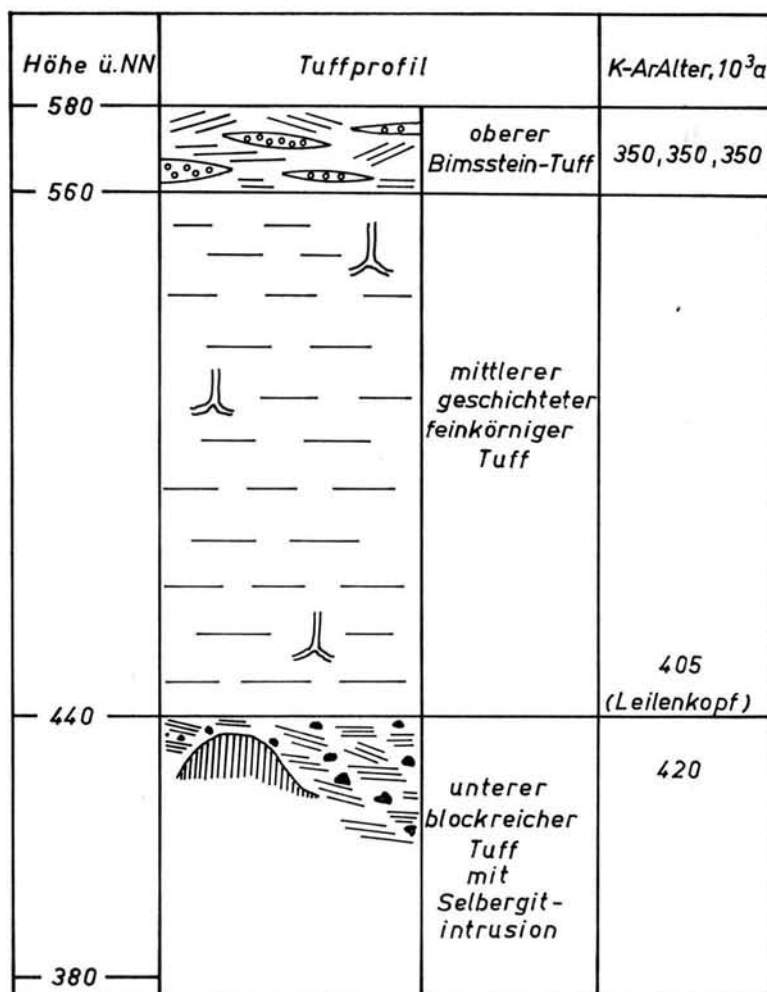


Abb. 5. Profil der Selbergit-Tuffe im Riedener Kessel, Laacher Vulkangebiet.

Im Basistuff treten Verwehungsstrukturen auf, die als Hinweis auf eine Kaltzeit angesehen werden. Der mittlere Tuff enthält Blattabdrücke, Holzeinschlüsse und Negativformen von Baumstämmen, die Zeugen einer Warmzeit darstellen. Der darüber folgende Bimssteintuff weist wieder starke Verwehungsstrukturen auf, die eine neue Kaltzeit anzeigen.

Eine analoge Abfolge von Klimaindikatoren läßt sich im Profil der Selbergittuffe in der Umgebung der Rodderhöfe bei Ettringen beobachten, Verwehungen an der Basis, Baumnegative im mittleren Tuff und Verwehungen im oberen Bimssteintuff.

Ein Sanidin aus dem im Zusammenhang mit der Förderung des Basistuffes aufgedrungenen Selbergit von der Hardt bei Rieden ergab das Alter $420 \cdot 10^3$ a. Zwei Sanidine aus der Grube „Hoheley“ und ein Sanidin aus der Grube „In der Erle“, die alle aus dem oberen Bimssteintuff stammen, besitzen die Alter $350 \cdot 10^3$ a.

Die Zeitspanne zwischen den Altern der in den beiden Kaltzeiten gefördertten Sanidine beträgt ungefähr $70 \cdot 10^3$ a. Die Daten gehören nach diesem zeitlichen Abstand in zwei ver-

schiedene Glaciale, die durch ein Interglacial, in dem der mittlere Tuff abgelagert wurde, getrennt sind. Nach den Altern „Olbrück“ und „Leilenkopf I“, die an der Wende Kaltzeit der älteren Hauptterrasse zur Warmzeit zwischen der älteren und jüngeren Hauptterrasse stehen, kann das erste Glacial im Tuffprofil des Riedener Kessels gleichgesetzt werden mit der Kaltzeit, in der die ältere Hauptterrasse, das zweite mit der Kaltzeit, in der die jüngere Hauptterrasse aufgeschottert wurde.

In den Schottern der jüngeren Hauptterrasse auf der Kettiger Höhe bei Kärlich (Neuwieder Becken), die von der Basis an basaltischen Augit und Ägirinaugit aus den wechsel-lagernden Basalt- und Selbergittuffen im Raume des Riedener Kessels führen, nimmt die Menge des Ägirinaugit in der oberen Hälfte des Profiles sprunghaft zu, während der Anteil der basaltischen Augite sich nur wenig ändert (Abb. 6). Das vermehrte Auftreten von Ägirinaugit wird mit dem Ausbruch des oberen selbergitischen Bimssteintuffes im Riedener Kessel in Zusammenhang gebracht, der in einer Kaltzeit stattfand, die nach den Sanidin-altern jünger ist als die Kaltzeit der älteren Hauptterrasse. Der Bimsstein ist durch starke Ausbrüche wahrscheinlich zum Teil primäräolisch, zum Teil unter den glacialen Klima-bedingungen auch durch Verwehung in den Schottern der jüngeren Hauptterrasse zur Ablagerung gekommen.

Der obere Teil der Schotter der jüngeren Hauptterrasse besitzt danach ein Alter von ungefähr 350.10^3 a. Das Alter 420.10^3 a fällt in die Zeit der Aufschotterung der älteren Hauptterrasse.

Alkalibasalt-Lava des Sulzbusch

Alter: 340.10^3 a

Die Lockermassen des Sulzbusch lagern gegen das Nettetal überall auf devonischem Untergrund. An der Nordwestflanke ist der Berg von unten an von Selbergittuff bedeckt. Der Hauptkegel ist zum Teil älter als die Selbergittuffe an den Rodderhöfen. Vom öst-

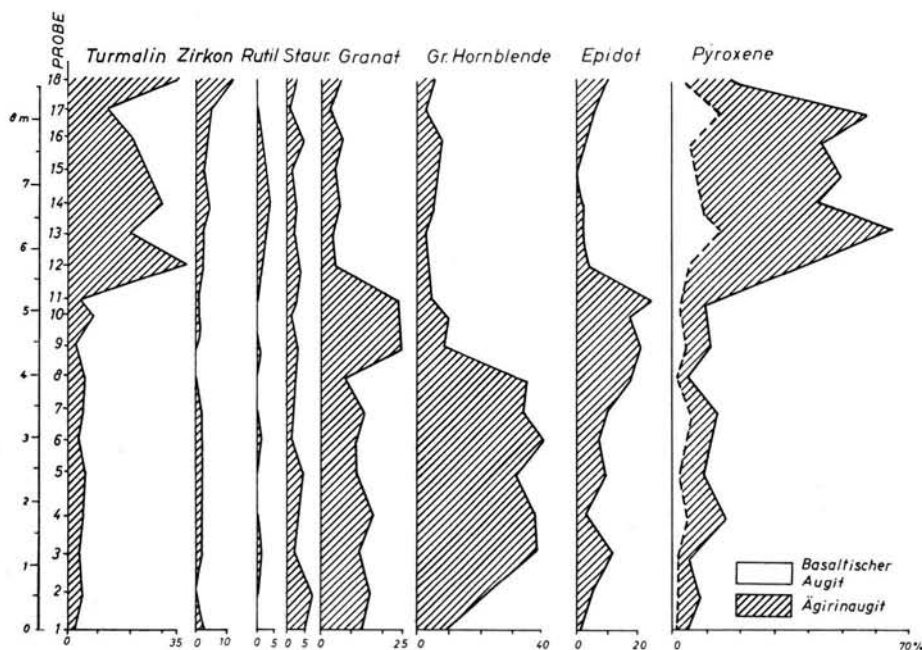


Abb. 6. Verteilung der Schwerminerale in den Schottern der jüngeren Hauptterrasse in der Tongrube Kärlich, Neuwieder Becken.

lichen Nebenkegel stammen wahrscheinlich die alkalibasaltischen Tuffe, die am Wege nach Rieden im höheren Profil der Selbergittuffe auftreten. Die Tätigkeit des Sulzbusch hat lange angedauert und war im ganzen gleichalterig mit den Ausbrüchen der Selbergittuffe. Der Alterswert wurde an der vom Nebenkegel stammenden Lava ermittelt. Er steht dem Alter der selbergitischen Bimssteintuffe (350.10^3a) nahe.

Selbergit des Engelner Kopfs und Leucitophyr des Perlerkopfs
Alter: 320.10^3a und 320.10^3a

Zwischen den Ausbrüchen des Engelner Kopfs und Perlerkopfs und den Rheinterrassen lassen sich keine unmittelbaren Altersbeziehungen herstellen. Die Bestimmungen dienen dem Zweck, die Tätigkeit der selbergitischen Vulkane zeitlich genauer abzugrenzen. Nach der Mineralführung der Rheinterrassen sollten die Ausbrüche der selbergitischen Tuffe und Gesteine im Nordwesten des Laacher-See-Gebietes nicht wesentlich jünger als die jüngere Hauptterrasse sein. Mit den schon behandelten Vorkommen und den Gesteinen vom Engelner Kopf und Perlerkopf ist die Mehrzahl der selbergitischen Fördermassen erfaßt. Die Daten „Engelner Kopf“ und „Perlerkopf“ schließen sich eng an die vorhergehenden Alter an. Die Ausbrüche der selbergitischen Magmen waren danach kurz nach der Aufschotterung der jüngeren Hauptterrasse im wesentlichen beendet.

Alkalibasalt-Lava des Hochsimmers

Alter: 300.10^3a

Die Lava des Hochsimmers lagert ungefähr 90 m über dem heutigen Flußbett auf einem alten Talboden der Nette. Die Eintiefung des Nettetales ist durch Einschüttungen von basaltischen und selbergitischen Förderprodukten mehrfach gestört worden und dadurch eine Zeitlang hinter der Entwicklung des Rheintales zurückgeblieben. Die stratigraphische Stellung der Hochsimmer-Lava wurde daher nicht nach ihrer Höhenlage, sondern aufgrund anderer Anhaltspunkte festgelegt.

In den vor der Lavaeffusion ausgeworfenen Tuffen des Hochsimmers finden sich als Auswürflinge selbergitische Bimssteine aus der oberen Bimssteinschicht des Riedener Tuffprofils. Unter dem Lavastrom treten in Geröllablagerungen der alten Nette Stücke von Sulzbusch-Lava auf. Die Tätigkeit des Hochsimmers begann also nach der Ablagerung der Bimssteintuffe „Hoheley“ und „In der Erle“ und der Effusion der Sulzbusch-Lava, das ist nach 350.10^3a und 340.10^3a .

Die Hochsimmertuffe im Liegenden der Lava sind zum Teil in Löß eingeschaltet und wurden somit in einer Kaltzeit gefördert. Hierauf weisen auch bis einige Meter mächtige Lagen von eckigem Solifluktionsschutt unter der Lava hin, der mit Löß vermischt ist. Westlich St. Johann sind drei übereinanderliegende Teilströme des Hochsimmers jeweils durch eine Zwischenlage von Solifluktionsschutt und Löß getrennt. Minerale vom Hochsimmer fehlen noch in der jüngeren Hauptterrasse, treten aber in den Schottern der älteren Mittelterrasse des Rheines bei Hüllenberg auf. Die Ausbrüche des Hochsimmers fanden daher wahrscheinlich am Anfang der Aufschotterung der älteren Mittelterrasse statt.

Alkalibasalt-Lava des Hochsteins

Alter: 260.10^3a

Der Hochstein war ebenso wie der Sulzbusch lange tätig. Die von ihm stammenden älteren Lapillituffe unterlagern an der Straße Ettringen-Bell den Selbergittuff der Rodderhöfe. Weitere Tuffe des Hochsteins sind in der Grube „In der Erle“ in die oberen selbergitischen Bimssteintuffe eingeschaltet. Der bis zum Thürer Berg sich erstreckende Lavastrom muß noch bedeutend jünger sein. Zur Zeit der Effusion hatte der Kellbach die Selbergittuffdecke östlich vom Hochstein bereits durchschnitten und auch den devonischen Untergrund schon tiefer erodiert. Die Unterlage der Lava dürfte jedoch bei Obermendig

und Thür über dem Niveau der mittleren Mittelterrasse liegen. Die petrographische Zusammensetzung des Gesteins leitet schon zu den Basaniten über, die, wie die Laven des Bausenberg, Veitskopf und Lummerfeld, vor allem in der Zeit der mittleren Mittelterrasse gefördert wurden. Das Alter würde den angegebenen Zusammenhängen ungefähr entsprechen.

Lava aus dem Tuff „Leilenkopf III“

Alter: 220.10³a

Eine Analyse des Gesteines liegt nicht vor.

In den älteren Tuffen „Leilenkopf I“ und „Leilenkopf II“ ist nach ihrer Ablagerung ein zum Brohthal orientiertes System von Erosionsmulden und -rinnen entstanden, das bis auf das Niveau der älteren Mittelterrasse herabreicht, sich von hier aber nicht weiter nach unten fortsetzt.

In der bei Niederlützingen auslaufenden westlichen Erosionsrinne lagern auf der Erosionsoberfläche Reste eines Lösses mit Lößkindeln, der frühestens in der Kaltzeit der älteren Mittelterrasse abgesetzt worden sein kann. Anschließend wurde er, wahrscheinlich unter Bodenbildung, entkalkt und dann größtenteils wieder abgetragen.

Über dem reliktschen Löß lagern jüngere, lößartige Einwehungen, dann folgen feingeschichtete basaltische Sande, die durch Kryoturbation stark gestört sind. Sie gehen nach oben in sandreichen Lapillituff über, in dem größere Lava-Auswürflinge enthalten sind. Das Profil endigt mit zwei Lößhorizonten, zwischen die würemzeitlicher Wehrer Bimsstein eingeschaltet ist.

Der Sand- und Lapilli-Tuff „Leilenkopf III“ ist nach diesen Zusammenhängen jünger als die ältere Mittelterrasse und älter als die Niederterrasse.

Am Hotel „Kleiner Petersberg“ bei Niederbreisig, 5 km vom Leilenkopf entfernt, ist eine 60 cm mächtige Lage des Tuff „Leilenkopf III“ in die Schotter der mittleren Mittelterrasse in 0.9 m Höhe primär-äolisch eingeschaltet. Die Aufschotterung der mittleren Mittelterrasse hat danach nicht lange vor 220.10³a begonnen.

Alkalibasalt-Lava des Bausenbergs

Alter: 150.10³a, 140.10³a

Bei Gönnersdorf im Vinxttal liegt der Lavastrom des Bausenbergs zum größten Teil einer Verebnung auf, die mit der mittleren Mittelterrasse des Rheintales parallelisiert werden kann. Die Stirn des Stromes befindet sich noch einige Meter unter diesem Niveau. Die Lavaeffusion fand statt, als die mittlere Mittelterrasse schon etwas eingeschnitten war. Das Alter „Bausenberg“ wurde daher in die Zeit zwischen der Bildung der mittleren und unteren Mittelterrasse eingeordnet.

8. Zuverlässigkeit der K-Ar-Daten

Wie weit die K-Ar-Daten das wirkliche Alter der Vulkanausbrüche und der jeweils zur selben Zeit in Bildung begriffenen Terrassen wiedergeben, hängt vor allem davon ab, ob die Proben bei der Förderung vollständig entgast waren und in welchem Umfange sie das in der Folgezeit sich bildende radiogene Argon behielten. Mit physikalischen Methoden lassen sich diese Fragen in den vorliegenden Fällen nicht beantworten. Die Beurteilung der Zuverlässigkeit der K-Ar-Daten muß sich in der Hauptsache auf die geologischen Zusammenhänge stützen, die allerdings nur relative Aussagen gestatten. Diese reichen jedoch häufig aus, um entscheiden zu können, ob ein Alterswert möglich und wahrscheinlich oder mit dem Ablauf der geologischen Ereignisse unvereinbar ist. Mit der zunehmenden Zahl der Bestimmungen ergaben sich auch an Hand der Daten selber Hinweise auf den Grad ihrer Genauigkeit.

Nach den gegebenen Beurteilungsmöglichkeiten wurden die Daten geschieden in wahrscheinliche und unwahrscheinliche Alter.

Die wahrscheinlichen Alter sind in dem Zeitschema der Terrassen und Eiszeiten in Abb. 8 enthalten. Sie passen sich, wie gezeigt wurde, in den Ablauf sowohl der vulkanischen Vorgänge wie auch der Terrassenbildungen ohne erkennbare Widersprüche ein. Die aus selbergitischen Tuffen und Gesteinen stammenden Proben ergaben die höheren, die Lavaproben die mittleren Alterswerte. Dies entspricht der sedimentpetrographisch festgestellten Mineralverteilung in den Terrassenschottern. Die älteren Vulkanausbrüche ließen sich mit den Hauptterrassen, die danach folgenden mit den Mittelterrassen konzentrieren. Die Alterswerte stehen auch mit der engeren Förderfolge im Vulkangebiet in guter Übereinstimmung.

Nach den Beziehungen zur Talmorphologie ist der Vulkanismus in der Westeifel und im Laacher-See-Gebiet im ganzen gleichalterig. Zwei Sanidine aus den ältesten alkalibasaltischen Tuffen am Mühlenberg bei Hohenfels und vom Killer Kopf bei Rockeskyll ergaben die Alter „Hohenfels“ = 460.10^3a und „Rockeskyll“ = 430.10^3a . Sie liegen zwischen den Altern „Schellkopf“ und „Hardt“ (Rieden) des Laacher Gebietes. In der Westeifel haben danach, wie im Laacher-See-Gebiet, schon vor der Aufschotterung der älteren Hauptterrasse Vulkanausbrüche stattgefunden.

Unwahrscheinliche Alter ergaben die Proben:

Alkalibasaltische Laven „Mauerley“ und „Lummerfeld“

Alter: Mauerley 100.10^3a

Lummerfeld 90.10^3a

Die Lavaströme „Mauerley“ und „Lummerfeld“ liegen der mittleren Mittelterrasse des Gleeser Tales und Brohltales auf und sollten gegenüber der Lava des Bausenberg das gleiche oder ein etwas höheres Alter besitzen. In den Vorkommen gibt es keine Steinbrüche. Die Proben wurden daher an der Oberfläche entnommen. In der Würmeiszeit sind beide Ströme mehrere Male von Bimssteintuffen eingedeckt worden, die eine Mindesttemperatur zwischen $400-600^\circ C$ besaßen. Möglicherweise ist dadurch nahe der Oberfläche ein Teil des radiogenen Argons aus den Lavagesteinen ausgetrieben worden, so daß die Proben zu geringe Alter ergeben.

Alkalibasaltische Lava des Fornicher Kopf südlich Brohl

Alter: 270.10^3a

Die Lava des Fornicher Kopf ist bis auf die jüngere Mittelterrasse des Rheines geflossen. Für den zu hohen Alterswert läßt sich weder eine vulkanologische noch eine petrographische Begründung geben.

Bei dem Alter „Thürer Wald“ 180.10^3a kann über die Zuverlässigkeit nichts ausgesagt werden. Die Probe stammt aus einem alkalibasaltischen Lavastrom, der sich im Liegenden der Selbergittuffe am Rande des Riedener Kessels befindet. Die Lava kann nach der Lagerung älter als die Tuffe sein. Es ist aber auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß sie subfusiv unter die Tuffe eingedrungen und dann jünger ist, was dem ermittelten Alter entsprechen könnte.

Sanidine „Leubsdorf“, „Kärlich“ und „Laach“

Alter: Leubsdorf 630.10^3a

Kärlich 2450.10^3a

Laach 230.10^3a

Laach 1510.10^3a

Die Sanidine „Leubsdorf“ stammen aus einem phonolitischen Bimssteintuff, der primärvulkanisch in die Schotter der mittleren Mittelterrasse eingeschaltet ist, die Sanidine „Kär-

lich“ aus würmzeitlichem Wehrer Bimsstein in der Tongrube Kärlich und die Sanidine „Laach“ aus dem allerödzeitlichen Bimsstein des Laacher Kessels. Die Daten sind mit der relativen Abfolge der Tuffe nicht vereinbar und im ganzen zu hoch.

Die Sanidine „Leubsdorf“ und „Kärlich“ treten als lose, einige mm große Kristalle in den Ablagerungen auf. Sie sind teils endomagmatisch gebildet worden, zum Teil stammen sie wahrscheinlich aus Sanidiniten, die kontaktmetasomatisch aus vordevonischen Phylliten und Glimmerschiefern im Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges hervorgegangen sind. Die zu hohen Alter dürften auf ererbtes Argon in den aus Sanidiniten stammenden Kristallen zurückzuführen sein. Das gleiche kann bei den Sanidinen „Laach“ angenommen werden, die aus metasomatisch entstandenen Sanidiniten separiert worden sind. Die Temperatur der Bimssteintuffe betrug bei der Eruption mindestens einige 100° C. Die Ausbrüche erfolgten sehr rasch. Wahrscheinlich wurde hierbei nicht alles radiogene Argon ausgetrieben.

Größere Einsprenglingskristalle von Biotit und Augit aus Tuffen und Gesteinen

Alter: Biotit „Leilenkopf II“	1300.10 ³ a
Biotit „Hoheley“	2500.10 ³ a
Biotit „Thürer Wald“	1500.10 ³ a
Biotit „Leilenkopf III“	1500.10 ³ a
Biotit „Fornicher Kopf“	280.10 ³ a
Augit „Bausenberg“	11000.10 ³ a
Augit „Fornicher Kopf“	3500.10 ³ a

Die Einsprenglinge von Biotit und Augit ergaben gegenüber den aus denselben Vorkommen stammenden Sanidinen und Gesteinen stets höhere und in der Mehrzahl stärker abweichende Alter. Es handelt sich bei ihnen um intratellurische Frühausscheidungen der vulkanischen Magmen, die mehr oder weniger lange vor den Vulkanausbrüchen kristallisierten und ein höheres Alter als diese besitzen. Die Altersmessungen an den Einsprenglingen können dann zwar richtig sein, die bestimmten Werte dürfen aber nicht mit dem Alter der Vulkanausbrüche gleichgesetzt werden. Ob die Altersunterschiede zwischen den Biotit- und Augiteinsprenglingen und ihren erst nach den Ausbrüchen erstarrten Wirtgesteinen hierauf zurückzuführen ist, läßt sich noch nicht entscheiden. Jedenfalls dürften nach den vorliegenden Ergebnissen frühgebildete Einsprenglinge von Biotit, Augit und wahrscheinlich auch von Hornblende für die Datierung junger Vulkanausbrüche und von Sedimenten, die mit den Ausbrüchen zeitlich konnektiert werden können, wie im vorliegenden Falle die Schotter der Rheinterrassen, nicht geeignet sein.

9. K-Ar-Daten und Eiszeitchronologie

Das System der pleistozänen Flußterrassen bildet eine natürliche und, solange die Unterscheidung nur nach der Höhenlage durchgeführt wird, hypothesenfreie Grundlage für die stratigraphische Festlegung der K-Ar-Daten. Versucht man nun unter der Annahme, daß die Schotterdecken der einzelnen Terrassen jeweils einer besonderen Eiszeit entsprechen, die Daten mit dem Ablauf der pleistozänen Vereisungen in Verbindung zu bringen, so ergibt sich, daß das Terrassenschema mit der herkömmlichen Einteilung der Glacialzeiten nach PENCK und BRÜCKNER nicht vollständig in Einklang gebracht werden kann. Dies führt zu der Frage, wie weit die einzelnen Terrassen und Schotterhorizonte Glacialzeiten oder möglicherweise auch zeitlich weiter auseinanderliegenden Stadien einer Glacialzeit angehören.

An der Verteilung von Olivin, Augit und Sanidin, die aus Tuffen stammen, die gleichzeitig in einzelnen Horizonten des Würm-Löß-Profiles in der Tongrube Kärlich und in den Schottern der Niederterrasse im Neuwieder Becken vulkanisch-äolisch abgelagert wor-

den sind, ließ sich der Nachweis erbringen, daß die Schotterdecke der Niederterrasse in ihren verschiedenen Höhen mit einzelnen Horizonten des Würm-Löß-Profiles korreliert werden kann (Abb. 7). Die Gesamtschotterdecke besteht danach aus mehreren durch Sandschichten getrennten Teildecken, die in den aufeinanderfolgenden Stadien der Würmeiszeit abgelagert wurden. Daraus folgt, daß das vollständige Schotterprofil der Niederterrasse dem Gesamtzeitraum der Würmeiszeit ungefähr gleichgestellt werden kann. Entsprechendes gilt auch für die übrigen Terrassenschotter. So lagern in der Schotterdecke der mittleren Mittelterrasse mindestens zwei Teildecken übereinander, zwischen die, wie in der Niederterrasse, eine zum Teil lößartige Sandschicht zwischengeschaltet ist. Aufgrund dieser Befunde kann man annehmen, daß zwischen den Stadien einer Eiszeit keine so weitgehende Taleintiefung stattgefunden hat, daß sie den jetzigen Abständen zwischen den Rheinterrassen gleich käme. Die Schotterdecken der einzelnen Terrassen werden daher jeweils einer selbständigen Eiszeit zugeordnet.

Es wird jetzt als sicher angenommen, daß die Niederterrassen der Würmeiszeit und die untere Mittelterrasse der Rißeiszeit entspricht (WOLDSTEDT 1961). Die Hauptterrasse wird im allgemeinen mit der Günzeiszeit in Zusammenhang gebracht. Wenn den einzelnen, durch längere Erosionszeiten getrennten Terrassenbildungen jeweils eine Eiszeit entspricht, sind zwischen Günz und Riß außer der Mindeleiszeit noch zwei weitere Eiszeiten einzu-

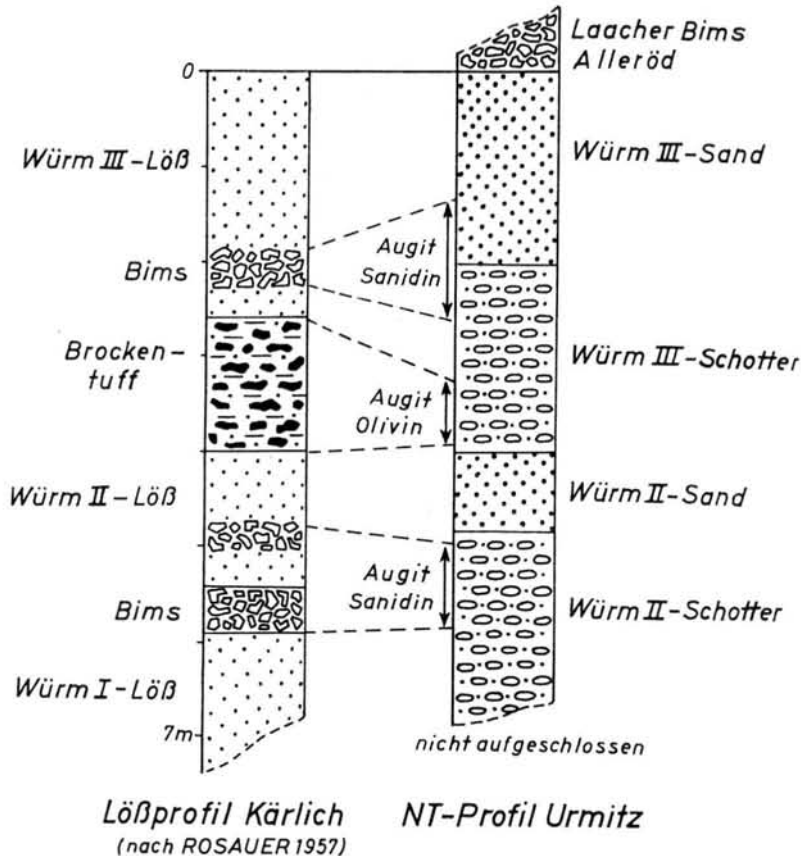


Abb. 7. Zusammenhang zwischen den vulkanischen Tuffeinschaltungen im Würmlöß der Tongrube Kärlich und dem Mineralgehalt der Schotter der Niederterrasse des Rheines bei Urmitz im Neuwieder Becken.

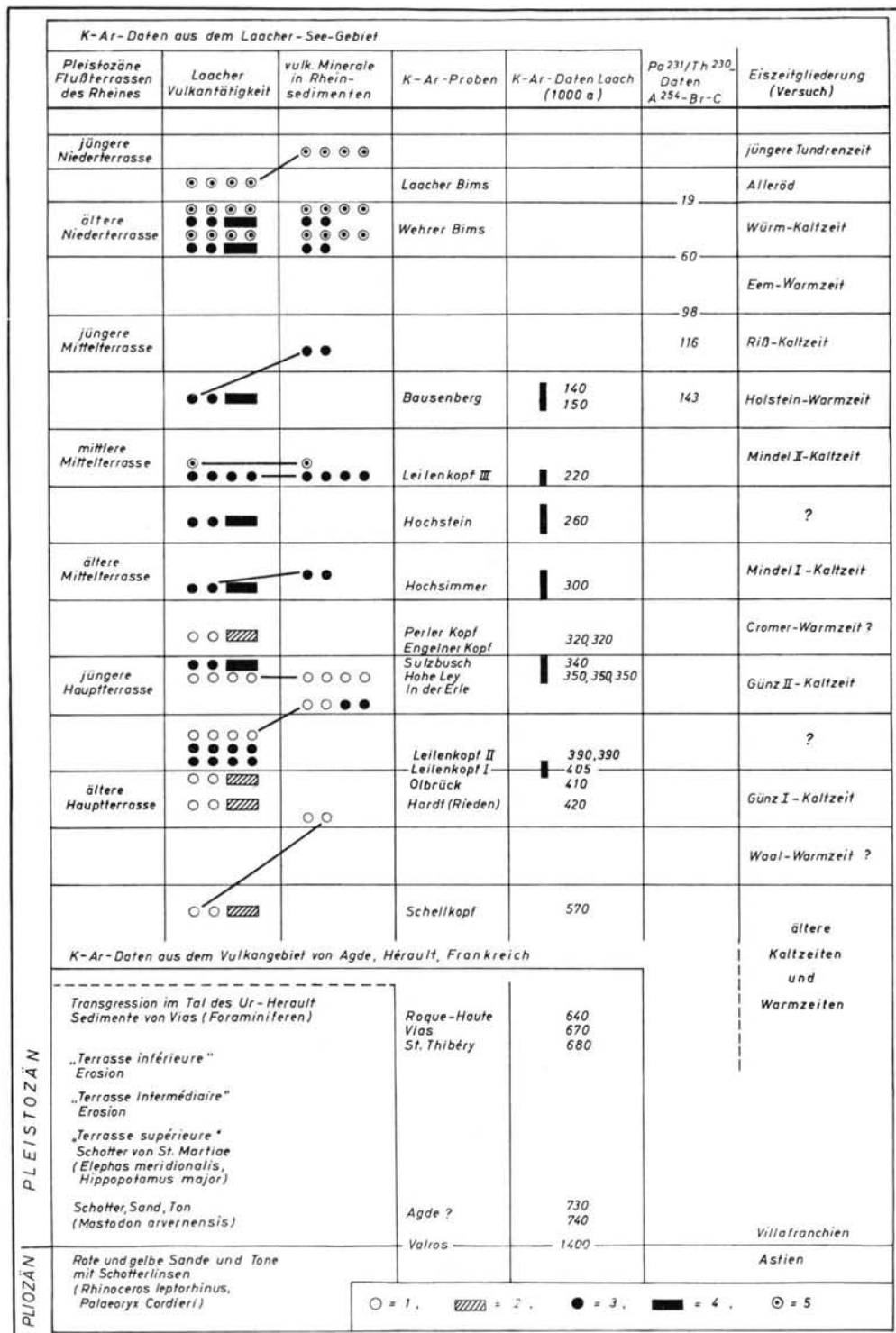


Abb. 8. Zeittafel des Laacher Vulkanismus, der Schotterterrassen des Rheines und der Eiszeiten, sowie Verbindungen der vulkanischen Förderprodukte zu den Schotterablagerungen des Rheines.
1: Selbergittuff; 2: Selbergit; 3: Basalttuff; 4: Basaltlava; 5: Bimsstein.

schalten, die bis jetzt noch unbekannt sind. In dem hier aufgestellten Zeitschema der Eiszeiten (Abb. 8) sind die Günz- und Mindelzeit vorläufig in die Kaltzeiten Günz I und II und Mindel I und II aufgeteilt worden.

In Abhängigkeit von den Gegebenheiten im Gelände konnte die stratigraphische Zuordnung der K-Ar-Daten zu den Terrassen und damit zum Ablauf der Eiszeiten mit größerer oder geringerer Genauigkeit erfolgen. Dementsprechend sind die Bereiche, in welche die Alterswerte wahrscheinlich zu stellen sind, in unterschiedlicher Länge dargestellt.

Die in das Zeitschema eingetragenen $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$ -Daten von ROSHOLT, EMILIANI, GEISS, KOCZY & WANGERSKY (1962) treffen sich im Bereich der Holsteinwarmzeit mit den K-Ar-Daten aus dem Laacher Vulkangebiet.

Nach den $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$ -Bestimmungen betrug die mittlere Dauer der Glacialzeiten Würm und Riß und des Eem-Interglacials jeweils ungefähr $40 \cdot 10^3$ a. Eine ähnliche Größenordnung ergibt sich für die vorausgehenden Glacial- und Interglacialzeiten aus den Laacher Daten. Vom Alter „Leilenkopf III“ am Anfang der Mindel II-Kaltzeit und „Hochsimmer“ am Anfang der Mindel I-Kaltzeit beträgt das Mittel bis zum Ende des Würms jeweils rund $40 \cdot 10^3$ a, vom Alter „Olbrück“ — „Leilenkopf I“ am Übergang vom Günz I zum Interglacial Günz I — Günz II bis zum Ende des Würms etwa $39 \cdot 10^3$ a und zwischen „Olbrück“ — „Leilenkopf I“ und „Leilenkopf III“ $37-38 \cdot 10^3$ a. Von der Günz I-Kaltzeit an dürfte danach die mittlere Dauer der Glacial- und Interglacialzeiten nahe bei $40 \cdot 10^3$ a gelegen haben.

In das Zeitschema wurden auch die an Lava-Proben aus dem Vulkangebiet von Agde, Dept. Hérault, Südfrankreich ermittelten Alter zusammen mit den stratigraphischen Angaben von J. B. KLOOSTERMANN (1959) aufgenommen. Aus der Schichtausbildung ergeben sich Hinweise auf eine Abfolge von Kalt- und Warmzeiten, die aufgrund der Alterswerte älter als die Günz I-Kaltzeit sind. EVERNDEN & al. (1957) konnten auch in Californien eine Kaltzeit bestimmen, die älter als $960 \cdot 10^3$ a ist. Die Grenze Pliozän/Pleistozän liegt nach dem Alter „Valros“ bei $1400 \cdot 10^3$ a, nach einer von EVERNDEN (1964) am selben Gestein vorgenommenen Bestimmung bei $1600 \cdot 10^3$ a.

A n e r k e n n u n g e n : Die Autoren danken dem Direktor des MPI für Kernphysik in Heidelberg, Herrn Prof. Dr. GENTNER, für sein förderndes Interesse an der Durchführung dieser Arbeit und die Bereitstellung der notwendigen Institutsgeräte. Weiterer Dank gilt Herrn Prof. Dr. WOLDSTEDT, Bonn, für fördernde Diskussionen. H. J. LIPPOLT dankt Herrn H. RICHTER für seine Hilfe bei der Durchführung der K-Analysen und dem Reaktor München für die Bestrahlungen der Biotitproben.

Literatur

- AHRENS, W.: Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel, Stuttgart 1930.
- AMIRKHANOV, K. I., BRANDT, S. B. and BARTNITSKII: Diffusion of radiogenic argon in feldspars Doklady Akd. Nauk, SSSR 125, 1345, 1958.
- BAADSGAARD, H., LIPSON, J. and FOLINSBEE, R. E.: The leakage of radiogenic argon from sanidine Geochim. et Cosmochim. Acta 25, 147, 1961.
- CURTIS, G. H., LIPSON, J. and EVERNDEN, J. L.: Potassium-Argon-dating of Plio-Pleistocene intrusive rocks. - Nature 178, 1380, 1956.
- DALRYMPLE, G. B.: Potassium argon dates of some Cenozoic volcanic rocks of the Sierra Nevada, California. - Bull. Geol. Soc. Amer., 74, 379, 1963.
- EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H. and LIPSON, J.: Potassium-argon-dating of igneous rocks. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 41, 2120-2127, 1957.
- EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H., KISTLER, R. W. and OBRADOVICH, J.: Argon Diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. - Am. J. Sci. 258, 583, 1960.
- EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H., KISTLER, R.: Potassium Argon Dating of pleistocene Volcanics. Quaternaria 4, 1-5, 1957.

- FECHTIG, H., GENTNER, W. und ZÄHRINGER, J.: Diffusionsverluste von Argon in Mineralien und ihre Auswirkung auf die Kalium-Argon-Altersbestimmung. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **19**, 70-79. 1960.
- FRECHEN, J.: Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel, Stuttgart. 1962.
- FRECHEN, J. und v. D. BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf.*, **4**, 89-125. 1959.
- GENTNER, W. und ZÄHRINGER, J.: Das Kalium-Argon-Alter von Tektiten. - *Z. Naturforschung*, **15 a**, 93. 1960.
- HART, S. R. and DODD, R. T.: Excess radiogenic Argon in Pyroxenes. - *J. Geophys. Research* **67**, 2998. 1962.
- KLOOSTERMANN, J. B.: Le Volcanisme de la region d'Agde, Hérault, France. - *Diss. Utrecht*. 1957.
- VON KOENIGSWALD, G. H. R., GENTNER, W. und LIPPOLT, H. J.: Age of the Basalt flow at Olduvai, East Africa. - *Nature* **192**. 720. 1961.
- LIPPOLT, H. J.: Kalium-Argon-Datierungen bei kleinen Kalium- und Argon-Konzentrationen. - *Diss. Heidelberg*. 1961.
- LIPPOLT, H. J., GENTNER, W. und WIMMENAUER, W.: Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. - *Jh. geol. LA Baden-Württemberg*, **6**, 507-538. 1964.
- LEAKEY, L. S. B., EVERNDEN, J. F., CURTIS, G. H.: Age of Bed I Olduvai Gorge, Tanganyika. - *Nature* **191**, 478. 1961.
- REYNOLDS, J. H.: Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar. - *Geochim. et Cosmochim. Acta* **12**, 177-184. 1957.
- ROSHOLT, J. N., EMILIANI, C., GEISS, J., KOCZY, F. F., WANGERSKY, P. J.: P^{231}/Th^{230} Dating and O^{18}/O^{16} temperature analysis of core A 254-Br-C. - *J. Geophys. Research*, **67**, 2907-2911. 1962.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, 1. Bd., Stuttgart, 1961, 2. Bd., Stuttgart, 1958.
- ZÄHRINGER, J.: K-Ar-Measurements of tektites, in „Radioactive Dating“, IAEA Wien. 1963.

Manusk. eingeg. 30. 3. 1965.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. Frechen, Bonn, Poppelsdorfer Schloß, Mineral.-Petrolog. Institut der Universität; Dr. H. J. Lippolt, Heidelberg, Max-Planck-Institut für Kernphysik.

Die interglazialen marinen Strände und der Aufbau des antarktischen Inlandeises

Von PAUL WOLDSTEDT, Bonn

Mit 2 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Die interglazialen marinen Strände (Sizil, Milazzo usw.) werden meist erklärt als Spuren früherer höherer Ozeanstände. Wo wir aber die Lage früherer Meeresspiegel nachprüfen können, waren sie nicht allzusehr von der gegenwärtigen verschieden. Die Strände können deshalb nicht durch Absenkung des Ozeanspiegels, sondern nur durch Hebung des Festlandes erklärt werden; sie sind wirklich „raised beaches“.

Abstract. The interglacial marine beaches (Sicilian, Milazzian etc.) are mostly explained as signs of ancient higher ocean levels. But where we can prove the height of ancient ocean levels, this is not very different from the present one. The ancient beaches cannot be explained by sinking of the ocean level, but only by rise of the continents. Thus they are really „raised beaches“.

Die interglazialen marinen Strände, die im allgemeinen in Höhen zwischen 0 und 100 m ü.d.M., in einzelnen Fällen aber auch noch wesentlich höher, vorkommen, haben zu vielen Diskussionen Anlaß gegeben. Normalerweise liegen die ältesten Strände am höchsten, so das Sizil in 80—100 m ü.d.M., das Milazzo in etwa 60 m. Es folgt das Tyrren¹⁾ in ca. 30 m, und das Monastir I in ca. 15—18 m. Der jüngste und am tiefsten liegende Strand ist das Monastir II oder „Ouljen“ in 7—8 m ü.d.M.

Zwei Hypothesen sind es hauptsächlich, die zur Erklärung dieses merkwürdigen Absinkens der Strände aufgestellt worden sind. Beide gehen von der Voraussetzung aus, daß der Meeresspiegel als solcher tatsächlich höher gestanden habe, d. h. also z. B. im Sizil rund 80—100 m höher als heute.

BAULIG (1935), ZEUNER (1945) und andere nehmen ein langsames Absinken des Ozeanspiegels seit dem Tertiär an, und zwar verursacht durch eine allmähliche Vertiefung der Ozeanböden. Diesem Absinken seien die glazialeustatischen Schwankungen (im Ausmaß von ca. 100—150 m) nur aufgesetzt gewesen.

Es ist aber sehr schwer vorstellbar, daß sich der Ozeanboden so gleichmäßig im Laufe des Quartärs und damit der Meeresspiegel abgesenkt habe. Hier kommt nun eine Hypothese zu Hilfe, die scheinbar eine bestechend einfache Lösung des Problems liefert. H. FLOHN (1963) und auch J. BÜDEL (1963) bringen das Sinken des Meeresspiegels in Zusammenhang mit der allmählichen Anhäufung des Eises in der Antarktis während des Pleistozäns. Die dort angesammelten Eismassen sind ja nach den Ergebnissen der letzten Jahre (H. HOINKES 1961, A. CAILLEUX 1963) wesentlich umfangreicher, als früher angenommen wurde. Schätzte man früher die mittlere Dicke des antarktischen Eises auf 600—1500 m, so muß sie heute zwischen 2200 und 2600 m angenommen werden. Die Gesamtmenge des in der Antarktis festgelegten Eises kann demnach zu rund 30 Mill. km³ geschätzt werden. Ein Schmelzen dieses Eises würde den Ozeanspiegel um rund 75 m erhöhen (ohne isostatische Ausgleichsbewegungen, die in ihrer Wirkung und in ihrem Umfang sehr schwer abzuschätzen sind). Rechnet man dazu noch die in Grönland angehäuften Eismassen, so würde sich der Meeresspiegel um etwa weitere 7 m erhöhen. Wir kämen also zu einer Gesamterhöhung des Ozeanspiegels um mindestens 80 m, d. h. bis etwa in das Sizil-Niveau.

So scheint es durchaus nahe zu liegen, das Absinken des Meeresspiegels einfach mit einer immer stärkeren Festlegung von Wasser in den Inlandeisen der Antarktis und Grön-

¹⁾ Es wird hier noch die Benennung verwendet, wie ich sie 1954 im Anschluß an F. ZEUNER (1945) angewandt habe. Auf einige vielleicht berechtigte Änderungen in der Bezeichnung soll an anderer Stelle eingegangen werden.

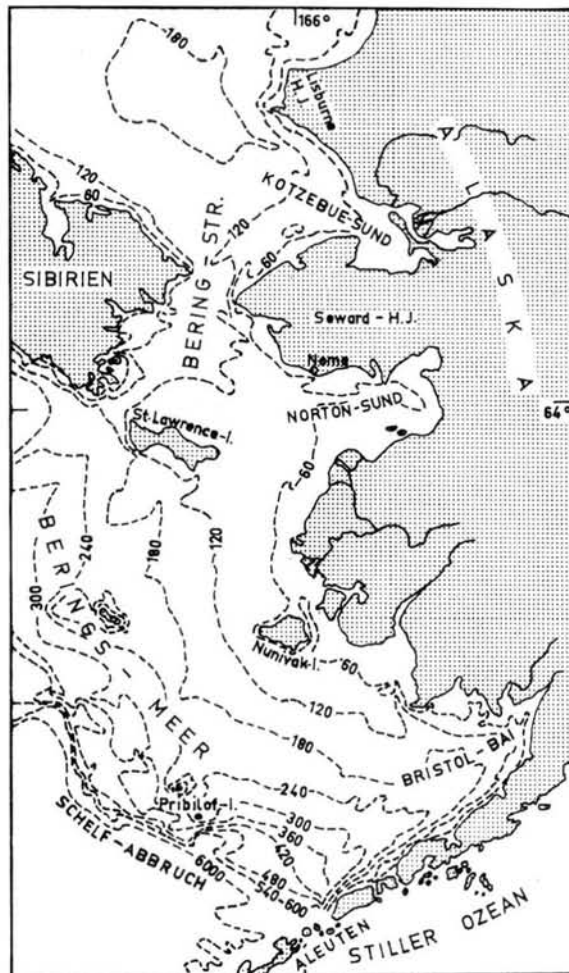


Abb. 1. Übersichtskärtchen der Bering-Straße und des Bering-Meeres (nach D. M. HOPKINS 1959).
Merkator-Projektion, mittlerer Maßstab 1 : 14 Mill.; Tiefenlinien in Fuß.

lands in Zusammenhang zu bringen — wie oben schon gesagt, eine scheinbar bestehend einfache Lösung. Aber bei genauerer Nachprüfung zeigen sich doch erhebliche Schwierigkeiten. Vor allen Dingen ist die Grundvoraussetzung zu prüfen: Stand tatsächlich der Meeresspiegel im Sizil um 80—100 m höher als heute?

Diese Grundvoraussetzung, von der sowohl die Hypothese der Vertiefung der Ozeanböden wie die des quartären Inlandeisaufbaues in der Antarktis und Grönland ausgeht, scheint jedoch nicht zuzutreffen. Im Gegenteil spricht alles dafür, daß der Meeresspiegel damals annähernd dieselbe Höhenlage hatte wie heute²⁾.

Nehmen wir einmal an, wir hätten im Sizil wirklich einen um 100 m höheren Meeresspiegel gehabt, dann müßten damals nicht nur der größte Teil von Norddeutschland,

²⁾ Das nimmt auch C. A. COTTON (1963) an. Er hält die Hypothese eines im Quartär ständig absteigenden Meeresspiegels für falsch und erklärt das Vorkommen hochgelegener mariner Strände durch spätere (epeirogenetische ?) Hebung.

Holland und Belgien überflutet gewesen sein, sondern ebenso weite Gebiete von Frankreich und England. Alle diese Gebiete kennen wir aber durch Bohrungen und Aufschlüsse sehr genau. Nirgendwo sind weiter im Inland Ablagerungen des marinen Sizils oder der jüngeren Transgressionen gefunden worden, die wir erwarten müßten, wenn wir wirklich einen erheblich höheren Meeresspiegel gehabt hätten. Hierauf ist auch schon von anderer Seite hingewiesen worden.

Wir kennen in weiten Gebieten (Norddeutschland, Holland, Belgien, England usw.) die Grenzen der alten marinen Überflutungen recht genau: sie liegen überall nicht allzuweit von der jetzigen Küste, und wir können daraus nur den einen Schluß ziehen, daß der Meeresspiegel annähernd in derselben Höhe lag wie heute.

Ganz klar wird das, wenn wir die alten Brückengebiete betrachten, über die einst die Floren, Faunen und Menschen im Quartär gewandert sind. Ich greife als Beispiel die Bering-Straße (HOPKINS 1959) heraus (Abb. 1). Dasselbe gilt aber auch für den Sunda-Schelf (MOVIUS 1949) oder den Ostchinesischen Schelf. Sunda-Schelf und Bering-Straße sind beide heute etwa 40—60 m, der Ostchinesische Schelf 60—80 m tief, und über alle Gebiete sind schon während der Kaltzeiten des Alt-Pleistozäns die Faunen gewandert. Die älteste Fauna Javas, die siva-malayische, die aus Indien kam, muß schon in einer Vorgünz-Kaltzeit nach Java eingewandert sein.

Nehmen wir für die altpleistozänen Warmzeiten einen Meeresspiegel von nur 100 m über dem jetzigen an — er wäre nach einigen Autoren zeitweise noch erheblich höher gewesen —, so müßte er um mindestens 140—160 m abgesenkt gewesen sein, ehe Landbrücken, wie die der Bering-Straße oder Teile des Sunda-Schelfs nur gerade aus dem Meere auftauchen konnten. Schon das würde eine Vereisung vom Umfang der größten bekannten Vergletscherungen der Erde voraussetzen, wie sie höchstens in der Mindel- oder Riß-Eiszeit vorhanden waren. Aber die Landbrücken mußten nicht nur gerade im Meeresspiegel liegen, sondern mindestens etwas, sagen wir auch nur 10 m, über dieses hinausragen, um nicht durch Brandungswirkung, Sturmfluten und dgl. gleich wieder unterbrochen zu werden. Außerdem mußten ja die Tiere, die auf ihnen wanderten, dort Nahrung finden.

Hinzu kommt z. B. für die Bering-Straße, daß diese als Wanderweg wohl nicht gerade im stärksten Maximum der Eiszeiten dienen konnte, sondern viel eher in etwas milderen Zeiten (Interstadialen), als das Klima nicht so extrem kalt war. Wir dürfen also hier nicht die größte Absenkung des Meeresspiegels zugrunde legen, sondern Zeiten etwas geringerer Absenkung, sagen wir um mindestens 20—30 m geringer. Wir kämen also für die Zeit der ersten Tierwanderungen über die Bering-Straße, die, wie wir wissen, in den ältesten Kaltzeiten dort stattfanden, auf eine Absenkung um mindestens 170 m. Nach allem, was uns bekannt ist, stehen aber so große Vereisungen, die eine solche Absenkung des Ozeanspiegels hätten hervorrufen können, für diese ältesten Kaltzeiten gar nicht zur Verfügung. Für die ältesten Kaltzeiten können wir höchstens Vereisungen vom Umfange der Letzten (Würm), wahrscheinlich aber nur solche wesentlich geringeren Umfanges annehmen. Wir müssen daraus folgern, daß der Meeresspiegel vor und nach diesen Vereisungen nicht allzuviel von dem jetzigen verschieden gewesen sein kann. Das schließt natürlich nicht aus, daß der Meeresspiegel im Alt-Quartär um Zehner von Metern höher gelegen haben könnte als gegenwärtig. So genau können wir die Höhenlage der früheren Landbrücken nicht rekonstruieren. Aber es können nur Zehner, nicht hundert Meter und mehr gewesen sein.

Wir können aus allem nur folgern, daß der Meeresspiegel schon im Alt- und Mittelpleistozän nicht allzusehr von dem heutigen verschieden gewesen sein kann. Wie aber sind dann die marinen Terrassen zu erklären, die um so höher liegen, je älter sie sind? Sie können nicht durch ein Absinken des Meeresspiegels, sondern nur durch spätere Hebungen des Festlandes erklärt werden, d. h. sie sind das, was auch die englische Bezeichnung ausdrückt: raised beaches.

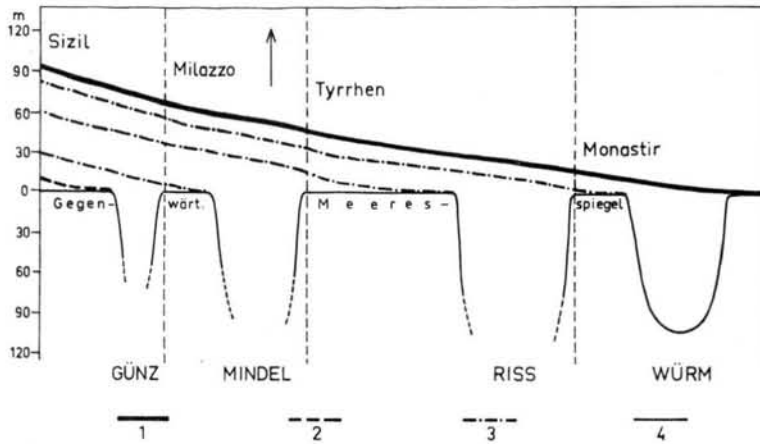


Abb. 2. Schema zur Verdeutlichung des Anstiegens der interglazialen marinen Strände im Laufe des Quartärs nach C. ARAMBOURG 1954; geringfügig geändert). 1 = Gegenwärtige Höhenlage der Kontinente; 2 = Höhenlage in der Vorgünz-Zeit; 3 = Höhenlage in verschiedenen Abschnitten des Pleistozäns; 4 = glazialeustatische Schwankungen des Meeresspiegels.

Wie das vor sich gegangen sein könnte, hat C. ARAMBOURG (1954) zu erklären versucht. Er bringt die späteren Hebungen mit einer Entlastung des Festlandes infolge der seither erfolgten Abtragung in Zusammenhang. Diese Abtragung kann im Mittel für die gesamte Kontinentalmasse zu etwa 0,11 mm im Jahr geschätzt werden. In einer Million Jahren würde das eine Gesamtmenge von 16 Millionen km³ ausmachen; d. h. verteilt auf 145 Millionen km² Landfläche, würde eine Abtragung von im Durchschnitt 110 m erfolgt sein. Nimmt man als mittleres spezifisches Gewicht der Kontinentalbildungen 2,5, das der sie im Untergrunde ersetzenden Sima-Massen 3,0 an, so würde sich ein Verhältnis von 5 : 6 ergeben (vgl. für das Folgende Abb. 2).

Vollkommene Isostasie vorausgesetzt, würde das eine Hebung des Festlandes um rund 90 m seit dem Sizil bewirken. Das stimmt verblüffend genau mit den Werten überein, die im allgemeinen für das Sizil angegeben werden. Natürlich bedeutet das nun nicht, daß überall in der Welt das Festland gegenüber dem Meer seit dem Sizil um rund 90 m aufgestiegen wäre. Vielmehr ist dies ein Mittelbetrag, der wohl in vielen Fällen erreicht, in mindestens ebenso vielen Fällen aber unter- wie überschritten wurde. Wir wissen, daß in vielen Deltagebieten der Erde die damalige Küste heute tief unter der gegenwärtigen versenkt liegt, daß sie aber auf der andern Seite, wie etwa in Teilen Californiens, hoch über den Mittelwert von 90 m emporgehoben worden ist, in diesem Fall nicht durch Vorgänge isostatischer, sondern tektonischer Art.

Die oben ausgeführte Rechnung bedarf aber noch einer Ergänzung. Die im Laufe von einer Million Jahren auf den Kontinenten abgetragenen Erdmassen wurden ja unter dem Meeresspiegel wieder abgelagert. Dadurch mußte der Meeresspiegel ansteigen, und zwar um etwa 27 m — sofern nicht der Untergrund infolge der Belastung etwas absank —, jedenfalls um Zehner von Metern. Daß aber der Meeresspiegel tatsächlich nicht angestiegen ist, das könnte auf eine langsame weitere Eisanhäufung in der Antarktis zurückgehen.

So können die Werte von 90 m für das Sizil, 60 m für das Milazzo, 30 m für das Tyrrhen (I), schließlich 8 m für das Monastir II nur als ungefähre Mittelwerte gelten. Die jüngeren hiervon haben sogar einen gewissen stratigraphischen Wert, die älteren aber um so weniger, je höher sie liegen. Denn hier können mannigfache andere Wirkungen, insbesondere tektonische Bewegungen, diese Höhenlagen verändert haben — ganz abgesehen davon, daß wir von vorneherein mit sehr verschiedener isostatischer Hebung der einzelnen Festlandsgebiete rechnen müssen.

Es ist natürlich die Frage, ob wirklich die Entlastung des Festlandes durch Abtragung die Ursache des Aufsteigens der Kontinente war oder ob das Aufsteigen aus ganz anderen Gründen erfolgte und die verstärkte Abtragung nur eine Folge der Hebung war. Die Entscheidung dieser Frage muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Auf jeden Fall müssen wir mit einer Hebung der Kontinente gegenüber dem Weltmeere rechnen, einerlei wodurch diese hervorgerufen sein könnte.

Vielleicht können wir sogar das Aufsteigen des Festlandes für eine Zeitschätzung des Quartärs verwenden. Rechnen wir vereinfacht mit einem jährlichen Aufsteigen des Festlandes um 0,1 mm, so würden 7,5—8 m, die jetzige Höhenlage des Monastir II- oder Ouljien-Strandes, einem Zeitraum von 75 000—80 000 Jahren entsprechen. 30 m, die Höhe der Tyrrhen I-Fläche, würde 300 000 Jahre, 60 m, die durchschnittliche Höhe der Milazzo-Fläche, 600 000 Jahre bedeuten. Das Sizil mit seinen Höhenlagen von 80—100 m würde einen Zeitraum von 800 000—1 000 000 Jahren repräsentieren, und seit dem Kalabrium mit 150—180 m Höhe wäre ein Zeitraum von 1,5—1,8 Millionen Jahren verflossen. Das entspricht weitgehend den Zeitspannen, die seit den genannten Episoden etwas vergangen sein müssen.

Wenn nun ein wesentlicher Unterschied in der Höhenlage des Ozeanspiegels zwischen den älteren Warmzeiten und der Gegenwart nicht besteht, dann kann der Aufbau des antarktischen Inlandeises nicht in der Hauptsache erst im Quartär erfolgt sein. Ein erheblicher Teil des Eises muß bereits im Pliozän in der Antarktis angehäuft worden sein. Ein Anzeichen dafür ist auch darin zu sehen, daß bereits im Oberpliozän das Bodenwasser des Pazifiks im äquatorialen Bereich sehr kalt war. Seine Temperatur lag nach C. EMILIANI (1961) nur um Zehntelgrade über der jetzigen ($1,5^{\circ}\text{C}$), gegenüber etwa 7° im Miozän und etwa $10\frac{1}{2}^{\circ}$ im Oligozän. Die Bodenwasser-Temperaturen in niedrigen Breiten sind bedingt durch die Zuflüsse kalten Bodenwassers von den arktischen und antarktischen Gebieten her. Beim Pazifischen Ozean wird man dabei hauptsächlich an die Antarktis zu denken haben, da die Verbindung zur Arktis durch die Bering-Straße stark gehemmt war. Wenn schon vor Beginn des Pleistozäns die Bodenwasser-Temperatur des Pazifiks nur geringfügig über der gegenwärtigen lag, so weist das darauf hin, daß damals schon eine merkbare antarktische Vereisung vorhanden war. In langen Zeiträumen sind die Temperaturen in beiden Polargebieten langsam abgesunken, und es ist anzunehmen, daß sich bereits im Pliozän ein wesentlicher Teil des antarktischen Inlandeises gebildet hat.

Damit sind freilich noch längst nicht alle Fragen gelöst. Auch im Pliozän muß ja das Wasser für den Aufbau der antarktischen Eismasse dem Ozean entnommen worden sein. Es müßte also im Pliozän der Ozeanspiegel erheblich gesunken sein. Darüber haben wir freilich bisher keinerlei exakte Beobachtungen. Wenn wir das Bering-Straßen-Gebiet betrachten, scheinen die Dinge gerade umgekehrt zu liegen, als wir erwarten sollten. Im älteren Pliozän soll nämlich die Landbrücke existiert haben, im jüngeren dagegen nicht. Es müßte also der Meeresspiegel im jüngeren Pliozän höher gestanden haben als im älteren. Aber je weiter wir in der Erdgeschichte zurückkommen, um so schwieriger wird es ja, die genauen Grenzen der damaligen Meere und Kontinente festzustellen und so die im Ozean vorhandenen Wassermengen abzuschätzen.

Angeführte Schriften

- ARAMBOURG, C.: Les "Plages soulevées" du Quaternaire. - *Quaternaria* 1, 55-60, Rom 1954.
BAULIG, H.: The Changing Sea Level. - *Inst. Brit. Geographers' Publ.* 3, 1-46, London 1935.
BÜDEL, Julius: Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. - *Eisz. u. Geg.* 14, 161-187, 1963.
GAILLEUX, André: Géologie de l'Antarctique. - Paris 1963.
COTTON, Charles: The Question of High Pleistocene Shorelines. - *Trans. roy. Soc. New Zealand (Geol.)* 2, 5, Wellington 1963.

- EMILIANI, Cesare: The temperature decrease of surface seawater etc. - Deep-Sea Research 8, 144-147, London 1961.
- FLOHN, Hermann: Zur meteorologischen Interpretation der pleistozänen Klimaschwankungen. - Eisz. u. Geg. 14, 153-160, 1963.
- HOINKES, H.: Die Antarktis und die geophysikalische Erforschung der Erde. - Naturwiss. 48, 354-374, Berlin 1961.
- HOPKINS, David M.: Cenozoic history of the Bering land bridge. - Science 129, 1519-1528, 1959.
- MOVIUS, H. L.: The Lower Paleolithic Cultures of Southern and Eastern Asia. - Trans. amer. philos. Soc. Philadelphia, N.S. 38, 1949.
- WOLDSTEDT, Paul: Das Eiszeitalter, Bd. I, Stuttgart 1954; II, 1958; III, 1965.
- ZEUNER, Frederick E.: The Pleistocene Period. - London 1945; 2. Aufl. 1959.

Manusk. eingeg. 26. 3. 1965.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12.

Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland

VON ERWIN KOPF und PAUL WOLDSTEDT, BONN

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung: Zwischen Saale- und Warthe-Stadial liegt keine echte Interglazialzeit, sondern ein Abschnitt, in dem es zwar zu einer Wiederbewaldung kam, aber nur mit Nadelbäumen, nicht mit wärmeliebendem Laubwald. Es fand wohl im Norden eine früh-interstadiale Transgression eines kühlen Meeres statt, das leicht in das vom Eis noch herabgedrückte Gebiet eindringen konnte, nicht aber eine hochinterglaziale, wärmezeitliche Transgression, wie sie in den echten Interglazialzeiten eintrat. Der Abschnitt kann als „Groß-Interstadial“ bezeichnet werden.

Summary: Between the Saale and Warthe stages no real interglacial age existed. It was a time, where a reforestation took place, but only with coniferous, not with warmth-loving deciduous trees. In the northern areas which were still depressed by the ice load, early-interstadial marine ingressions of short duration occurred. There existed, however, no high-interglacial transgressions of a warm sea. The interval between Drenthe and Warthe could be named a "Super-Interstadial".

I.

Als der Begriff der Warthe-Vereisung aufgestellt wurde (WOLDSTEDT 1927), blieb die Frage offen, ob sie sowohl nach unten, d. h. zum Drenthe-Stadial der Saale-Eiszeit, wie nach oben, zur Weichsel-Eiszeit, durch echte Interglaziale abgegrenzt sei. Nach den Untersuchungen von K. GRIPP (1924) mußte an der Grenze der Weichsel-Vereisung ein Interglazial liegen. Es ließ sich im einzelnen nachweisen (WOLDSTEDT 1942, 1954), daß dies die Eem-Interglazialzeit war, die also zwischen Warthe und Weichsel lag. Offen blieb die Frage, ob zwischen Warthe und Drenthe ein Interglazial oder ein Interstadial anzunehmen sei. Von den meisten Forschern wurde eine Interstadialzeit angenommen, für die G. LÜTTIG (1956) den Namen „Gerdau-Interstadial“ vorschlug. Vorher hatte G. VON DER BRELIE (1955) von einer „Ohe-Warmzeit“ gesprochen, die zwischen Drenthe und Warthe läge. Aber R. HALLIK (1960) konnte zeigen, daß die namengebenden Kieselgurlager bei Ohe in die Holstein-Interglazialzeit zu stellen seien.

Mit Nachdruck haben dann K. PICARD (1959, 1962) und H.-E. STREMMER (1960, 1964) auf Grund des Vorkommens bestimmter fossiler Böden das Vorhandensein einer echten Interglazialzeit im Liegenden des Warthe-Stadials verfochten. Sie sprechen von einer *Treene-Warmzeit*, die also zwischen Drenthe-Stadial (von ihnen „Lippe-Eiszeit“ genannt) und Warthe-Stadial liegen soll.

Fossile Böden oder Verwitterungsrelikte sind für die Quartärstratigraphie zweifellos von großer Bedeutung. Es fragt sich aber, ob wir auf Grund von Bodenprofilen so weitgehende Schlüsse ziehen dürfen, wie K. PICARD und H.-E. STREMMER dies tun.

1. Fossile Böden können in den verschiedensten stratigraphischen Positionen gleichartig ausgebildet sein. So sind z. B. auf den Lössen und Decklehmen Süddeutschlands in den letzten Interglazialen und im Postglazial fast stets Parabraunerden entstanden. Parabraunerden können deshalb nicht als spezifische Leithorizonte verwendet werden (K. BRUNNACKER 1964), um so weniger, als in anderen Arbeiten (H. REMY 1960, K. BRUNNACKER 1959, E. SCHÖNHALS 1960) Parabraunerden auch als interstadiale bzw. spätglaziale Bildungen angesehen werden.

2. Fossile Böden können in gleicher stratigraphischer Lage verschieden entwickelt sein. Man denke an die unterschiedlichen rezenten Bodentypen auf gleichartigem Substrat und die Vielfalt der Profilentwicklungen, die durch variierende petrographische, klimatische, morphologische und floristische Verhältnisse entstehen.

3. Besonders das fossile Bodenprofil spiegelt die erlittenen Klimawandlungen nur verzerrt oder gar nicht wieder. Wir wissen heute, daß Böden in Abhängigkeit vom Substrat sehr verschieden stark „zeichnen“. Kurze, feuchte Klimaphasen mit entsprechender Vegetation wirken sich im Bodenbild viel stärker als längere trockene aus. Die Reihenfolge der Klimaphasen ist von Bedeutung, und besonders die Konstellation der Bodenbildungsfaktoren in der Endphase überprägt das überlieferte Bodenprofil am stärksten. Pleistozäne fossile Böden dürften in der Mehrzahl am deutlichsten die Verwitterungseinflüsse der *ausgehenden* Interglazial- oder Interstadialzeit anzeigen.

4. Fossile Böden sind auch Produkte kleinräumiger, lokaler, korrelierender und alternder Prozesse. Verallgemeinerungen aus Einzelaufschlüssen sind mit großen Unsicherheiten behaftet. So können selbst bei mehreren Böden übereinander gewisse Entwicklungsunterschiede nicht gleich als Differenzen in dem Grad der Temperatur oder der Dauer der Bodenbildung ausgedrückt werden.

5. Die Genese der Paläoböden liegt noch weitgehend im Dunklen. Ebenso sind positive, analytisch meßbare Bodendaten zur objektiven Kennzeichnung wirklich interglazialer Bodenbildungen noch nicht vorhanden.

K. PICARD (1962) zieht nun zur Bestätigung der Treene-Warmzeit u. a. Bodenbildungen auf Löß heran, die in diese stratigraphische Stellung von J. KUKLA, V. LOŽEK & J. BARTÁ (1962) in Nowé Mesto, Westslovakien, von R. RUSKE & M. WÜNSCHE (1961) im Saale-Unstrut-Gebiet und von W. PAAS (1962) am Niederrhein eingestuft wurden. Eine eindeutige Stütze liefern diese Böden nun aber für eine echte Warmzeit nicht.

Der betreffende Bodenkomplex von Nowé Mesto läßt mit zwei Lessivés in einem 9 m mächtigen warmzeitlichen Sedimentkomplex, dem trotzdem durchgehenden und in den A-, B- und C-Horizonten kaum variierenden Karbonatgehalt, sowie mit der warmen Molluskenfauna unter dem Bodenhorizont doch noch viele Fragen offen.

Der mit der Treene-Warmzeit parallelisierte Rudelsburger Bodenkomplex aus dem Saalegebiet (R. RUSKE & M. WÜNSCHE 1964) stellt gegenüber dem Eemboden desselben Profils nur „eine stark abgeschwächte Bodenbildung“ von Braunerdecharakter dar.

Die von W. PAAS (1962) in die Drenthe/Warthe-Warmzeit gestellte Wegberger Bodenbildung am Niederrhein liegt unmittelbar über der Hauptterrasse und nicht über der drenthezeitlichen Unteren Mittelterrasse. Die gleichgesetzte Frechener Bodenbildung ist dagegen eine Verwitterung der Unteren Mittelterrasse; in diesem Profil fehlt aber der warmzeitliche Eemboden. Zweifellos ist die tiefgründige Verlehmung der Schotter zu beachten; jedoch sind bis zu 10 m mächtige Schotterverlehmungen selbst als interglaziale Verwitterungen zu kräftig, so daß hier wohl andere sedimentäre Voraussetzungen anzunehmen sind. Auch über die Entstehung des „braunlehmartigen, gelblich-roten Interglazialbodens“ (E. MÜCKENHAUSEN 1954) herrschen heute nur erst hypothetische Vorstellungen. Der mächtige Lößkomplex von Kärlich im Neuwieder Becken läßt jedenfalls keine über die Eembodenbildung hinausgehende Verwitterungsintensität im Rißlöß erkennen (E. MÜCKENHAUSEN 1959, H. REMY 1959).

Besonders werden von K. PICARD die von H.-E. STREMMER (1960, 1964) beschriebenen fossilen Böden in Schleswig-Holstein als Nachweis für die Treene-Warmzeit angesehen. So hat H.-E. STREMMER (1964) in Böxlund, nahe der dänischen Grenze, in anscheinend gesicherter stratigraphischer Position einen Treeneboden unter Eem- und Holozänboden gefunden.¹⁾ Alle drei Böden sind Podsole; der Treeneboden weist dabei die größte Mächtigkeit

¹⁾ Inzwischen hat G. LÜTTIG im Juni 1965 auf der Tagung der nordwestdeutschen Geologen in Flensburg die Ergebnisse neuer und umfassender Geschiebezählungen vom Aufschluß Böxlund bekanntgegeben. Nach diesen Untersuchungen führt der dortige „Treeneboden“ *Warthe* material. Er könnte deshalb keine autochthone prä-warthe-stadiale Bildung sein. Die Stauchungen des „Treenebodens“ lassen sich auf einen späteren Vorstoß des Wartheeises zurückführen.

keit und die stärkste Ausprägung auf. Aus dieser Bodenentwicklung und aus sichtbaren Merkmalen der Silikatverwitterung folgert STREMMER, daß es sich nur um eine echte warmzeitliche Bildung handeln könne. Während der Entwicklungszeit des Treenebodens wären Wärme und Feuchtigkeit der heutigen Zeit ähnlich, oder es sei gar wärmer und feuchter gewesen, und die Bildungsdauer würde wahrscheinlich einen viel längeren Zeitraum als vergleichsweise das Holozän umfassen.

Es müssen aber auch in diesem Falle die unter 1. bis 5. genannten Einschränkungen betont werden. So haben u. a. unsere Untersuchungen über den Silikatgehalt und die Silikatverteilung als Anzeiger für die Verwitterungsintensität neben anderen Methoden wichtige Erkenntnisse zur Genese dieses Bodens ergeben. Der mächtige Treenepodsol weist einen an sich geringen Silikatabbau bei relativ hohem Silikatgehalt auf, und die Silikatzerstörung ist hier schwächer als im hangenden Eemboden. Das Phänomen der starken Podsolierung drückt hier also die durch Klima, Vegetation, Zeit u. a. im Substrat ausgelösten Prozesse falsch proportioniert aus. Die gleiche Erscheinung haben bei rezenten Podsolen auch B. MEYER (1964) und I. BOSSE (1964) feststellen können. Soweit also aus der vorgetäuschten intensiven Verwitterung des Treenebodens Vorstellungen über große Wärme und Feuchtigkeit abgeleitet wurden, erscheint eine Reduzierung notwendig.

Bei der Ausdeutung des Treenebodens ist aus der starken Podsolierung auch auf eine sehr lange Bildungszeit geschlossen worden. Diese Frage beantwortet sich aus der oben erörterten Vortäuschung der starken Podsolierung von selbst dahin, daß dieser Prozeß eben nicht ungewöhnlich lange angehalten zu haben braucht. Podsole können sich relativ schnell entwickeln; so sind auf post-litorinazeitlichen Dünen in Mecklenburg bereits mächtige Podsole mit Ortstein entwickelt (G. REUTER 1962). R. LÜDERS (1961) fand im Emsland zwei starke Podsole übereinander, für die sich durch C¹⁴-Datierung und Pollenanalyse im älteren begrabenen Podsol eine ca. 7000jährige Bildungszeit, für den jungen rezenten Podsol ein maximales Alters von 2500 Jahren ergeben. H. WORTMANN & H. MAAS (1954) beschreiben Riesenpodsole aus Westfalen, deren Bildungszeit zwischen dem ausgehenden Spätglazial und einer jungen Dünenüberdeckung liegt. W. HOLLSTEIN (1959) weist auf das Vorkommen von Podsolen im Liegenden von Mooren hin, die bereits im Atlantikum voll ausgebildet waren. Derartige Altersangaben ließen sich vermehren, und es ist sicher, daß bei entsprechenden Voraussetzungen sich mächtige Podsole bereits in einigen Jahrtausenden bilden können. Die Podsole sind wegen ihrer stark von Substrat, Feuchtigkeit und Vegetation geprägten Dynamik keine guten Indikatoren für Wärmezeiten. Beim Treeneboden von Böxlund sprechen seine inneren Merkmale deutlich dafür, daß er nicht in einer langen und/oder feuchtwarmen Periode entstanden sein muß.

II.

Hätten wir zwischen Drenthe und Warthe eine echte Warmzeit vom Charakter der Holstein- oder Eem-Interglazialzeit gehabt, so müßten wir irgendwo einmal Ablagerungen mit entsprechenden Pollendiagrammen finden. Aber alle bisher in Norddeutschland, Holland, Dänemark (vgl. die neueste Zusammenstellung von Sv. Th. ANDERSEN 1965), Polen usw. gefundenen echten Interglazial-Diagramme lassen sich entweder in die Eem-Warmzeit (die meisten), die Holstein- oder die Cromer-Warmzeit einordnen. Ein sicher in eine Warmzeit Drenthe/Warthe einzuordnendes wirklich wärmeliebendes Pollendiagramm gibt es bisher nicht, wohl aber solche einer kühleren, d. h. einer Interstadialzeit.²⁾

Von entscheidender Bedeutung für die ganze Frage des Charakters der Zeit zwischen Drenthe und Warthe ist die Bohrung Quakenbrück (D. WILDEVANG 1934, F. JONAS

²⁾ Offen bleibt die Einordnung des von E. KOLUMBE (1953) beschriebenen Pollendiagramms von Hemmoor. Es könnte vielleicht in das Drenthe/Warthe-Interstadial gehören.

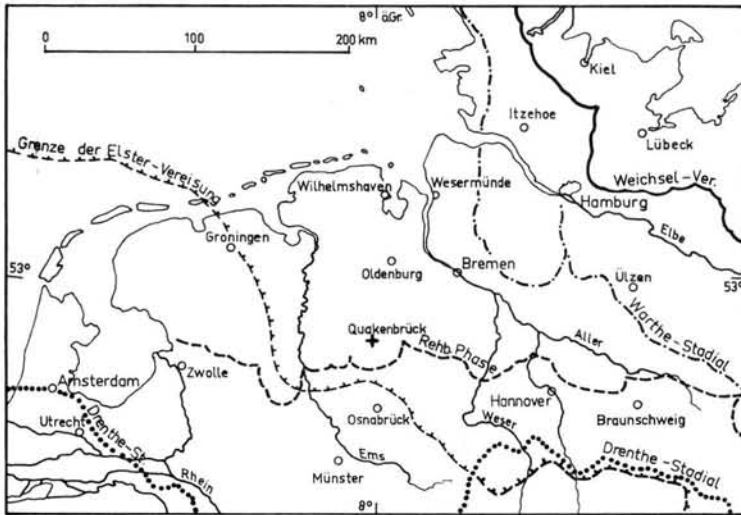


Abb. 1. Lage der Bohrung Quakenbrück mit Rücksicht auf die Vereisungsgrenzen in Nordwest-Deutschland.

1937), die unmittelbar bei der genannten Stadt (Abb. 1) niedergebracht wurde. Diese sowie andere Bohrungen in derselben Gegend (F. HARTUNG 1954) haben ein tief eingeschnittenes Rinnensystem nachgewiesen, das nur durch die vorrückende Drenthevereisung ausgefurcht sein kann.

Leider ist die Bohrung, aus der F. JONAS die unten zu besprechenden Pollendiagramme aufgestellt hat, sedimentpetrographisch nicht genügend untersucht worden. Es bestehen Widersprüche zwischen den Darstellungen von WILDEVANG und JONAS. So ist ein klares Bild der Schichten, vor allem im tiefsten wie auch im oberen Abschnitt (oberhalb von etwa 30 m), nicht zu gewinnen. Nur die größeren Abschnitte können erkannt werden (vgl. Abb. 2).

Da Quakenbrück auch noch im Bereich der Elster-Vereisung liegt (vgl. Abb. 1), könnte die Vermutung auftauchen, die Rinne sei bereits durch die Elster-Vereisung ausgefurcht worden. Dann aber sollten wir in ihr nicht das Eem-Interglazial, sondern das Holstein-Interglazial erwarten. Ein Offenbleiben der Rinne über zwei Interglazialzeiten hin kann wohl als ausgeschlossen gelten.

Die von F. JONAS (1937) ausgeführten Pollenanalysen ergaben die in den Abb. 3 und 4 wiedergegebenen Diagramme. Zutiefst (Abb. 3) liegt in zwei Abschnitten eine nur wenige Meter mächtige Folge, die neben dem überwiegenden *Pinus*-Pollen vor allem *Picea* zeigt.

Man würde zunächst daran denken, daß hier einfach der Beginn des Eem-Interglazials bzw. das Spät-Warthe-glazial vorliegt, zumal dieses an der Basis des Eem-Diagrammes (Abb. 4) fehlt. Aber das Spät-Warthe-glazial sieht normalerweise ganz anders aus. In den hier vorliegenden Teildiagrammen ist das Auffallendste das Auftreten von *Picea* (es soll sich nach JONAS um die *Omorika-Fichte* handeln), die mehrfach über 10% erreicht. Das ist für den Beginn der Eem-Diagramme etwas völlig Ungewöhnliches, ebenso das Auftreten von *Abies* und *Larix*. Wir müssen es hier mit etwas ganz anderem zu tun haben: einer oder zwei älteren Vegetationsperioden, die völlig von Nadelbäumen beherrscht wurden und in denen neben *Betula* nur noch *Alnus* eine geringe Rolle spielte.

Die beiden Teildiagramme sind durch einen mehrere Meter mächtigen Komplex voneinander getrennt, den JONAS für eine Fließerde hält. Wie weit *Carpinus* (die zweimal mit geringen Prozenten auftritt), vielleicht auch *Abies* und *Larix* wirklich autochthon sind, könnte nur eine Neuuntersuchung zeigen. Die beiden Teilprofile sind aber einander so

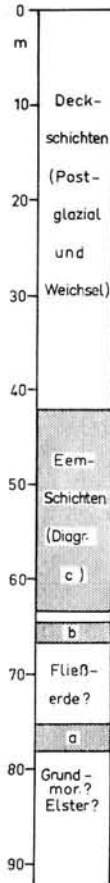


Abb. 2. Schema der Bohrung Quakenbrück mit Lage der Pollendiagramme a, b und c, die in Abb. 3 und 4 näher erläutert werden. Man beachte die große Mächtigkeit der Deckschichten (mehr als 40 m Weichsel- und Postglazial-Schichten).

ähnlich, daß man annehmen möchte, sie liegen zeitlich recht nahe beieinander. Der trennende Komplex kann durch unterseeische Gleitung sehr rasch von der Seite her eingeschwenkt worden sein. Wenn die Annahme zu Recht besteht, daß die beiden Teildiagramme eng zusammengehören, dann kann es sich bei dieser älteren Vegetationsperiode nur um den Zeitraum zwischen Drenthe und Warthe handeln. In das Holstein-Interglazial (in dem *Picea* an sich eine große Rolle spielt), können die Diagramme nicht gehören; denn die Seenrinne wurde ja überhaupt erst durch das Drenthe-Eis ausgefurcht. Es bleibt also nur ein Interstadial zwischen Drenthe und Warthe, das wahrscheinlich nicht ganz kurz, sondern etwas wärmer und wohl auch etwas länger war.

Daß der obere Diagramm-Abschnitt nicht einfach zu dem darüber liegenden Eem-Diagramm gehört, geht auch daraus hervor, daß dieser Diagramm-Abschnitt zu oberst eine deutliche Klimaverschlechterung anzeigt: *Betula* und die Nichtbaumpollen nehmen nach oben hin deutlich zu, nicht ab, wie im anderen Falle zu erwarten wäre.

Über den interstadialen Schichten, die dem, offenbar ziemlich rasch vor sich gehenden, Zurückweichen des Drenthe-Eises bis etwa zu den Ålands-Inseln³⁾ entsprechen, folgt zunächst Sand ohne Pollen. Er entspricht dem Vorrücken des Warthe-Eises von der Gegend der Ålands-Inseln bis in die Lüneburger Heide und dem darauffolgenden Rückzug des Warthe-Eises bis nach Skandinavien. In dieser ganzen Zeit wurde nur etwas Sand in der

³⁾ Daß das Eis bis etwa zu diesem Gebiet zurückgewichen sein muß, darauf hat vor allem V. MILTHERS (u. a. 1948) immer wieder hingewiesen.

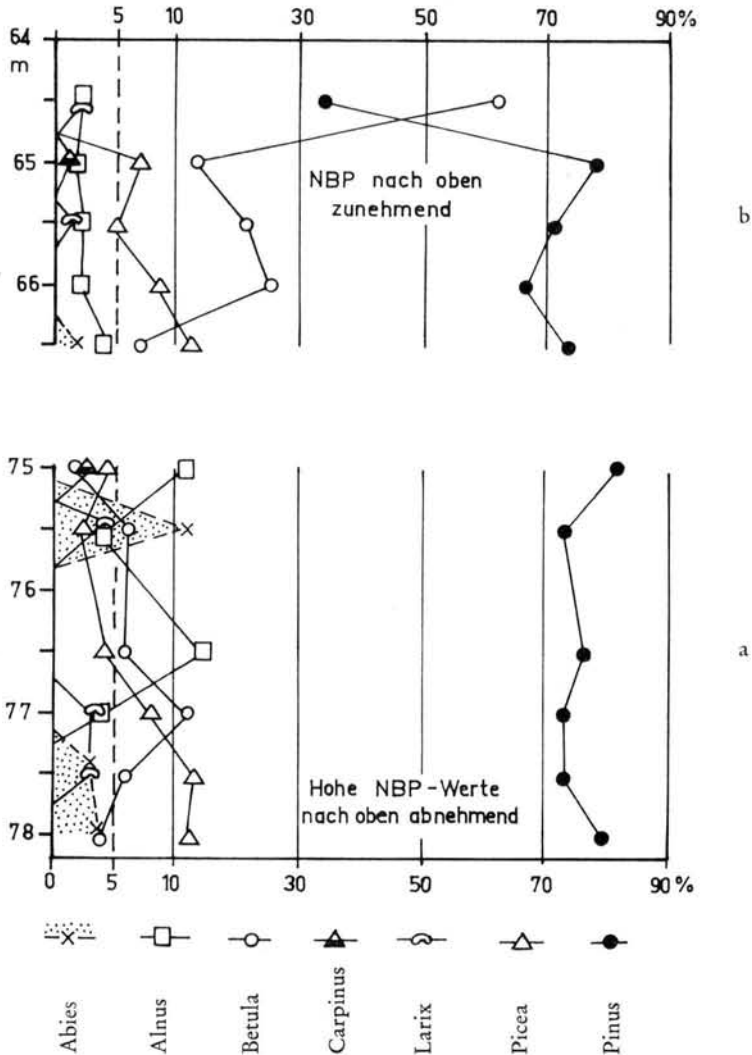


Abb. 3. Pollendiagramme a und b aus der Bohrung Quakenbrück (nach F. JONAS 1937).

Seenrinne abgelagert. Dann erst kam es zur Bildung von Tonmergel und Seekreide. In ihnen sind zahlreiche Pollen erhalten, und ihre Auswertung ergab das typische Bild der Eem-Interglazialzeit (Abb. 4). Das Diagramm beginnt allerdings, und das ist bemerkenswert, erst mit der Zone f (Eichenmischwaldzeit); die älteren Zonen fehlen. Es folgen die *Carpinus*-Zone (g), die *Picea*-Zone (h) und schließlich die obere *Pinus*-Zone (i). An der Grenze von h zu i tritt charakteristischer Weise der bekannte *Abies*-Gipfel auf. Es liegt also das typische Eem-Diagramm vor, wie wir es von zahlreichen anderen Vorkommen kennen. Die darüber liegenden ca. 40 m des Profils enthalten dann die weichseleiszeitlichen und die postglazialen Schichten.

Es entsteht die Frage, wie das späte Einsetzen der eemzeitlichen Sedimentation zu erklären ist. Am wahrscheinlichsten ist die Annahme einer Plombierung der tiefen Furche durch Toteis, das sowohl nach dem Drenthe-Stadial vorhanden war, wie ebenso nach dem Warthe-Stadial. In der zuletztgenannten Zeit, d. h. in der Eem-Interglazialzeit, wäre

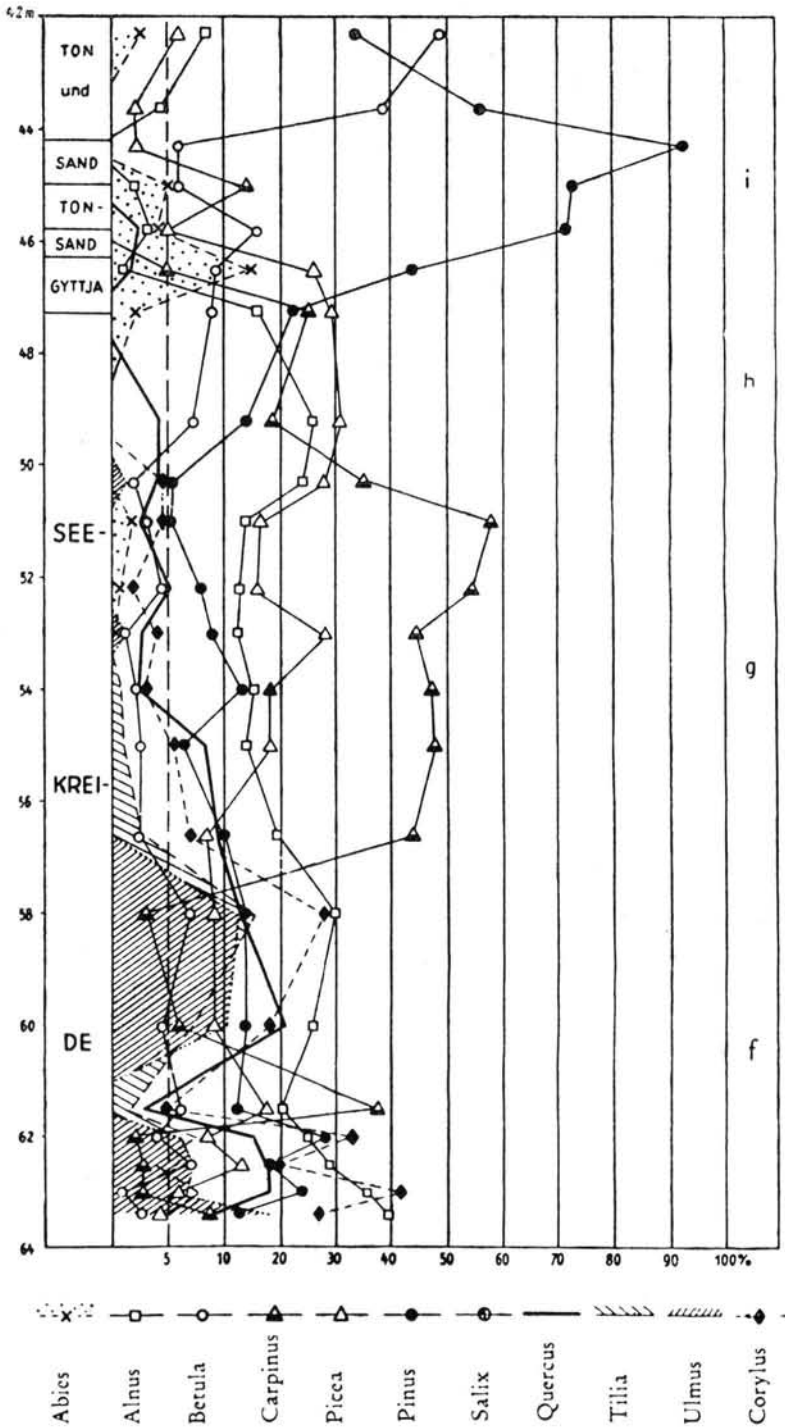


Abb. 4. Pollendiagramm c (Eem-Schichten) aus der Bohrung Quakenbrück (nach F. JONAS 1937, etwas vereinfacht).

dann ein Austauen des Eises erst in der beginnenden Wärmezeit dieses Interglazials erfolgt — eine Erscheinung, die wir ja aus der Postglazialzeit zur Genüge kennen. Auf Sackungen, die mit diesem Austauen von Toteis zusammenhängen, ist vielleicht die merkwürdige Ausbildung des unteren Teiles der Zone f zurückzuführen, für die früher (WOLDSTEDT 1955, S. 164) eine Proben-Verwechslung vermutet wurde.

III.

Als Anzeichen einer echten Interglazialzeit zwischen Drenthe und Warthe könnte aber das Vorhandensein einer marinen Transgression angesehen werden, die im westlichen Sibirien zwischen den Ablagerungen der Samarow-Vereisung (= Drenthe) und der Tas-Jenissei-Vereisung (= Warthe) angegeben wird. Es handelt sich um die *Sančugov-Transgression*, die ein Meer kühlen Charakters in das nördliche Westsibirien brachte. Um dieselbe Zeit fand auch im nördlichen Rußland eine Transgression statt. Wie weit diese Transgressionen nach S gegangen sind, ist bisher nicht genügend bekannt.

Diese nördlichen Transgressionen stellen aber keinen wirklichen Beweis für eine Interglazialzeit dar. Die von der Transgression betroffenen Gebiete liegen den Vergletscherungszentren — im W der nördlichen Halbinsel Kola, im Osten Nowaja Semlja — sehr nahe. Nordrußland und das nördliche Westsibirien müssen unter der gewaltigen Eislast der Drenthe-(Dnjepr-)Vergletscherung tief heruntergebogen gewesen sein, mindestens 500, vielleicht sogar 1000 m. Diese isostatische Eindellung des Landes ging nach dem Verschwinden des Eises zunächst nur sehr langsam zurück; und so konnte das Meer sehr leicht in das niedergedrückte Land eindringen. Erst allmählich hob sich dann das Land wieder. Zwar stieg auch der Meeresspiegel an infolge des immer weiteren Abschmelzens der Inlandeise, aber längst nicht in dem Maße, wie sich das Land hob. Wahrscheinlich wich das Meer schon bald wieder nach N zurück. Es liegt also nahe, die ganze Sančugov-Transgression als einen frühpostdrentheglazialen Meereseinbruch aufzufassen, der keinen Beweis für eine echte Interglazialzeit darstellt. Eine hochinterglaziale, wärmezeitliche Transgression, wie sie im Holstein- und im Eem-Meer vorliegen, fehlt in dem Abschnitt zwischen Drenthe und Warthe in Nordwest-Europa.

IV.

In den Terrassen-Systemen der großen Flüsse, wie z. B. des Rheines, sind alle Kaltzeiten durch Aufschotterungen registriert. Mindestens eine solche tritt in jeder Eiszeit auf, oft auch zwei. So haben wir im Rheingebiet zwei Elster-Terrassen (Obere und Mittlere Mittelterrasse), zwei Weichsel-Terrassen (Ältere und Jüngere Niederterrasse) usw. Auch für die Saale-Eiszeit stehen zwei Aufschotterungen zur Verfügung: die Untere Mittelterrasse und die Krefelder Terrasse. Die Untere Mittelterrasse, die durch das ganze Mittel- und Niederrheingebiet als selbständige Terrasse zu verfolgen ist, entspricht, wie seit langem feststeht, der Drenthe-Vereisung. Für das Warthe-Stadial bleibt nur die Krefelder Terrasse übrig. Bei dieser kann es sich nur um eine verhältnismäßig kurzfristige Einschnidung und Aufschotterung handeln; denn sie ist nur im Niederrheingebiet entwickelt. Rheinaufwärts ist sie kaum weiter als Köln zu verfolgen und verschmilzt dann mit der Unteren Mittelterrasse. Eintiefung und Aufschotterung der Krefelder Terrasse können also keinen langen Zeitraum in Anspruch genommen haben.

V.

Für die Weichsel-Eiszeit und die Postglazialzeit kann mit einiger Genauigkeit die Dauer angegeben werden, und wir kommen dadurch auch zu einer Vorstellung über die Dauer der früheren Eis- und Interglazialzeiten.

Die Postglazialzeit begann vor rund 10000 Jahren. Das wissen wir nicht nur durch zahlreiche C^{14} -Bestimmungen, sondern auch durch Zählungen von Warwen, Delta-Schichten und dergl. Für die Weichsel-Eiszeit stehen ebenfalls zahlreiche C^{14} -Bestimmungen zur

Verfügung. Sie werden allerdings um so unsicherer, je weiter wir zurückgehen, und Werte von mehr als 50 000 Jahren können nur mit Vorsicht verwendet werden. Es kann aber die Sedimentations-Geschwindigkeit mariner Schichten eine weitere Handhabe bieten. Jedenfalls kommen wir zu der Vorstellung, daß die Weichsel-Eiszeit vor rund 70 000 Jahren begonnen hat. Bis zum Maximum der Weichsel-Eiszeit (rund 20 000 — 18 000 J. v. h.) sind dann etwa 50 000 Jahre vergangen. In dieser Zeit hat sich der Aufbau des Inlandeises vollzogen, nicht gleichmäßig, sondern mit zahlreichen Unterbrechungen, teilweisem Abtauen und Neuauffüllen. Der Abbau des Inlandeises dagegen geschah ganz erheblich schneller, der größte Teil in rund 10 000 Jahren, dem noch das Abtauen der letzten Reste in weiteren 2—3 000 Jahren folgte. Aufbau und Abbau der letzten Inlandeise sind also ein ganz unsymmetrischer Vorgang.

Versuchen wir nun mit ähnlichen Vorstellungen die Dauer der Saale-Eiszeit mit ihren zwei großen Vorstößen abzuschätzen, so kommen wir zu folgendem Ergebnis. Der Aufbau des Drenthe-Eises müßte wohl auch etwa 50 000 Jahre in Anspruch genommen haben. Für den Rückzug bis etwa zu den Ålands-Inseln, der, wie oben schon gesagt, anscheinend ziemlich schnell vor sich ging, werden wir trotzdem nicht viel weniger als 10 000 Jahre ansetzen müssen, ehe das Eis wieder vorrückte. Wir werden also für das Quakenbrücker Interstadial eine Dauer von etwa dieser Größenordnung anzunehmen haben. Für das Vorücken des Warthe-Eises bis zu seinem Maximum werden wir dann aber nicht wieder 50 000 Jahre anzusetzen brauchen; denn es müssen ja noch erhebliche Eisreste vorhanden gewesen sein. Aber vielleicht können wir doch zwischen 10 000 und 30 000 Jahren annehmen. Rechnen wir für den dann folgenden Rückzug bis zum Beginn der Eem-Interglazialzeit wieder 10 000 Jahre (wie bei der zurückgehenden Weichsel-Vereisung), dann kämen wir auf eine Gesamtdauer der Saale-Eiszeit von 80—100 000 Jahren. Davon würde das Quakenbrücker Interstadial wahrscheinlich höchstens 10 000 Jahre einnehmen.

Die Dauer der Eem-Interglazialzeit wird von C. EMILIANI (1964) zu rund 30 000 Jahren angenommen, während die ganze Saale (= Riß)-Eiszeit nur 25 000 — 30 000 Jahre gedauert haben soll. Das ist aber doch recht unwahrscheinlich, wie aus den vorher gemachten Ausführungen hervorgeht.

VI.

Für den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial ergibt sich nach dem Gesagten folgendes. Eine echte Interglazialzeit kann nicht vorhanden gewesen sein. Es kam zwar zu einer Bewaldung, aber nicht zu einer solchen mit wärmeliebenden Waldbäumen, sondern nur mit Nadelbäumen. Andererseits war der Zeitraum größer, als er normalerweise für ein gewöhnliches Interstadial angenommen werden kann. Es war, wie schon H. ILLIES (1955) ausgeführt hat, ein Mittelding zwischen Interstadial und Interglazial, für das in Ermangelung eines besseren Ausdruckes zunächst die Bezeichnung „Groß-Interstadial“ verwendet werden könnte.

Wegen der großen Bedeutung, die das Quakenbrücker Gebiet für dieses Groß-Interstadial hat, wäre es dringend erwünscht, daß durch eine neue, exakt ausgeführte wissenschaftliche Bohrung die Schichten nochmals aufgeschlossen und sedimentpetrographisch und pollenanalytisch nach den neuesten Methoden untersucht würden.

Schriften-Nachweis

- ANDERSEN, Svend Th.: Interglaciale og Interstadiale i Danmarks Kvartær. - Medd. dansk. geol. Forening 15, 486-506, Kopenhagen 1965.
- BOSSE, I.: Verwitterungsbilanzen von charakteristischen Bodentypen aus Flugsanden der nordwestdeutschen Geest (Mittelwesergebiet). - Diss. Göttingen 1964.
- BRELIE, Günther von DER: Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eisz. u. Geg. 6, 25-38, Öhringen 1955.

- BRUNNACKER, K.: Bemerkungen zur Parabraunerde. - Geol. Jahrb. 76, 561-576, Hannover 1959. - - Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. - Eisz. u. Geg. 15, 224-228, Öhringen 1964.
- EMILIANI, Cesare: Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. - J. Geol. 66, 264-275, Chicago 1958.
- GRIPP, Karl: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 36, 1924.
- HALLIK, Rudolf: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 326-333, Hannover 1960.
- HOLLSTEIN, W.: Landschafts- und Bodengeschichte der Lüneburger Heide. - Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 84, 282-289, Weinheim 1959.
- ILLIES, H.: Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 7-54, 1955.
- JONAS, Fr.: Das Quakenbrücker Interglazial. - Beih. Botan. Zentralbl. 57 B, 219-246, 1937.
- KOLUMBE, Erich: Nachweis einer Wärmezeit zwischen Alt- und Mittel-Riß in Niedersachsen. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 22, 22-27, Hamburg 1953.
- KUKLA, J., LOŽEK, V., BARTÁ, J.: Das Lößprofil von Nowé Mesto. - Eisz. u. Geg. 12, 73-91, Öhringen 1962.
- LÜDERS, R.: Altersbestimmung an einem doppelten Podsolprofil aus dem Emsland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 94, 47-53, Weinheim 1961.
- LÜTTIG, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. 75, 419-430, Hannover 1958.
- MEYER, B.: Vortrag auf der Tagung nordwestdeutscher Geologen in Nienburg 1964.
- MILTHERS, V.: Et Tilbakeblik over Strejftog efter Ledeblokke gennem 40 Aar 1898-1938. - Med. dansk. geol. Foren. 11, Kopenhagen 1948.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 65, 81-103, Weinheim 1954. - - Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 283-300, Krefeld 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eisz. u. Geg. 12, 165-230, Öhringen 1961.
- PICARD, K.: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 259-272, Stuttgart 1959. - - Gletscherrandlagen im Westen Schleswig-Holsteins. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 273-281, Stuttgart 1962.
- REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Fauna. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 323-330, Krefeld 1959. - - Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. - Eisz. u. Geg. 11, 107-120, Öhringen 1960.
- REUTER, G.: Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. - Wiss. Abh. Akad. d. Landw. 49, 128 S., Berlin 1962.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M.: Löss und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie 10, 9-29, Berlin 1961. - - Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - Geologie 13, 211-222, Berlin 1964.
- SCHÖNHALS, E.: Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. - 7. Congr. Soil Science, Sect. V. 40, Madison 1960.
- STREMME, H.-E.: Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 299-308, Hannover 1960. - - Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). - N. Jb. Geol. Paläont. M. h., 237-247, Stuttgart 1964.
- WILDEVANG, Dodo: Die Inerglazialbohrung Quakenbrück. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 55 (1934), 142-150, Berlin 1935.
- WOLDSTEDT, Paul: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. - Sber. preuß. geol. Landesanst. 2, 115-119, Berlin 1927. - - Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. - Ber. Reichsamt f. Bodenforschung, Jahrg. 1942, 131-139, Wien 1942. - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eisz. u. Geg. 4/5, 34-48, 1954. - - Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 2. Aufl., Stuttgart 1955.
- WORTMANN, H. & MAAS, H.: Außergewöhnlich starke Humuspodsole bei Haltern/Westfalen. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 65, 15-26, Weinheim 1954.
- Anschrift der Verf.: Dr. Erwin Kopp, Bodenkundliches Institut der Universität, 53 Bonn, Nußallee 13. - Prof. Dr. Paul Woldstedt, Geologisches Institut der Universität, 53 Bonn, Nußallee 8.

Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg

VON KLAUS-DIETER MEYER, Hannover

Mit 1 Tafel und 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der im Elbsteilufer westlich von Lauenburg/Elbe (top. Karte 1 : 25 000 Nr. 2629) aufgeschlossenen Schichten werden beschrieben. Miozän, Elstereiszeit und Holstein-Interglazial sind nur in Bohrungen angetroffen worden. Das Kliff wird überwiegend von Bildungen des Drenthe-Stadiums aufgebaut. Das Drenthe-Stadium ist außer durch zwischengeschaltete Beckenschluffe, Beckensande und glazifluviatile Sande durch mindestens drei verschiedene Grundmoränen vertreten, die größenordnungsmäßig drei Phasen entsprechen dürften. In den dazwischenliegenden Intervallen kam es u. a. zur Ablagerung humoser Beckensande. Wie Geschiebeaufsammlungen zeigten, ist das Warthestadium nur durch geringmächtige Reste von Grundmoräne und in der Kieskuppe des Hasenberges vertreten; auch der auf der Geest flächenhaft verbreitete Geschiebemergel und der Geschiebemergel im Liegenden der eem-zeitlichen Kuhgrund-Torfe gehören dem Drenthe-Stadium an. Da dieser jüngste drenthezeitliche Geschiebemergel weitgehend ungestört über stark gestörtem Alt- und Mittelpleistozän liegt, sind somit die Lagerungsstörungen älter als warthe-zeitlich; auch die „Lauenburger Stauchmoräne“ gehört nicht dem Warthe-Stadium an.

Abstract. Stratigraphy and exposure of beds along the bluffs of the river Elbe west of Lauenburg are described. Deposits dated as Miocene, Elster Ice Age and Holstein Interglacial have been encountered in borings only. The bluff is prevailingly composed of rocks belonging to the Drenthe stage. The latter is represented by at least three different ground moraines, apart from intercalated basin silts, basin sands and glacial-fluviatile sands. According to the dimensions, the three ground moraines may correspond to three different phases. In the intervals peaty basin sands were deposited. Samples of glacial drift indicate that the Warthe stage is represented by just minor remains of ground moraine. The gravels of which the Hasenberg is composed, however, belong into the same stage. The boulder clay widely distributed on the uplands and underlying the Eem-„Kuhgrund“-peats belong to the Drenthe stage. This youngest Drenthe boulder clay is undisturbed and covers strongly faulted old and middle Pleistocene deposits. Therefore these dislocations occurred before the Warthe stage; even the „Lauenburger Stauchmoräne“ can no longer be assigned to the Warthe stage.

I. Vorwort

Im Sommer 1963 wurde mit der Neukartierung des Blattes Lauenburg/Elbe der geologischen Karte 1 : 25 000 begonnen. Bereits die ersten Begehungen zeigten, daß die Vielfalt der quartären Ablagerungen erhebliche Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Zuordnung verursacht. Zudem ist das Pleistozän stark glazial-tektonisch gestört.

Um ein stratigraphisches Gerüst für die weiteren Untersuchungen zu schaffen, wurde das Elbsteilufer westlich der Stadt Lauenburg profilmäßig aufgenommen. Das bis zu 40 m über NN (= 35 m über Elbspiegel) ansteigende Kliff war bis zum Bau der Bühnen dem fortwährenden Angriff des Stromes ausgesetzt. Es zeigt auch heute noch — bes. westlich des Kuhgrundes unterhalb der neuen Jugendherberge — hervorragende Aufschlüsse. Das vom Kuhgrund bis zum westlichen Blattrand ca. 3 km lange Kliff wurde durch Profile im Abstand von durchschnittlich 30 m aufgenommen; ferner wurde am Fuße des Kliffs eine Reihe bis zu 30 m tiefer Bohrungen niedergebracht. Das aufgenommene Übersichtsprofil ist auf Tafel 1 B dargestellt. Ferner wurde das Elbsteilufer auf dem westlich anschließenden Blatt Artlenburg bis Geesthacht ebenfalls übersichtsmäßig aufgenommen; es konnte aber nicht der notwendig enge Profilabstand gewählt werden, weshalb auf eine Wiedergabe verzichtet wird.

Während der Aufnahme wurden vor allem am Elbufer ca. 40 Geschiebeaufsammlungen gemacht; die Bestimmung und Kontrolle meiner Bestimmungen nahm Herr

Dr. G. LÜTTIG vor, dem ich dafür größten Dank schulde. Herrn Dr. H. D. LANG habe ich für manchen Rat zu danken. Neben den im Archiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung befindlichen Bohrungen konnte eine große Zahl von Bohrungen aus den Archiven der Geologischen Landesämter Hamburg und Schleswig-Holstein ausgewertet werden, wofür ich Herrn Direktor Dr. DÜCKER und Herrn Direktor Dr. NIEDERMAYER vielmals zu danken habe.

Zu Vergleichszwecken wurden in der näheren und weiteren Umgebung Geschiebeaufsammlungen gemacht, die zusammen mit Aufsammlungen aus Aufschlüssen des Hamburger U-Bahn-Neubaus, die Herr Dr. F. GRUBE vornahm, auf Abb. 3 dargestellt werden. Über die wichtigsten Ergebnisse der Kartierung wurde auf der 12. Tagung der DEUQUA in Lüneburg 1964 unter dem Titel „Das Pleistozän im Gebiet von Lauenburg/Elbe“ berichtet.

II. Einleitung

Lauenburg ist klassisches Gebiet der Quartärgeologie. Die Begründer der Schleswig-Holstein'schen Geologie, FORCHHAMMER (1847) und MEYN (1851) haben hier gearbeitet. Die Vielfalt der vor allem an den Steilufern von Elbe und Stecknitz aufgeschlossenen pleistozänen Ablagerungen hat immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen, insbesondere die organogenen Bildungen des Holstein- und Eem-Interglazials. Die erste Nachricht über das Torflager an der Elbe liegt von J. TAUBE (1766) vor. Ende des vorigen Jahrhunderts war dieses Gegenstand heftiger Diskussionen zwischen KEILHACK (1885, 1893) auf der einen, und CREDNER, GEINITZ & WAHNSCHAFFE (1889, 1893) auf der anderen Seite. Die zahlreichen anderen Arbeiten, die sich mit dem Lauenburger Pleistozän befassen, können hier nicht erwähnt werden; die wichtigsten sind im Literaturverzeichnis aufgeführt. Genannt seien nur die beiden zusammenfassenden Arbeiten von SCHLUNK (1915) und NEUMANN (1932). Seit letztgenannter Arbeit ist das Lauenburger Quartär nicht weiter untersucht bzw. in wenigen Arbeiten nur kurz gestreift worden.

III. Morphologischer Überblick

Das Gebiet des Blattes Lauenburg wird in seiner nördlichen Hälfte von der Elbe durchflossen. Der südliche Teil des Blattgebietes wird eingenommen von Bildungen der Elbmarsch, die durchragt werden von „Talsand“inseln mit aufgesetzten Dünen. Der nordwestliche Teil des Blattes besteht aus einem durchschnittlich 30–50 m hohen Geestplateau, welches mit 68 m im Hasenberg seinen höchsten Punkt erreicht. Im NE ragt gerade noch ein Teil der Boizenburger Geest auf das Blatt, die von der Lauenburger Geest durch die mehrere km breite N-S verlaufende Stecknitz-Delvenau Niederung getrennt wird, durch welche sich während der Weichsel-Vereisung die Schmelzwässer vom Büchener Sander her in das Elbe-Urstromtal ergossen (PIELES 1958). Das Lauenburger Geestplateau wird von einer ca. 30 m über NN liegenden N-S verlaufenden Rinne von 600 m Breite halbiert. Der im allgemeinen ziemlich ruhig gebauten Hochfläche sind mit dem Hasenberg und einigen weiteren Kuppen zumeist aus Kies aufgebaute NW-SE streichende Rücken aufgesetzt. Von Elbe und Stecknitz greifen einige kurze, aber tief eingeschnittene Täler in die Hochfläche ein.

IV. Stratigraphie

A. Tertiär

Tertiäre Ablagerungen sind auf Blatt Lauenburg oberflächlich anstehend bisher nicht bekannt. Man ist deshalb ausschließlich auf einige Bohrungen angewiesen, welche die Stadtwerke Lauenburg im Laufe der letzten 50 Jahre am Elbufer wenig oberhalb der Mündung des Kuhgrundes niedergebracht haben (s. Abb. 1). Diese über 90 m tiefen Bohrungen trafen bei ca. 74 m unter Gelände (= 64 m unter NN) unter den pleistozänen San-

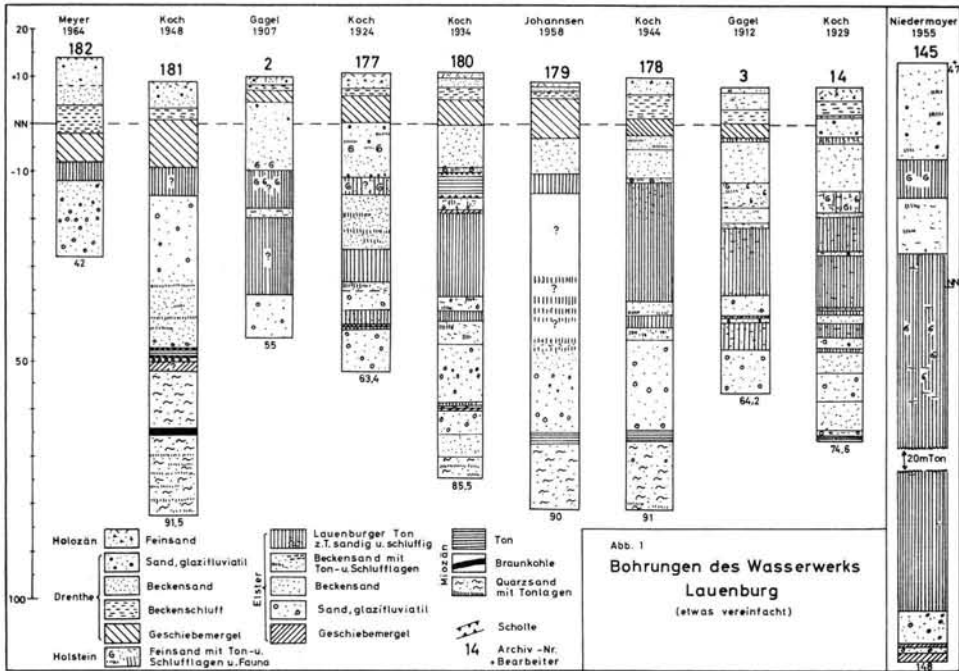


Abb. 1. Bohrungen des Wasserwerks Lauenburg am Elbufer. Schematisch von W nach E. Entfernung B 14 — B 182 (westlichste Bohrung, im Kuhgrund) ca. 280 m.

den im Liegenden des Lauenburger Tons einige m eines schwarzbraunen kalkfreien Tones an, der von ca. 15 m schwach glimmerigen dunkelgraubraunen Quarz-Fein- und Mittelsanden mit gelegentlich eingeschalteten Tonlagen unterlagert wird. Durch Bohrung 181 wurde außerdem ein 1,5 m mächtiges Braunkohlenflöz angetroffen. Die genannten Schichten dürften den oberen Braunkohlensanden angehören (vgl. JOHANNSEN 1964). Bei diesen Bohrungen wurde das Tertiär schon bei 64 m unter NN erreicht; demgegenüber durchsank die auf dem Geestplateau angesetzte Bohrung 145 in 101 m unter NN das Pleistozän noch nicht.

B. Pleistozän

1. Elster-Eiszeit

Auch bei den ältesten Pleistozän-Ablagerungen ist man auf die genannten Bohrungen angewiesen. Der hangende Lauenburger Ton erwies sich auch hier als guter Leithorizont. Elstereiszeitlicher Geschiebemergel ist in einigen Bohrungen in geringer Mächtigkeit angetroffen worden; in der B 145 ist er mit 3 m noch nicht durchteuft. Die übrige Schichtenfolge zwischen dem Miozän und dem Lauenburger Ton besteht aus bis zu 50 m mächtigen grauen Sanden mit Kieslagen, in die sich zum Hangenden hin zunehmend Ton- und Schlufflagen einschieben. Gleichfalls ist zum Hangenden hin eine deutliche Abnahme der Korngröße festzustellen. In der während der Aufnahme abgeteufte B 182 war das gut zu erkennen. Häufig sind bis eigroße Braunkohlengerölle und kleine graue Schiefertongerölle. Die liegenden gröberen Sande dürften ihrem Lagerungsverband nach Vor- bzw. Nachschüttungssande der Elstervereisung sein, die hangend in Beckensande übergehen. Diese Beckensande gehen ihrerseits nach oben in den „Komplex des Lauenburger Tons“ über. Im großen und ganzen sind die Sedimente der Elster-Eiszeit — bis auf die verringerten Mächtigkeiten — durchaus denen des Hamburger Raumes zu vergleichen.

Mit dem Lauenburger Ton beginnt die über Tage anstehende Schichtfolge. Der Ton, wie auch seine hangenden und liegenden Übergangsschichten, werden heute allgemein als spätelstereiszeitliche Beckenablagerungen gedeutet (WOLDSTEDT 1950). GRIPP (1952, 1964) führt das weitgehende Fehlen warwiger Absätze („symmetrische Ablagerung“) auf Ausfällung in versalztem Wasser zurück. Seit der klassischen Arbeit SCHUCHT's (1908) ist der Lauenburger Ton als lithostratigraphisch brauchbarer Leithorizont bekannt. SCHUCHT's Beschreibung ist auch heute im wesentlichen noch gültig. Im bergfeuchten, unverwitterten Zustand ist der Lauenburger Ton ein schwach kalkhaltiger, fetter schwarzer Ton (die Bezeichnung „Tonmergel“ ist irreführend). Der Tongehalt beträgt über 80%. Daneben kommen schluffige und sandige Tone vor. Z. T. ist der Lauenburger „Ton“ ein Schluff. Die Farbe ist dann meist ein dunkles Grau und geht — wie auch beim echten Ton — hangend in graubraune, ja gelbliche Farbtöne über. Gut aufgeschlossen ist der Ton in der neuen Ziegeleitongrube im Norden der Stadt an der Bundesstraße 209 (Lütauer Chaussee). Er ist hier stark verfault und verschuppt und, wie immer in solchen Fällen, von unzähligen kleinen glänzenden Harnischen durchzogen. Stellenweise erhält er durch kleine Sandbänder eine makroskopisch sichtbare Schichtung. In der gleichen Grube sind auch die hangenden Schichten gut aufgeschlossen. Es sind mehrere Meter graue Fein- und Mittelsande mit feinen Tonlagen und -schmitzen, die eine lebhaft wirbelschichtartige aufweisen. Die hangenden tonig-feinsandigen Schichten sind auch in den Wasserwerksbohrungen am Elbufer in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 m angetroffen worden. In den Bohrungen beträgt die Mächtigkeit des gesamten Komplexes ca. 35 m, d. h. 15 m Ton und je 10 m hangende und liegende Übergangsschichten. Diesen 35 m stehen die ca. 100 m Ton gegenüber, die in der B 145 angetroffen wurden. Es existieren also auch hier auf engstem Raum beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede, die wie in Hamburg auf die Ausfällung von Totislöchern zurückgehen dürften.

2. Holstein-Interglazial

Die Feinsande im Hangenden des Lauenburger Tons gehen über in die Ablagerungen des Holstein-Interglazials. Die alten klassischen Fundstätten in den Tongruben am Rand des Stecknitztales (Ziegelei Basedow und Brand & Anker) sind leider fast völlig verfallen. Nur die organogenen Bildungen sind noch an einigen Stellen zu sehen. In der neuen Tongrube sind zur Zeit keine Interglazial-Ablagerungen aufgeschlossen. Die Bohrungen am Elbufer trafen das Holstein-Interglazial mehrfach in Form von Sanden, Schluffen, Tonmergeln und Tonen (oft mit mariner Fauna) sowie von humosen Ablagerungen an (vgl. die Bohrprofil-Beschreibungen der B 177 [KOCH 1927, S. 98] und der B 3 [SCHLUNK 1915 und WOLFF 1917]). Auf eine Wiedergabe der Schichtenverzeichnisse muß hier verzichtet werden.

3. Saale-Eiszeit

Über dem Holstein-Interglazial liegen die lithologisch verschiedenartig entwickelten Ablagerungen der Saale-Eiszeit im weiteren Sinne, die anhand der beigefügten Profile besprochen werden sollen. Wie bereits erwähnt, ist das nördliche Elbufer auf Blatt Lauenburg und den westlich anschließenden Blättern als steiles Kliff entwickelt. Innerhalb des Stadtgebietes hindert die Bebauung eine durchgehende Profilaufnahme, mit welcher deshalb erst westlich des Kuhgrundes begonnen wurde. Hier, bes. unterhalb der neuen Jugendherberge, fällt das Kliff steil ab und bildet hervorragende Aufschlüsse, welche, ergänzt durch Schürfe und Bohrungen, aufgenommen wurden und auf Tafel 1. A wiedergegeben werden. Dieses Profil spielte in der bereits erwähnten Diskussion zwischen KEILHACK und CREDNER usw. eine wichtige Rolle; in den zitierten Arbeiten befinden sich auch Profilaufnahmen. MÜLLER (1904) gibt in den Erläuterungen zu Blatt Lauenburg ebenfalls ein Profil; gleichfalls WOLDSTEDT (1954 a) bei der Besprechung des Kuhgrund-Interglazials.

Die tiefste aufgeschlossene Partie des Profils ist ein hell- bis mittelbrauner Geschiebemergel. Bänderung und Bankung (Scherflächen?) lassen eine N-S streichende Falte mit steil nach W abtauchendem Flügel erkennen. Die obersten dm sind entkalkt; ob es sich um eine alte Bodenbildung handelt, sei dahingestellt. Die Geschiebezählung (Nr. 10) ergab ein drenthe-stadiales Alter. Die am Elbufer angesetzte Drillbohrung D 17 traf im Liegenden des Geschiebemergels unter einigen Metern Mittelsand eine z. T. schluffige Feinsandfolge und bei 10 m unter NN stark tonigen schwarzen Mittelsand, der zum „Komplex des Lauenburger Tons“ gehört. Der Geschiebemergel ist also hier der älteste (vorhandene) Drenthe-Geschiebemergel. Seine Mächtigkeit beträgt an dieser Stelle ca. 10 m, auf der E-Seite des Kuhgrundes, aus der im Liegenden des Mergels glazifluviatile Sande aufgeschürft wurden, dagegen über 20 m (Geschiebeaufsammlung Nr. 11). Überlagert wird dieser „untere“ Geschiebemergel von einem 20 m mächtigen Beckenschluff („Mergelsand“ bei MÜLLER u. a.). Er ist von gelblicher Farbe, im Milli- bis Zentimeter-Abstand gebändert und gebankt. Die Korngrößenanalyse ergab einen schwach feinsandigen, tonigen Grobschluff. Von Westen her steigt der Schluff langsam an und schießt dann plötzlich steil in die Höhe, zuoberst ist er etwas überkippt. Bei der Aufrichtung sind die Schichtflächen als Bewegungsbahnen benutzt worden, z. T. sind regelrechte Harnische ausgebildet. Auch auf der Geest tritt der Schluff flächenhaft auf; er ist dann im Bohrer manchmal nur schwer von stark schluffigem Lauenburger „Ton“ zu trennen.

Über dem Schluff liegen 3—4 m glazifluviatile Sande, die weiter westlich bis 10 m mächtig werden können. Überlagert wird der Sand von einem 3—4 m mächtigen zweiten Geschiebemergel. Er ist von grauer Farbe und sehr reich an Kreidekalk- und Feuerstein-Geschieben. Unterhalb der Jugendherberge streicht er zu Tage aus und kommt auch im Westen wieder an die Oberfläche. In diese Einmuldung legen sich nun die nächsten Schichtglieder: nur am Ost-Flügel, rasch auskeilend, einige Meter geschichtete Sande mit Schlufflagen (auf Tafel 1. A als „Rückzugsbildungen“ bezeichnet), darüber eine 0,5 m mächtige Gerölllage, und, mit einem bis zu 1 m mächtigen grauen Beckenschluff an der Basis, das altbekannte eem-interglaziale Torflager.

Die Deutung dieses in groben Zügen lange bekannten Profils scheint einfach: der untere Geschiebemergel ist der des Drenthe-Stadiums, der obere der des Warthe-Stadiums; der Beckenschluff müßte dann in das Gerdau-Interstadial LÜTTIG's (1958 a) bzw. in die Treene-Warmzeit PICARD's (1959, 1962) gehören.

Die Geschiebezählungen aus dem oberen Geschiebemergel und aus dessen liegenden Sanden ergaben jedoch, daß beide ebenfalls zum Drenthe-Stadium gehören. (Im Exkursionsführer zur DEUQUA-Tagung Lüneburg 1964, Exkursion C, P. 4, „Elbsteiluferprofil W Lauenburg“, sind diese Bildungen noch als (?) Warthe bezeichnet, da bei der Zeichnung des Profils noch nicht genügend Vergleichsproben ausgewertet waren). Der Beckenschluff gehört also nicht dem Drenthe/Warthe-Interstadial an, sondern einem älteren Intervall innerhalb des Drenthestadiums. — Die Frage nach dem Verbleib der warthezeitlichen Ablagerungen ist schwierig zu beantworten. Sie sind wahrscheinlich zum größten Teil der Abtragung zum Opfer gefallen. Die Gerölllage (Aufsammlung 9) hat ein dem warthe-stadialen Streubereich stark genähertes TGZ (= Theoretisches Geschiebe-Zentrum, (LÜTTIG 1958 a) und ist als Rest warthe-stadialer Ablagerungen aufzufassen, die ohnehin nicht sehr mächtig gewesen zu sein scheinen. Der „obere“ Geschiebemergel lagert so gleichmäßig unter dem Torf, daß es schwer vorstellbar ist, einen noch jüngeren Eis-Vorstoß — unter Hinterlassung größerer Sedimentmächtigkeiten — anzunehmen, zumal da in den übrigen Torfmulden (Tafel 1. B) auch die Steinsohle fehlt.

Die Profile zeigen, daß in diesem Raum die oberste — flächenhaft auftretende — Grundmoräne nicht die des Warthe-Stadiums ist, die Verwitterungserscheinungen des „unteren“ Geschiebemergels mithin nicht mehr als Beweis für ein echtes Interglazial

zwischen Drenthe und Warthe angesehen werden dürfen, wie das besonders durch NEUMANN (1933) geschah.

Überhaupt ist das Pleistozän im Lauenburger Raum viel komplizierter aufgebaut, als man nach der Aufnahme einiger Profilabschnitte vermuten könnte. Schichtlücken, im Pleistozän ohnehin schwer erkennbar, sind häufig vorhanden, auch in dem eben beschriebenen scheinbar so konkordant-vollständigen Profil. Wie das Übersichtsprofil auf Tafel 1. B zeigt, schiebt sich hier bei Elb-km 571 ein dritter, „mittlerer“ Geschiebemergel ein, den gelben Beckenschluff überlagernd. Er ist von grau-brauner Farbe, z. T. stark sandig und etwas sandgebändert. Die Mächtigkeit beträgt ca. 3 m. Er liegt ziemlich flach, steigt dann aber auf kurze Entfernung mit 45° steil an (im Profil durch die Überhöhung übertrieben) und läuft dann ruhig weiter. Nach der Geschiebeaufsammlung handelt es sich — wie zu erwarten war — ebenfalls um einen drenthezeitlichen Mergel. Der unterlagernde Schluff verzahnt sich weiter W mit weißen Feinsanden; in der D 21 ist er zum letzten Mal angetroffen worden. Diese äquivalenten Fein- und Mittelsande sind weiter W in mehreren Bohrungen mit humosen Lagen angetroffen worden, auch in einigen Schürfen am Hang, so beim Punkt R: 44 01 92, H: 59 16 69, 23—24 m unter der Kante des Steilufers. Eine auf gleicher Höhe am Fuße des Kliffs angesetzte Bohrung traf in 4,5 bis 5,9 m unter Gelände sehr schwach grobsandigen humosen Mittelsand an. Aus Schurf und Bohrung wurde eine Probenserie entnommen und von Herrn Dr. BENDA, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, pollenanalytisch untersucht:

„Die humosen, sandigen Lagen sind — wie zu erwarten war — nur z. T. reichlicher pollenführend. Die Untersuchung einiger Testproben ergab, daß in diesen Lagen zahlreiche Tertiärelemente angereichert sind. Neben den auch im Quartär verbreiteten Pollentypen fanden sich u. a. cf. *Taxodium*, *Sequoia*, *Pterocarya*, *Carya*, *Tsuga*, cf. *Rhus*, *Castanea*, *Sciadopitys*, sowie *henrici*- und *microhenrici*-Typen (*Cupuliferae*).

Insgesamt beträgt der Anteil der Tertiärelemente etwa 20—30% der Baumpollensumme. Da die humosen Sande über drenthezeitlichen Geschiebelehmen liegen, müssen zumindest die Tertiärpollen umgelagert sein. Aus diesem Grunde sind keine näheren Altersangaben zu machen.“

Es ist mithin auch keine Aussage darüber möglich, ob in diesem Intervall eine Flora existierte und wie sie möglicherweise beschaffen war.

Weiter westlich sind in diese Fein- und Mittelsande mehrfach Geschiebemergel eingeschaltet, die alle ein drenthezeitliches TGZ aufweisen. Wie weit es sich um ein- und denselben später eventuell zerscherten Horizont handelt, kann nicht entschieden werden. Wichtig ist jedoch, daß auch über diesem zweit-tiefsten Geschiebemergel humose Feinsande auftreten (oberhalb Aufsammlg. 24), hier also ein zweites Intervall innerhalb der Drenthe vorzuliegen scheint.

Über all diesen Bildungen liegt der „oberste“ Geschiebemergel, der auch die Unterlage der Torfmulden bildet. An einer Stelle scheint eine Zweiteilung desselben vorzuliegen; von einer geringmächtigen Sandlage getrennt, liegt unten ein Geschiebemergel (Aufsammlg. 12), der sich durch seine etwas stärkere Verlehmung und durch Stauchungserscheinungen (Aufsammlung 23 entstammt einer steilgestellten Kieslage innerhalb des Mergels) als etwas älter erweist als der hangendste Mergel.

Jenseits des von Schnakenbek-Grünhof herunterkommenden Tales (W Elb-km 572) sind nur zwei Geschiebemergel vorhanden, die durch geringmächtige Sande getrennt werden. Zwischen Aufsammlung 26 und 27 scheint eine mit Sand gefüllte Rinne vorzuliegen, der „untere“ Geschiebemergel ist hier nur gering mächtig.

Das Drenthe-Stadium ist also am Elbufer außer durch zwischengeschaltete Beckenschluffe, Beckensande und glazifluviatile Sande durch mindestens drei verschiedene Grundmoränen vertreten, von denen die oberste vielleicht noch einmal zweigeteilt ist. Größen-

ordnungsmäßig dürften die Grundmoränen — der Nomenklatur LÜTTIG's (1958 c) folgend — drei Phasen entsprechen mit den dazwischenliegenden Intervallen, in denen sich das Eis soweit zurückzog, daß es zur Ablagerung humoser Bildungen und zu Verwitterungserscheinungen kam. Die beiden Bänke der oberen Grundmoräne wären zwei Staffeln zugehörig mit einer dazwischenliegenden Etappe. Um welche Phasen bzw. Staffeln es sich dabei handelt, muß vorerst unbeantwortet bleiben.

Sämtliche beschriebenen Grundmoränen und glazifluvialen Sande gehören nach ihrem Geschiebebestand dem Drenthe-Stadium an. Die Frage nach dem Verbleib der warthezeitlichen Ablagerungen wurde bereits kurz gestreift und die Geröllage unter der ersten Torfmulde als möglicher Rest angesprochen. Sicher zum Warthestadium gehört die oberste Sand- und Kiesgruppe des Hasenberges (Aufsammlg. 17), dessen Sockel indes schon wieder zum Drenthe-Stadium gehört, wie die der tiefer gelegenen Sandgrube am NW-Hang des Berges entnommene Aufsammlung 5 zeigt. Einen warthezeitlichen Geschiebebestand hat auch der geringmächtige Geschiebelehm (Aufsammlung 31) im Liegenden des Eem-Torfes an der N-Wand der Grube des Kalksandsteinwerkes am Sandkrug. Dieser völlig entkalkte graue Geschiebelehm liegt mit einer Geröllage auf stark gestauchtem Drenthe-Geschiebemergel (Aufsammlung 29, 30). Es könnte sich dabei auch um ein umgelagertes Sediment handeln; gegen eine Fließerde z. B. aber spricht der niedrige Flintkoeffizient. Die übrigen im Grenzbereich Drenthe/Warthe gelegenen TGZ stammen von Geschiebelehmresten (Aufsammlung 3, 14, 15); es dürfte sich um Reste einer Warthe-Grundmoräne mit aufgenommenem Drenthe-Material handeln, die vielleicht direkt auf Drenthe-Moräne liegen (Aufsammlung 27, 32). Die Befunde auf der Hochfläche decken sich mit denen des Elbufers. Der flächenhaft verbreitete „obere“ Geschiebemergel ist drenthezeitlichen Alters. Der in der Tongrube an der Lütauer Chaussee den Lauenburger Ton überlagernde Geschiebemergel hat ein TGZ (Aufsammlung 1), das völlig mit den TGZ des Mergels unter den Torfmulden übereinstimmt. Natürlich ist stellenweise mit Aufragungen eines tieferen Mergels zu rechnen. Wie auch im Elbuferprofil, so ist auch auf der Hochfläche der „obere“ Geschiebemergel praktisch ungestört; jedenfalls konnten echte Stauchungserscheinungen nicht beobachtet werden. Das z. T. starke Einfallen kann auch auf Sackungen über schmelzendem Toteis zurückzuführen sein.

Da warthezeitliche Ablagerungen nur noch lückenhaft erhalten sind, ist naturgemäß über das Gerdau-Interstadial wenig zu sagen. Es konnten keine in diese Zeit zu stellenden Ablagerungen nachgewiesen werden, was durch die starke Abtragung erklärt werden kann. Auch eemzeitliche Bodenbildungen konnten nicht nachgewiesen werden. Der „obere“ Geschiebemergel ist — z. B. in der Ziegelei-Tongrube an der Lütauer Chaussee — dicht unter dem Ackerboden völlig frisch und enorm reich an Kreidekalken. Auch der Geschiebemergel unter den Eem-Torfen ist frisch und kalkreich. Im übrigen ist der Verwitterungsgrad der einzelnen Grundmoränen recht unterschiedlich und schwankt in weiten Grenzen.

Das Warthe-Stadium ist also auf Blatt Lauenburg vertreten durch die Sand- und Kieskuppe des Hasenberges sowie durch wohl selten flächenhaft verbreitete Geschiebemergelreste und Fließerden. Auf diese Lückenhaftigkeit warthestadialer Ablagerungen hat K. RICHTER (1958) bereits hingewiesen.

4. Eem-Interglazial

Das Eem-Interglazial ist vertreten durch eine Anzahl von Torflagern, welche, wie in der Einleitung bereits bemerkt wurde, seit langem die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich lenkten. Die Diskussion, ob sie post- oder interglazial sind, ist durch die Arbeiten STOLLER's (1911), BEYLE's (1924) und durch die pollenanalytische Untersuchung durch SCHÜTRUMPF (1937) endgültig entschieden. Auf die eingehende Beschreibung der Profile durch diese Autoren sei hier verwiesen; nur die Lagerung soll kurz skizziert werden.

Alle Vorkommen stellen Füllungen von Senken im muldenartig gelagerten „oberen“ Geschiebemergel dar. Die Torf-Füllungen beider großen Mulden — seit langem nach dem östlich der Jugendherberge befindlichen Tal als „Kuhgrund I und II“ bezeichnet, haben im Muldentiefsten eine Mächtigkeit von ca. 2 m, ein humoses Sandmittel mitgerechnet. Die Torflager steigen seitlich ziemlich steil an (vgl. Tafel 1. A, nicht überhöht!), in Kuhgrund I vom Muldentiefsten bei 12 m unter Oberfläche auf 70 m Länge bis auf 2 m unter Oberfläche bei nur noch 8 cm Mächtigkeit. Das Flöz wurde in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts für kurze Zeit in einem Stollen abgebaut. Ebenfalls fand nach beiden Kriegen geringe Torfgewinnung statt. Die Stollen sind heute völlig zerfallen. Zwischen den beiden großen Torfmulden befindet sich noch eine kleinere mit ca. 20 cm Torf („Kuhgrund III“) und westlich „Kuhgrund II“ eine noch kleinere Mulde mit wenigen cm Torf und ca. 10 cm humosen Sanden („Kuhgrund IV“). Die drei Geschiebemergel-„Sättel“ zwischen den Mulden tauchen nach N ab und die Torfe vereinigen sich zu einem geschlossenen Vorkommen. Das ganze Tal scheint einst von Torfen bedeckt gewesen zu sein; heute sind nur noch Reste übrig. Etwas mehr ist von dem unterlagernden Beckenschluff erhalten geblieben. Aus einem anscheinend isoliert liegenden Vorkommen (W P. 28,0) wurde eine Probenreihe auf Pollen untersucht, sie sind „einer Kiefern- (Birken-) Zeit eines ausgehenden Interglazials zuzuordnen“. — Auch auf der Hochfläche wurde in mehreren kleinen Senken — wohl Toteislöchern — mehrfach unter Fließerde Torf angetroffen. Das in der Grube des Kalksandsteinwerkes am Sandkrug aufgeschlossene, ca. 1 m mächtige Torflager wird ebenfalls von Fließerde überlagert. Es gleicht völlig den Kuhgrund-Torfen.

5. Weichsel-Eiszeit

Die Vegetationsentwicklung in dem durch das Torflager „Kuhgrund II“ repräsentierten Zeitraum endet nach SCHÜTRUMPF (1937) mit einer Kiefernphase. Überlagert wird der Torf von bis zu 12 m mächtigen weißen und weißlich-gelben Fein- und Mittelsanden. Sie wurden von den verschiedenen Bearbeitern recht unterschiedlich beurteilt, obwohl sie schon von MÜLLER bei der ersten Auflage des Blattes ziemlich richtig als „Thalsand innerhalb der Hochfläche (Beckensand)“ bezeichnet wurden. ILLIES (1952) nahm an, daß diese Sande der sog. 20 m-Talsandterrasse PFEFFERLE's (1935) angehören. Diese „Talsand-Terrassen-Bildungen“ am nördlichen Elbufer auf Blatt Artlenburg sind jedoch drenthezeitliche Beckensande, die an mehreren Stellen von Grundmoränen überlagert werden. Es ist gegenüber Artlenburg nur eine Erosionsterrasse vorhanden, die aber viel tiefer liegt (ca. 12—15 m) — in welchem Niveau auch die Seitentäler „blind“ über dem Elbtal enden — und die schon deshalb mit Kuhgrund nichts zu tun hat. Auch liegt die Oberkante der Kuhgrund-Sande bei 30 m über NN und nicht bei 24 m. Es sind sicher keine „Terrassensande“, sondern Beckensande, die das gesamte Tal weit nach Norden ausfüllen. Schmelzwassersande fehlen, die Nähe des Eises wird aber durch eingelagerte Fließerden bezeugt, die im Sommer 1964 in dem Neubaugebiet westlich Lauenburg in tiefen und langen Kanalisationsgräben sehr gut zu beobachten waren. Man konnte verfolgen, wie die Fließerden von den Höhen förmlich „herabflossen“ und langsam auskeilten. Die Beckensande sind also in einem periglazialen Klima abgelagert worden. Daß die zu dieser Zeit schon vorhandene Elbe (ILLIES 1952) das Becken nicht anzapfte, braucht nicht zu verwundern; das Elbufer wird sich zu dieser Zeit erheblich weiter südlich befunden haben. Auch heute hat die Elbe den kleinen Graben noch nicht angezapft.

Wie die Funde südlichen Materials durch K. RICHTER in einer von Warthe-Grundmoräne bedeckten „Oberen Mittelterrasse“ im Raum Ashausen—Woltersdorf beweisen (Exkursionsführer zur DEUQUA-Tagung Lüneburg 1964, Exkursion C, Punkt 9), bedarf die Flußgeschichte der Elbe in diesem Raum noch mancher Bearbeitung. Das zeigen auch einige Gerölle südlicher Herkunft, die in drenthezeitlichem Geschiebemergel gefunden wurden (Aufsammlung 8 und 14, letztere stratigraphisch nicht eindeutig). Sie weisen auf einen Gerölltransport aus dem Süden zu noch älterer Zeit hin. Die Beckensande über

dem Eem-Torf schließen nach oben mit einer bis zu 2 m mächtigen Fließerdedecke ab, die auch brodeltopffartig in die Sande hineingreift. Die Sande sind aber an einigen Stellen mit humosen Streifen angetroffen worden. So lagern bei R: 59 16 84, H: 44 02 80 unter einer 0,6 m mächtigen Fließerde mit einem rezenten Boden feine Beckensande mit einem fossilen Boden und humosen Partien sowie hellbraunen „Tüxen-Bändern“. Auch „Käfer“-Löcher sind vorhanden. Die die Eem-Torfbildung abschließenden Beckensande wurden also während eines periglazialen Klimas abgelagert mit einer im oberen Teil eingeschalteten wärmeren Phase; den Abschluß bildet eine mächtige Fließerde.

Jünger als die Beckensande sind die Schmelzwassersande, welche die Stecknitz-Niederung einnehmen und nach S unter Holozän abtauchen. Das Stecknitz-Tal diente während der Weichsel-Eiszeit den Schmelzwässern als Abflußrinne (GRIPP 1950, PIELES 1958). Die Mächtigkeit der Sande beträgt ca. 20 m, in einigen Drillbohrungen wurden darunter fette graue Tone (Lauenburger?) bzw. Geschiebemergel erbohrt. Petrographisch handelt es sich um z. T. sehr stark grobsandige, schwach feinkiesige Mittelsande. Kiese treten auf Blatt Lauenburg nicht mehr auf. Weitere Angaben sind den oben zitierten Arbeiten zu entnehmen. Weichselzeitlichen Alters sind ferner noch Fließerden, Abschlämmassen u. ä., die aber am Elbufer eine geringe Rolle spielen und deshalb nicht weiter berücksichtigt werden sollen. Ebenfalls eine geringe Rolle spielen holozäne Ablagerungen, von denen nur die Flugsande im Schnakenbeker Raum genannt werden sollen.

V. Lagerungsverhältnisse

Durch das Inlandeis verursachte Stauchungserscheinungen sind im Lauenburger Raum lange bekannt und z. B. vom Elbsteilufer beschrieben. SCHLUNK (1915) gibt gute Abbildungen des gestauchten und verschuppten Holstein-Interglazials in den Tongruben des Stecknitztalrandes. Daß die Lauenburger Geest eine Stauchmoräne ist, wurde frühzeitig erkannt. MÜLLER (1904) vermerkt, daß die Falten in den Tongruben parallel dem Stecknitztalrand verlaufen. Auch beim Betrachten der geologischen Karte fällt bereits auf, daß einzelne Einheiten — z. B. die Vorkommen Lauenburger Tons — NNW-SSE streichen. ILLIES (1952) stellt die Lauenburger Stauchmoräne zur Boostedt-Bleckeder Staffel des Warthe-Glazials. Es ist sein Verdienst, darauf hingewiesen zu haben, daß die Lauenburger Stauchmoräne „... nicht, wie HARDEN (1932) annimmt, einen geschlossenen Lobus mit der Geesthachter und Boizenburger Moräne bildet“. Es ist aber durchaus fraglich, ob hier eine warthestadiale Stauchung vorliegt. Bei der Besprechung des Elbuferprofils wurde gezeigt, daß der oberste Geschiebemergel ungestört über stark gestauchten N-S streichenden Ablagerungen liegt; eine eistektonische Wirkung des Wartheeises ist nicht festzustellen. Das gleiche gilt für die Hochfläche. Die als „Endmoränen“ beschriebenen Sand- und Kieskuppen des Hasenberges, der Höhen 60,1 und 57,6 sowie des schon auf Blatt Büchen gelegenen Heidberges zeigen zwar die „verlangte“ NW-SE-Richtung, sind aber (mit Ausnahme der Höhe 57,6) praktisch ungestört. Der Geschiebestand des Hasenbergs gehört mit Ausnahme der obersten Kuppe der Drenthe-Vereisung an, ebenfalls der des Heidberges. Die Deutung, im Hasenberg einen Rest einer warthezeitlichen Satzendumoräne zu sehen, die einer drenthezeitlichen Stauchmoräne aufgesetzt ist, erscheint z. Zt. als die am meisten einleuchtende Erklärung.

Der innere Bau des Geestrückens ist ziemlich kompliziert. Zu der NW-SE-Richtung kommt noch eine E-W-Richtung, die bes. in der Tongrube an der Lütauer Chaussee gut zu beobachten ist. Der Lauenburger Ton und seine hangenden sandigen Übergangsschichten sind hier stark verfaltet und verschuppt mit E-W streichenden Strukturen, die von drenthezeitlichem Geschiebemergel gekappt werden. Die Stauchung ist also auch hier älter als warthezeitlich.

Am Elbufer herrscht dagegen eine N-S-Richtung vor (vgl. die Profile). Diese Richtung kommt auch in den Aufschlüssen am Sandkrug zum Ausdruck. In stark gestörten Sanden

und Kiesen stecken Falten und „Mauern“ drenthezeitlichen Geschiebemergels, die N-S streichen.

Alt ist auch die Anlage der mit den Torfen ausgefüllten Kuhgrund-Rinne. Der gerade Verlauf derselben läßt vermuten, daß hier eine Schmelzwasserrinne bestand, die „überprägt“ und von der Grundmoräne des letzten Drenthe-Vorstößes ausgekleidet wurde. Das Warthe-Eis hat die Rinne nicht mehr wesentlich verändern können. Die zur Ablagerung gelangten Sedimente sind bis auf wenige Reste wieder ausgeräumt worden.

Die verschiedenen Stauchungsrichtungen sind also verschiedenen Verstößen des Drenthe-Eises zuzuordnen; ihre Altersfolge ist schwer zu deuten. Am ältesten scheint die N-S-Richtung zu sein, am jüngsten die E-W-Richtung.

VI. Ergebnisse der Geschiebestatistik

Die Geschiebeaufsammlungen sind nach der Methode LÜTTIG's (1958 a) ausgewertet worden. Die Zähltabellen können ihres Umfangs wegen nicht veröffentlicht werden; sie sind im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung hinterlegt (MEYER 1965). Eben- sowenig sollen die einzelnen Zählungen diskutiert werden; soweit nötig, ist das im Text geschehen. Die Zählungen von Blatt Lauenburg sind in Abb. 2 dargestellt. Zu Vergleichs- zwecken wurde eine Reihe von Zählungen in der näheren und weiteren Umgebung Lauen- burgs gemacht (Abb. 3). Die Vergleichszählungen bestätigten die Lauenburger Ergebnisse, die Warthe-TGZ heben sich deutlich ab. Es zeigte sich, daß in diesem Raum nicht alle Sedimente zum Warthe-Stadium gehören, die als solche beschrieben worden sind. Die wenigen Vergleichszahlen sind gewiß nicht repräsentativ, geben aber doch recht deutliche Hinweise. — Die Proben A, B und F II verdanke ich Herrn Dr. F. GRUBE, Hamburg.

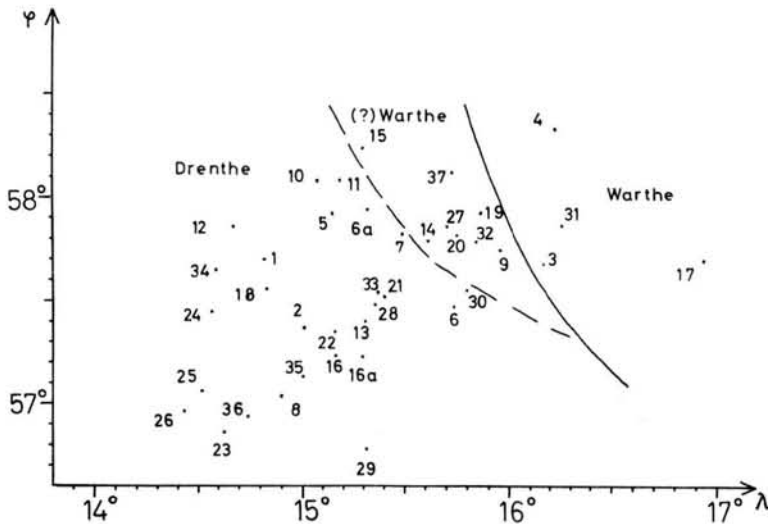


Abb. 2. Theoretische Geschiebezentren (TGZ) von Blatt Lauenburg/Elbe (2629).

In der folgenden Aufzählung der Vorkommen, die auf dem Kärtchen dargestellt sind, bedeuten: TGZ = Theoretisches Geschiebezentrum; F/K = Flintkoeffizient; u. G. = unter Gelände; u. K. = unter der Kante des Elbsteilufers; Mg = Geschiebemergel; Lg = Geschiebelehm.

1. Mg, Ziegeleitongrube an der B 209, 1 m u. G.
R: 44 03 30 H: 59 18 43
TGZ 14,82—57,70 F/K 1,32 Drenthe

2. Mg, Elbsteilufer, 4 m u. K.,
R: 44 02 74 H: 59 16 55
TGZ 15,05—57,37 F/K 1,36 Drenthe

3. Lg, Wasserleitungsgraben Lauenburg, Ecke Spitzort/Stettiner Straße
R: 44 02 96 H: 59 17 23 F/K 1,56
TGZ 16,17—57,67 (zu wenig Geschiebe)
(?) Warthe
4. Kies, glazifluviatil, im Liegenden von Probe 3
TGZ 16,23—58,33 F/K 0,50 (?) Warthe
5. Kies, glazifluviatil, Sandgrube NW Hasenberg, NW Wasserbehälter
R: 44 04 06 H: 59 17 37
TGZ 15,14—57,92 F/K 0,84 Drenthe
6. Kies, glazifluviatil, Kiesgrube N P 51,0, aus 2 m Kies und Sand über Tropfenboden
R: 44 04 84 H: 59 17 45
TGZ 15,74—57,47 F/K 1,18 Drenthe
- 6a. Kontrollaufsammlung zu 6
TGZ 15,32—57,94 F/K 0,64
7. Kies und Sand, glazifluviatil, Elbsteilufer, unter Geschiebemergel im Liegenden von Torf „Kuhgrund I“, 17 m u. K.
R: 44 02 82 H: 59 16 52
TGZ 15,48—57,81 F/K 0,62 Drenthe
8. Mg, Elbsteilufer, im Liegenden von Torf „Kuhgrund I“, 14 m u. K.
R: 44 02 865 H: 59 16 510
TGZ 14,90—57,04 F/K 2,15 Drenthe
9. Geröll-Lage, Elbsteilufer, unter Schluff im Liegenden von Torf „Kuhgrund I“, 4 m u. K.
R: 44 02 92 H: 59 16 515
TGZ 15,95—57,74 F/K 1,96
Warthe (aufgearbeitet)
10. Mg, Elbsteilufer, unter dem steilstehenden gelben Schluff, ca. 4 m u. K.
R: 44 02 97 H: 59 16 510
TGZ 15,07—58,08 F/K 0,42 Drenthe
11. Mg, Elbsteilufer E Kuhgrund, 8 m u. K.
R: 44 03 10 H: 59 16 50
TGZ 15,18—58,09 F/K 0,60 Drenthe
12. Mg, Elbsteilufer, 5 m u. K.
R: 44 01 840 H: 59 16 71
TGZ 14,67—57,86 F/K 0,70 Drenthe
13. Mg, aufgelassene Ziegeleitongrube Buchhorst
R: 44 05 18 H: 59 17 42
TGZ 15,31—57,40 F/K 0,50 Drenthe
14. Geschiebelehm-Fließerde, Sandgrube 250 m WP. 51,0, 2 m u. G.
R: 44 04 525 H: 59 17 360
TGZ 15,61—57,78 F/K 2,06
(?) Warthe, umgelagert
15. Lg, Sandgrube NW Hasenberg, NW Wasserbehälter, Oberkante
R: 44 04 12 H: 59 17 40
TGZ 15,30—58,24 F/K 0,72 (?) Warthe
16. Lg, Kanalisationsgraben Neubaugebiet „Stadtmoor“, 4 m u. G.
R: 44 02 70 H: 59 16 85
TGZ 15,16—57,23 F/K — Drenthe
- 16a. Kontrollaufsammlung zu Probe 16
TGZ 15,30—57,23 (!) F/K 2,20 Drenthe
17. Kies, glazifluviatil, Grube E Hasenberg, W-Wand, 4 m u. G.
R: 44 04 32 H: 59 17 27
TGZ 16,95—57,69 F/K 0,80 Warthe
18. Mg, Elbsteilufer, im Liegenden von Torf „Kuhgrund II“, 13 m u. K.
R: 44 02 22 H: 59 16 67
TGZ 14,83—57,56 F/K 1,02 Drenthe
19. Kies, glazifluviatil, Elbsteilufer, unter Geschiebemergel im Liegenden von Torf „Kuhgrund II“, 14 m u. K.
R: 44 02 21 H: 59 16 67
TGZ 15,86—57,92 F/K 0,88 Drenthe
20. Mg, Elbsteilufer, 27 m u. K., bei Elb-km 571
R: 44 02 40 H: 59 16 60
TGZ 15,75—57,81 F/K 0,78 (Drenthe)
21. Kies, glazifluviatil, Elbsteilufer, 6,5 m u. K., im Liegenden v. 12.
R: 44 01 84 H: 59 16 71
TGZ 15,40—57,52 F/K 0,44 Drenthe
22. Mg, Elbsteilufer, 14 m u. K.
R: 44 01 74 H: 59 16 70
TGZ 15,16—57,35 F/K 0,51 Drenthe
23. Geröllreiche Kieslage in Lg, Elbsteilufer, 8 m u. K.
R: 44 01 73 H: 59 16 705
TGZ 14,63—56,86 F/K 0,45 Drenthe
24. Geröllreiche Kieslage über Mg, Elbsteilufer, Schurf 10 m u. K.
R: 44 01 55 H: 59 16 71
TGZ 14,57—57,47 F/K 0,22 Drenthe
25. Mg, im Liegenden von Probe 24, 13 m u. K.
TGZ 14,52—57,06 F/K 0,50 Drenthe
26. Mg, Elbsteilufer, 5 m u. K.
R: 44 01 19 H: 59 16 79
TGZ 14,43—56,96 F/K 0,50 Drenthe
27. Mg, Elbsteilufer, 4 m u. K.
R: 44 00 77 H: 59 16 92
TGZ 15,70—57,85 F/K 0,47 (?) Warthe
28. Kies, Grube des Kalksandsteinwerkes am Sandkrug, 25 m u. G.
R: 44 00 38 H: 59 17 39
TGZ 15,36—57,46 F/K 0,44 Drenthe
29. Lg, wie vor, N-Wand, 10 m u. G.
R: 44 00 37 H: 59 17 39
TGZ 15,32—56,78 F/K 0,42 Drenthe
30. Gerölllage im Lg von Probe 29, 15 m u. G.
TGZ 15,80—57,55 F/K 0,21 Drenthe
31. Lg, wie vor, 5 m u. K. im Liegenden des Eem-Torfes
TGZ 16,26—57,86 F/K 0,27 Warthe
32. Mg, Grube a. Sandkrug, E-Wand, 2 m u. G.
R: 44 00 38 H: 59 17 15
TGZ 15,78—57,83 F/K 0,46 Warthe (?)
33. Mg, Elbsteilufer, 3—4 m u. K.
R: 44 00 56 H: 59 17 00
TGZ 15,38—57,54 F/K 0,42 Drenthe

34. Mg, Elbsteilufer, 2—3 m u. K.
R: 44 02 11 H: 59 16 70
TGZ 14,59—57,65 F/K 0,50 Drenthe
35. Kies, glazialfluviatil, Elbsteilufer, Kontrollaufsammlung zu 19
R: 44 02 23 H: 59 16 67
TGZ 15,00—57,13 F/K 0,60 Drenthe

36. Mg, Elbsteilufer, Kontrollaufsammlung zu Probe 20, 22 m u. K.
R: 44 02 38 H: 59 16 61
TGZ: 14,74—56,94 F/K 0,69 Drenthe
37. Lg, Baugrube in Lauenburg, 1 m u. G.
R: 44 03 92 H: 59 16 76
TGZ 15,73—58,12 F/K — (?) Warthe

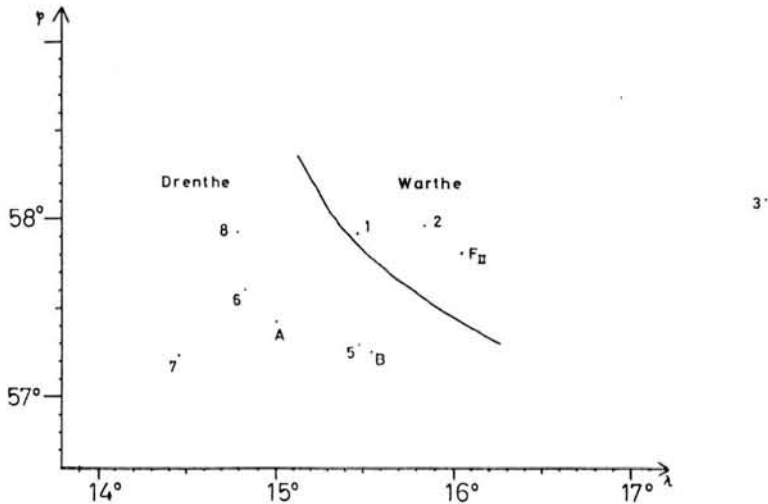


Abb. 3. Theoretische Geschiebezentren aus der weiteren Umgebung Lauenburgs.

Abkürzungen in der folgenden Liste vgl. Abb. 2!

- | | |
|---|---|
| <p>1. Kies, Grube SSW Molkerei Boltersens, 2 m u. K.
Bl. Neetze (2729) R: 44 04 29 H: 59 06 86
TGZ 15,46—57,92 F/K 1,21 Warthe (?)</p> <p>2. Kies, Grube am Kreienberg b. Vastorf, 2 m u. K.
Bl. Neetze R: 44 02 42 H: 58 97 40
TGZ 15,85—57,96 F/K 0,42 Warthe</p> <p>3. Mg, (rot), im Liegenden von Probe 2, ca. 6 m u. K.
TGZ 17,77—58,11 (zu wenig Geschiebe)
Warthe</p> <p>4. Kies, Sandgrube des Kalksandsteinwerkes „Thörl & Co“ am Sinstorfer Kirchweg, ca. 5 m u. K.
Bl. Harburg (2525), R: 35 63 32 H: 59 22 18
TGZ 15,62—59,53 F/K 0,78 Warthe</p> <p>5. Kies, Grube am Heidberg, 2 m u. K.
Bl. Büchen (2529) R: 44 02 60 H: 59 21 40
TGZ 15,48—57,29 F/K 0,71 Drenthe</p> | <p>6. Kies, Grube Neu-Wulmstorf, 3 m u. K.
Bl. Buxtehude (2524)
R: 35 52 34 H: 59 24 14
TGZ 14,83—57,60 F/K 0,75 Drenthe</p> <p>7. Kies, Grube des Kieswerks SW Hittfeld, ca. 7 m u. K.
Bl. Hittfeld (2625), R: 35 63 66 H: 59 17 00
TGZ 14,46—57,23 F/K 0,80 Drenthe</p> <p>8. Kies, Grube NE Klecken, ca. 3 m u. K.
Bl. Hittfeld (2625), R: 35 63 00 H: 59 16 22
TGZ 14,79—57,93 F/K 0,77 Drenthe</p> <p>A. Mg, U-Bahn-Neubau Hamburg-Georgsplatz, N-Wand, R. T. 214/213, 7 m unter NN. Blatt Hamburg (2425).
TGZ 15,01—57,42 F/K 0,62 Drenthe</p> <p>B. Kiesiger Sand, Linse in Mg von Probe A, S-Wand, R. T. 186/188, 6,5 m unter NN.
TGZ 15,55—57,25 F/K 0,54 Drenthe</p> <p>FII Geschiebelehm, Hamburg, Baugrube Polizeihochhaus.
TGZ 16,07—57,82 (zu wenig Geschiebe)
Warthe</p> |
|---|---|

Literatur

- BEYLE, M.: Über einige Ablagerungen fossiler Pflanzen der Hamburger Gegend. Teil II. - Mitt. a. d. mineralog.-geolog. Staatsinst. Hamburg, 6, S. 1-30, Hamburg 1934.
- BÜNTE, W.: Die Diatomeenschichten von Lüneburg, Lauenburg, Boizenburg und Wendisch-Wehningen. - Güstrow 1901.
- CLAUDIUS, D. W.: Flüchtiger Blick in die Natur des Südrandes des Herzogtums Lauenburg. - Jahreshfte d. naturwiss. Ver. f. d. Hrgtm. Lüneburg 1866.
- CREDNER, H., GEINITZ, E., WAHNSCHAFFE, F.: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. - Neues Jb. f. Min. usw. 1889, Bd. 2, S. 194-199, Stuttgart 1889. - Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. - Neues Jb. f. Min. usw. 1893, Bd. 1, S. 33-38, Stuttgart 1893.
- FORCHHAMMER, J. G.: Die Bodenbildungen der Herzogtümer Schleswig-Holstein und Lauenburg. - Beilage zur Festgabe f. d. Mitglieder d. 11. Versammlung deutsch. Land- und Forstwirte, 32 S., Altona 1847.
- GAGEL, C.: Einige Bemerkungen über die obere Grundmoräne in Lauenburg. - Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1903, 24, S. 458-482, Berlin 1904. - Über die südliche und westliche Verbreitung der Oberen Grundmoräne in Lauenburg. - Z. deutsch. geol. Ges. 57, Mber., S. 434-445, Berlin 1905. - Erl. geol. Karte v. Preußen. - Bl. Nusse (2329), Berlin 1911.
- GEINITZ, E.: Die Endmoränenzüge Mecklenburgs nebst ihrer Begleiterscheinungen. - Mitt. a. d. mecklenb. geol. L.-A. 29, 43 S., Rostock 1916.
- GOTTSCHKE, C.: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. II. Das marine Diluvium. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 14, S. 1-74, Hamburg 1898.
- GÖTZE, Th.: Das interglaziale Torflager bei Lauenburg. - In: Das Land an der Elbe, 12. Jg., Nr. 3, 2. S., März 1939.
- GRAHLE, H.-O.: Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Interglazial I.), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., H. 172, 110 S., Berlin 1936.
- GRIPP, K.: Die Entwässerung der inneren Eisrand-Lagen in Nordwest-Deutschland. - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein 24, S. 87-91, Kiel 1950. - Inlandeis und Salzaufstieg. - Geol. Rdsch. 40, S. 74-81, Stuttgart 1952. - Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. - Neumünster (Wachholz-Verlag) 1964.
- GRUBE, F.: Die Bedeutung des Holstein-Interglazial-Aufschlusses von Hamburg-Hummelsbüttel für die Geologie Norddeutschlands. - Jb. d. Alstervereins e. V. 38, 5 S., (Mitt. a. d. Geol. L.-A. Hamburg 31), Hamburg 1959.
- HALLIK, R.: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgur lager der südlichen Lüneburger Heide. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, S. 326-333, Hannover 1960.
- HARDEN, K.-H.: Der Möllner und der Beelitzer Sander. - Diss. Hamburg, 78 S., 1932.
- ILLIES, H.: Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbegebietes. - Geol. Jb. 66, S. 525-558, Hannover 1952.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest-Germany. - Danm. geol. Unders., II. Raekke, Nr. 48, 1928.
- JOHANNSEN, A.: Zur Geologie tertiärer und pleistozäner Wasserleiter in Schleswig-Holstein. - Geol. Jb. 81, S. 739-770, Hannover 1964.
- KEILHACK, K.: Über ein interglaziales Torflager im Diluvium von Lauenburg a. d. Elbe. - Jb. kgl. preuß. L.-A. f. 1884, S. 211-238, Berlin 1885. - Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. - N. Jb. f. Min., S. 151-156, Stuttgart 1892.
- KOCH, E.: Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg und Umgebung. - Mitt. a. d. min. geol. Staatsinst. Hamburg 9, S. 1-109, Hamburg 1927.
- LÜTTIG, G.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb. 75, S. 361-418, Hannover 1958 (a). - Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. - Geol. Jb. 75, S. 419-430, Hannover 1958 (b). - Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. - Geol. Jb. 76, S. 235-260, Hannover 1958 (c).
- MEYER, K.-D.: Das Pleistozän im Gebiet Lauenburg/Elbe unter besonderer Berücksichtigung des Elbsteiluferprofils. - Wiss. Arbeit f. d. 2. Staatsexamen für Geologen (ungedr.). Hannover 1965.
- MEYN, L.: Neue Beobachtungen mittelalterlicher Schichten in Lauenburg und Holstein. - Z. deutsch. geol. Ges. 3, S. 411-435, Berlin 1851.
- MÜLLER, G.: Erl. z. Geol. Karte v. Preußen, Bl. Lauenburg a. d. Elbe. Berlin 1904.
- NEUMANN, H.: Diluvialgeologische Untersuchungen in der Gegend von Lauenburg/Elbe. (Vorl. Mitt.). - Centralbl. Min., Abt. B., S. 554-556, 1932. - Die Gliederung des Diluviums der Altmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins und der südlich angrenzenden Gebiete. - Schriften a. d. Geol. Paläont. Inst. d. Univ. Kiel, H. 1, S. 1-92, Kiel 1933.

- PFEFFERLE, R.: Zur Morphologie der Talsandterrassenränder in der Umgebung von Hamburg. - Math.-Nat. Dissertation, 77 S., Hamburg 1935.
- PICARD, K.: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 259-272, Stuttgart 1959. - - Gletscherrandlagen im Westen von Schleswig-Holstein. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962, 6, S. 273-281, Stuttgart 1962.
- PIELES, N.: Diluvialgeologische Untersuchungen im Gebiet des Möllner Sanders. - Meyniana 6, S. 85-106, Kiel 1958.
- RICHTER, K.: Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. - Geol. Jb. 76, S. 223-234, Hannover 1958.
- SCHLUNK, J.: Das Diluvialprofil von Lauenburg a. d. Elbe und seine Beziehungen zum Diluvium der Hamburger Gegend. - Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1914, 35, S. 600-635, 1 Taf., 5 Abb., Berlin 1915.
- SCHUCHT, F.: Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. - Jb. preuß. geol. L.-A. 29, S. 130-150, Berlin 1912.
- SCHÜTRUMPF, R.: Das Interglazialprofil von Lauenburg/Elbe. Kuhgrund II. - Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 16, S. 37-45, Hamburg 1937.
- STOLLER, J.: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. II. Lauenburg a. Elbe (Kuhgrund). - Jb. preuß. Geol. L.-A. 32, S. 109-144, Berlin 1911. - - Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß (mit geologischer Übersichtskarte der Lüneburger Heide). - Jber. d. Nieders. geol. Ver. 7, S. 214-231, Hannover 1914.
- TAUBE, J.: Beiträge zur Naturkunde des Herzogtums Zelle. - Gesammelt von J. TAUBE, Hofmedicus und Mitglied der königl. Landwirtschafts-Gesellschaft. Zelle 1766.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950. - - Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart 2, S. 146-154, Öhringen 1952. - - Das Eiszeitalter. 1. Band. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. 2. Aufl., Stuttgart 1954. - - Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, S. 5-12, Öhringen 1956.
- WOLFF, W.: Ein Nachwort zur Interglazialfrage. - Z. deutsch. geol. Ges. 58, Mber., 4 S., Berlin 1906. - - Das Diluvium der Gegend von Hamburg. - Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, S. 227-324, Berlin 1917.
- ZIMMERMANN, G.: Mitteilung an Geheimenrath v. LEONHARD gerichtet. - N. Jb. Min. usw. 1854, Stuttgart 1854.

Manusk. eingeg. 17. 2. 1965.

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geol. Dr. Klaus-Dieter Meyer, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken

Von VOJEN LOŽEK, Prag

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen im Text

Zusammenfassung. Heutzutage wird meist angenommen, daß der Löß nicht nur durch eine bloße Anhäufung von äolischem Staub, sondern auch durch einen spezifischen bodenbildenden Vorgang (sog. Verlössung) entsteht, auf den die charakteristischen Lößmerkmale, namentlich das Gefüge, der Kalkgehalt und die Farbe zurückzuführen sind. Die Verlössungsvorgänge greifen allerdings die gesamte Fläche der betreffenden Gebiete an und gehen auf besondere Umweltbedingungen zurück, die in Europa keine gegenwärtige Analogie haben.

Mit dieser Vorstellung stimmt auch die Fauna der Lößmollusken völlig überein, die eine spezifische Zusammensetzung aufweist und mehrere Arten und Rassen umfaßt, die als lößgebunden bezeichnet werden können. Man kann mit Recht von Lößgesellschaften im ökologischen Sinn und demgemäß auch von einer Lößumwelt sprechen, die sowohl durch spezifische Klima-, Sedimentations- und Bodenverhältnisse als auch durch eine charakteristische Fauna und Flora gekennzeichnet ist. Dieser Zeitabschnitt, der als Lößphase zu bezeichnen ist, unterscheidet sich scharf von den übrigen Abschnitten des quartären klimatischen Zyklus.

Die Windaufschüttung und Verlössung erfolgen etwa gleichzeitig. Der Wind transportiert ein bereits zum Teil verlöstes Material, das während seiner Ablagerung und auch später durch weitere Verlössung angegriffen wird. Das gilt auch für feinkörnige Ablagerungen nichtäolischer Herkunft, vor allem Hang- und Schwemmbildungen, denen sekundäre Lößmerkmale aufgeprägt werden und die sodann als lößartig zu bezeichnen sind. Sie führen dieselbe Fauna wie der echte Fluglöß. Es sei betont, daß die äolische Staubanhäufung das Sedimentationsbild während der Lößphasen beherrscht, selbst dort, wo sich in anderen Phasen völlig abweichende Vorgänge, z. B. die Grobschuttbildung, geltend machen. Diese Erscheinung sowie die eigenartige Fauna belegen die besonderen Umweltbedingungen der Lößphasen. In höheren bzw. feuchteren Gebieten ist der Löß durch kalkfreie Staublehne ersetzt, die einer anderen Bodenzone der Lößphase entsprechen. Bei der Würdigung der Lößbildungen soll stets der echte Fluglöß von den lößartigen Ablagerungen unterschieden werden, die entweder durch Verlössung nichtäolischer Feinsedimente oder Umlagerung von Fluglöß entstehen.

Aus dem Vergleich der malakozoologischen und sedimentologischen Ergebnisse ergibt sich, daß die Lößbildungshypothese von V. A. OBRUČEV richtig ist.

Abstract. At present, the view is generally adopted that loess does not originate only by the accumulation of wind-borne dust, but also by a particular soil-forming process (loessification), that impresses to dust-accumulations typical features of loess, especially the structure, calcareousness and colour. Loessification effects the entire area of suitable regions, but requires special environmental conditions, which are not available in present-day Europe.

This hypothesis is fully supported by the loess molluscan fauna showing a peculiar composition and including several species and races confined to loess deposits. Therefore, we are justified in speaking about loess assemblages in the ecologic sense and about loess environment, distinguished by specific climatic, sedimentation and soil conditions, as well as by a characteristic fauna and flora. The period of loessification, which could be called loess phase, differs sharply from other sections of the Quaternary climatic cycle.

Eolian deposition and loessification are almost contemporaneous. The wind redeposits materials that are already partly loessified and undergo further loessification during and after their accumulation. This also holds for fine-grained deposits of non-eolian origin, particularly for slope and proluvial deposits; these assume a number of features consistent with those of loess, so that they can be termed loess-like (= loessoid) sediments. The malacofaunal contents of loesses and loess-like deposits are the same. It should be emphasized that during the loess phase sedimentation of eolian dust fully prevails, even in places where during other phases quite different processes, e. g. deposition of coarse screes, exist. This phenomenon along with a typical fauna evidences the particular natural conditions of the loess phase. In the higher altitudes and more humid areas loess is substituted by non-calcareous loams belonging to a different soil zone of the loess phase. In considering the sediments of the loess phases, distinction should be made between true eolian loesses and loess-like deposits originated either by loessification of fine-grained non-eolian deposits or by redeposition of loesses.

The correlation of malacologic and sedimentologic results witnesses to the rightness of V. A. OBRUČEV's hypothesis on the loess origin.

Problemstellung

In den letzten Jahren wurde das Problem der Lössentstehung in Mitteleuropa nur wenig beachtet, da bei den meisten Forschern stratigraphische Fragen in den Vordergrund traten. Im allgemeinen wird angenommen, daß die Lössе äolischer Herkunft sind bzw. daß sie sekundär durch verschiedene Vorgänge, namentlich Abspülung und Bodenfließen, angegriffen werden können. Auch ihre kaltzeitliche Entstehung wird hier nicht mehr ernsthaft in Zweifel gezogen (WOLDSTEDT 1954, S. 170).

In den Lössgebieten Osteuropas und Asiens ist hingegen das Problem der eigentlichen Lössbildung stets aktuell geblieben, wie man sich in zahlreichen Schriften, vor allem aus der UdSSR, überzeugen kann (z. B. KRIGER 1962, GERASIMOV 1964); dasselbe gilt auch für Nordamerika (vgl. A. L. LUGN 1962). Vergleichen wir die Schlüsse vieler sowjetischer und chinesischer Quartärforscher mit der in Mittel- und Westeuropa vorherrschenden Auffassung, so ergeben sich einige Unterschiede, die beachtet werden sollten. Es handelt sich vor allem um die Ansicht, die dem äolischen Faktor nur eine recht beschränkte Bedeutung beimißt und die im Fachschriftum der erwählten Länder weit verbreitet ist (BERG 1932, GELLERT 1962, MARKOV, GRIČUK & LAZUKOV 1961, LUKAŠEV 1961, MAVLJANOV 1957, SOKOLOVSKIJ 1961, VEKLIČ 1958 usw.).

Es liegt auf der Hand, daß dieses Problem früher oder später auch in Mitteleuropa diskutiert werden muß, schon aus dem Grunde, daß zu den angeführten Ansichten über die nichtäolische Entstehung des Lösses Stellung genommen werden sollte. Das ist zum Teil geschehen (z. B. MÜNICHSDORFER 1926), allerdings größtenteils auf Grund von Angaben aus entfernten Gebieten (Innerasien). Es ist überraschend, wie wenig dabei die Molluskenfauna beachtet worden ist, die im Löss so häufig auftritt, daß sie mit Recht für eines der Hauptmerkmale dieses Gesteins gehalten werden kann. Hier möchte ich die Bedeutung der Molluskenfauna für die richtige Lösung dieser Frage zeigen. Wir werden sehen, daß dabei der Rahmen des Lössproblems weit überschritten wird, da aus den Ergebnissen auch eine allgemeine Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse hervorgeht, worauf bereits U. STEUSLOFF (1933) hingewiesen hat.

Zur Frage der Lössbildung

Im wesentlichen gibt es im Schrifttum zwei Ansichten über die Lössbildung. Eine ist die bekannte RICHTHOFEN'sche Hypothese des äolischen Lösses, die von V. A. OBRUČEV (zuletzt 1945, 1948) weiter entwickelt worden ist und gegenwärtig von den meisten mittel- und westeuropäischen Forschern vertreten wird (MÜNICHSDORFER 1926, GRAHMANN 1932, DUBOIS & FIRTION 1936, WOLDSTEDT 1954, KÁDÁR 1956 usw.). Ihr Gegensatz ist die bodenbildende Hypothese von L. S. BERG (1932), der die Lössbildung auf spezifische bodenbildende Vorgänge zurückführt, die durch den Terminus „oblössovanie“, d. h. Verlössung bzw. Loessifikation, kurz zu bezeichnen sind (der Terminus „loessialization“ bei SOKOLOVSKIJ 1961, S. 155, ist philologisch nicht richtig). Die Verlössung setzt nach dieser Auffassung erst nach der Anhäufung des Feinmaterials ein, die auf verschiedene Weise zustande kommen kann. Man kann dann Lössе äolischer, jedoch auch eluvialer, deluvialer, proluvialer und sogar fluviatiler, limnischer sowie mariner Herkunft unterscheiden (LUKAŠEV 1960, 1961). Der äolischen Komponente wird oft keine größere Bedeutung beigemessen. Wie bereits gesagt, wird diese Auffassung von vielen sowjetischen und chinesischen Forschern vertreten, obwohl zumindest in der UdSSR auch zahlreiche Verteidiger der äolischen Hypothese vorhanden sind (aus der neueren Zeit z. B. KAVEEV 1957, LOMONOVICH 1957, SEDLECKIJ & ANAN'EV 1957). Von Bedeutung sind die Überlegungen von N. I. KRIGER (1962) und A. S. KES' (1962, 1964). Eine gute Übersicht ist in den zusammenfassenden Werken von K. I. LUKAŠEV (1960, 1961) zu finden, der die Verlössung von den übrigen bodenbildenden Vorgängen durch die Bezeichnung

„lössobrazovanie“ (= Lößbildung) unterscheidet. Es handelt sich um eine Sonderform der sog. siallitischen Karbonatverwitterung, bei der in den Verwitterungsprodukten an der Oberfläche der Kalk in Karbonatform intensiv ausgeschieden wird. Nach LUKAŠEV muß der Löß als ausgesprochen polygenetisch bezeichnet werden (vgl. auch GERASIMOV 1964). Zur Klärung ist hervorzuheben, daß auch nach OBRUČEV (1948) der Verlöschung, d. h. denjenigen Vorgängen, die am Ablagerungsort stattfinden, eine große Bedeutung zukommt (vgl. auch KÁDÁR 1956, KES' 1964, KRIGER 1962).

Was die Ansichten von OBRUČEV (1945, 1948) anbelangt, so ist noch zu erwähnen, daß er nach dem Akkumulationsmilieu warme und kalte Löss unterschieden hat. Als Beispiel der kalten können die ukrainischen und überhaupt die europäischen Löss angeführt werden, während die innerasiatischen großenteils zu den warmen gehören. Nach OBRUČEV kann eine Lößbildung nur dort erfolgen, wo ausgedehnte Ausblasungsgebiete ohne zusammenhängende Vegetationsdecke, also Wüsten, vorhanden sind; das eigentliche Akkumulationsgebiet kann allerdings ziemlich weit entfernt sein (vgl. dazu auch GRAHMANN 1932).

In vielen Schriften werden komplizierte Vorgänge geschildert, welche die Sedimentationsdynamik des Lößstaubes bestimmen und schließlich zur Entstehung des echten Lösses führen. Zum Beispiel M. I. LOMONOVICH (1957) unterscheidet im Bildungsprozeß des Lösses von SO-Kasachstan drei Phasen: 1) Alluviale Phase — Aufschüttung des Erdmaterials durch Gebirgsflüsse in Form von flachen Schwemmkegeln und erste Sortierung des Feinmaterials; 2) Äolische Phase (d. h. die eigentliche Staubsedimentation) — Windtransport und Ablagerung des Feinmaterials, das eine weitere Sortierung erfährt; 3) Eluviale Phase („Diagenese“), während welcher der angehäuften Staub durch spezifische Bodenbildungsvorgänge die Eigenschaften eines „echten“ Lösses gewinnt. Ähnlich wird die Lößbildung auch von anderen Verfassern beschrieben, nur den einzelnen Phasen wird eine sehr verschiedene Bedeutung beigemessen (BRYAN 1945, GERASIMOV 1964, KRIGER 1962 usw.).

Aus sämtlichen angeführten Punkten geht eindeutig hervor, daß der Löß als Produkt einer eigenartigen Umwelt zu betrachten ist, die im gegenwärtigen Europa keine Analogie hat. Hinsichtlich der Verhältnisse in Asien herrschen sehr verschiedene Ansichten, die hier nicht näher erörtert werden sollen, da notwendige paläontologische Grundlagen bisher fehlen.

Die Sonderprägung der Lößumwelt muß auch in der Zusammensetzung der betreffenden Biozöosen ihren Ausdruck finden. Im Löß treten Mollusken, Vertebraten und auch Pollen auf, welche letztere durch neue Untersuchungen von B. FRENZEL (1964, 1965) in auswertbarer Anzahl nachgewiesen worden sind. Für die Rekonstruktion der einstigen Naturverhältnisse eignen sich allerdings am besten die Mollusken, die im Löß und in den verwandten Ablagerungen viel stärker vertreten sind als die Vertebraten. Sie finden sich oft durchgehend sowohl in horizontaler als auch vertikaler Richtung, so daß sie eine allseitige Korrelation von Lithologie und Stratigraphie ermöglichen. Die malakozoologischen Ergebnisse sind durch die paläobotanischen zu ergänzen, die gegenwärtig noch in allzu geringem Umfang zur Verfügung stehen.

Molluskenfauna des Lösses

Ehe auf die Analyse der Lößmolluskenfauna eingegangen wird, muß betont werden, daß ausschließlich die Fauna des echten Lösses berücksichtigt werden soll, die nur einen Bruchteil der Fauna von Lößserien darstellt (KUKLA & LOŽEK 1961, LOŽEK 1964). In den älteren paläontologischen Arbeiten wird diese Unterscheidung nicht immer eingehalten, was oft konfuse oder ausgesprochen falsche Schlüsse zur Folge gehabt hat.

Wie bereits erwähnt, sind die Mollusken im Löß derart verbreitet und häufig, daß das Vorhandensein von Konchylien als eines der Hauptmerkmale des Lösses angeführt wird.

Die Angaben über Lößmollusken sind allerdings recht ungleichmäßig, wenn die Menge und topographische Lage der bisher veröffentlichten Faunen in Betracht gezogen wird. Die größte Anzahl von Funden ist unstrittig aus den Lößgebieten Deutschlands und der Tschechoslowakei bekannt, während die Angaben aus Ungarn und Österreich und vor allem aus Polen unzureichend sind. Aus dem westlichsten Lößgebiet — Frankreich — stehen heute zahlreiche Funde von G. MAZENOT (1953, 1956, 1957 usw.) aus dem Rhône-Tal und den anliegenden Gebieten einschließlich der Mittelmeerküste zur Verfügung. Aus dem Nordbalkan, namentlich dem rumänisch-bulgarischen Donauebiet, liegen nur unvollständige und wenigstens zum Teil problematische Angaben vor, da die fossilführenden Sedimente oft nur unzureichend charakterisiert sind.

Von großer Bedeutung sind die verhältnismäßig zahlreichen Funde aus den südlichen Gebieten des europäischen Teiles der UdSSR, d. h. aus einem gebirgsfernen Gebiet mit stark ausgeprägtem Binnenklima (vgl. VEKLIČ 1958, 1961, KUNICA 1961 u. a.). Über den asiatischen Teil sind wir leider nur wenig informiert. Auch in Nordamerika können gewisse Parallelen mit Europa beobachtet werden; viele Entwicklungszüge sind jedoch für Amerika spezifisch, so daß sie vorläufig nicht herangezogen werden sollen.

Aus den vorstehenden Ausführungen ergibt sich, daß wir uns mit dem periglazialen Lößgebiet Mittel- und Südeuropas befassen und auf die am besten bearbeiteten mitteleuropäischen Funde stützen werden. Eine Lücke in der Kenntnis bilden die fehlenden Angaben über das Ausklingen der Lößfaunen gegen Süden. Hier sind die interessanten Befunde von G. MAZENOT (1956, 1957) aus Südostfrankreich zu erwähnen, aus denen eine Änderung der Lößgesellschaften in Richtung auf das mediterrane Küstengebiet hervorgeht. Wir müssen in diesem Falle annehmen, daß hier der Löß in eine völlig andersartige Klimazone übergreift.

Obwohl der Lößfauna seit dem vorigen Jahrhundert ziemlich viel Aufmerksamkeit gewidmet worden ist, muß man doch den Stand der Kenntnisse bis in die letzte Zeit als unbefriedigend bezeichnen. Das ist auf folgende Umstände zurückzuführen:

1. Die Fauna wurde häufig nur als Faunenliste ohne Auswertung veröffentlicht.
2. Die Auswertung der Fauna war unrichtig:
 - a) Infolge einer wenig genauen oder falschen Bestimmung der aufgefundenen Arten und Formen (dadurch wird die Eigentümlichkeit der Lößrassen bzw. das Vorhandensein von bezeichnenden Lößarten nicht erkannt).
 - b) Infolge der unzureichenden Kenntnis der Verbreitung und Ökologie von bestimmten Arten in der Gegenwart.
3. Die Fauna ist allochthon — sie ist in den Löß aus anderen Ablagerungen sekundär umgelagert worden.
4. Das einbettende Sediment stellt in Wirklichkeit keinen Löß dar.

Der erste Fall ist nicht näher zu erörtern, die weiteren sollen jedoch durch einige Beispiele erklärt werden. Daß die systematische Würdigung der Lößfunde vernachlässigt worden ist, zeigt das Beispiel der Gattung *Pupilla*, die im Löß durch eine ganze Reihe von eigenartigen Formen und Rassen vertreten ist (Abb. 1). Früher wurden sämtliche Pupillen in die rezenten Arten eingeordnet oder in der älteren Zeit einfach als „*Pupilla muscorum*“ angesprochen. Dies gilt auch für einen derart erfahrenen Molluskenforscher wie D. GEYER (1927). Die Besonderheiten der Lößformen wurden zwar von einigen sorgfältigen Verfassern bemerkt; jedoch trauten sich diese nicht, auf Grund davon selbständige systematische Einheiten aufzustellen [vgl. O. KRAUS 1952 — Beschreibung einer *Pupilla sterri* (VTH) — Form (in Wirklichkeit *P. loessica* LOŽEK) aus der Wetterau]. Andere Autoren behaupten im Widerspruch zu den Befunden, daß die Lößgesellschaften aus gegenwärtigen Arten bestehen (B. SHIMEK 1915, A. HORVÁTH 1962, S. 179-180) oder betrachten sie als lokalbedingt (GEYER 1927). Viele falsche Vorstellungen sind auf unzureichende Würdigung der fossil-

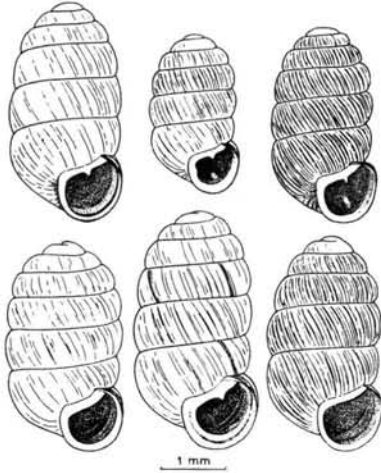


Abb. 1. Vertreter der Gattung *Pupilla* — charakteristische Lößschnecken. — Obere Reihe: *P. muscorum* [LINNÉ] (*typica*) - *P. triplicata* [STUDER] - *P. sterri* [VOITH] - Arten, die noch heute in Mitteleuropa leben. — Untere Reihe: *Pupilla muscorum densegyrata* LOŽEK - *P. muscorum* - eine bisher unbenannte Lößriesenform - *P. loessica* LOŽEK - Ausgestorbene Lößformen.

führenden Sedimente zurückzuführen. Das betrifft vor allem die Funde von wärmebedürftigen Faunen in den Lößserien, auf die sich die Annahme des Vorhandenseins von sog. warmen Lössen stützt. In Wirklichkeit handelt es sich dabei zumeist um Funde aus warmzeitlich sekundär umgelagertem Lößmaterial. Selbst ein derart sorgfältiger Beobachter wie R. LAIS (1933) versuchte seine Funde wärmeliebender „Löß“-Schnecken durch lokale Bedingungen zu erklären.

Diese kritischen Überlegungen haben sich nicht zum Ziel gesetzt, eine Übersicht der Ansichten über die Lößmollusken zu geben, sondern sollen lediglich helfen, die Ursachen der unzureichenden Ausnützung von Mollusken für die Lösung des Lößproblems aufzuklären.

Bei eingehenden Untersuchungen von Lößserien in der Tschechoslowakei (KUKLA & LOŽEK 1961, KUKLA, LOŽEK & ZÁRUBA 1961) wurde auf eine möglichst genaue Bestimmung der konchylienführenden Ablagerungen geachtet. Vergleichende Studien von reichem Material aus verschiedensten Gebieten haben gezeigt, daß der echte Löß eine sehr bezeichnende Fauna führt, die sich nicht nur von der gegenwärtigen, sondern auch von der Fauna anderer Quartärablagerungen scharf abhebt. Obwohl die Lößfauna recht monoton ist, kann man dennoch einige Gesellschaften unterscheiden, die teils verschiedenen Klimaphasen, teils verschiedenen — meist reliefbedingten — Standortsbedingungen entsprechen.

Die Molluskengesellschaften des Lösses bestehen aus einer geringen Zahl von Arten, die in drei Gruppen eingeordnet werden können; eine Sondergruppe stellt die Wasserfauna des Sumpflösses dar (Tab. 1).

Die angeführten Arten bilden einige mehr oder weniger unterschiedliche Gesellschaften, die sich durch ihre Zusammensetzung gegenseitig unterscheiden und nach bezeichnenden Arten benannt werden können. Ihre Kennzeichnung ergibt sich aus einer Übersichtstabelle (Tab. 2), die einen schnellen Vergleich von mehreren typischen Lößfaunen ermöglichen soll.

Als Grundtypus sind die *Pupilla*-Faunen anzusprechen, die von Pupillen (Tab. 2/EF) sowie *Succinea oblonga* DRAP. beherrscht werden und meist ausgesprochen artenarm sind. An vielen Fundstellen sind nur die erwähnten Elemente anzutreffen (Tab. 2/G). Außerdem können im Verband der *Pupilla*-Fauna auch weitere Arten auftreten, z. B. *Trichia hispida* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) (Abb. 2) oder *Helicopsis striata* (MÜLL.) (Tab. 2/BCDHJ).

Von diesen am weitesten verbreiteten Lößfaunen unterscheiden sich die als *Columella*- und *Striata*-Fauna bezeichneten Gesellschaften, die auf andersartige Klima- bzw. Standortsbedingungen zurückgehen.

Tabelle 1
Übersicht der Lößmollusken

<p style="text-align: center;">A</p> <p style="text-align: center;">Kennarten des Lösses</p> <p>Heute entweder ausgestorben* oder in entfernten, klimatisch völlig abweichenden Gebieten lebend; im Quartär vorwiegend an Löß gebunden, in anderen Ablagerungen nur selten zu finden.</p>	<p style="text-align: center;">B</p> <p style="text-align: center;">Bezeichnende Lößarten</p> <p>Sowohl in der Gegenwart als auch im Löß ziemlich häufig auftretend; im Löß charakteristische Gesellschaften bildend, die sich von den rezenten scharf unterscheiden.</p>
<p>*<i>Vertigo parcedentata</i> (A. BRAUN) <i>Vertigo pseudosubstriata</i> LOŽEK <i>Columella columella columella</i> (MARTENS) *<i>Pupilla muscorum densegyrata</i> LOŽEK *<i>Pupilla loessica</i> LOŽEK <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN) *<i>Catinella(?) antiqua</i> (COLBEAU)</p>	<p><i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD (einschl. <i>S. o. elongata</i> SNDB.) <i>Pupilla muscorum</i> (LINNÉ) <i>Pupilla sterri</i> (VOITH) <i>Helicopsis striata</i> (MÜLLER) <i>Trichia hispida</i> (LINNÉ)† <i>Arianta arbustorum alpicola</i> (FÉR.)</p>
<p style="text-align: center;">C</p> <p style="text-align: center;">Lokalauf tretende und akzessorische* Lößarten</p> <p>Arten, die entweder in bestimmten, meist beschränkten Gebieten im Löß zahlreich auftreten oder als gelegentliche Gäste hie und da, meist vereinzelt im Löß zu finden sind (akzessorische Arten).</p>	<p style="text-align: center;">D</p> <p style="text-align: center;">Aquatische (bzw. palustrische) Arten des Sumpflösses</p> <p>Wasserschnecken und Muscheln kleiner, vorwiegend periodischer Gewässer und einige hygrophile terrestrische* Arten.</p>
<p>*<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER) *<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD) <i>Orcula dolium</i> (DRAPARNAUD) *<i>Abida frumentum</i> (DRAPARNAUD) *<i>Pupilla triplicata</i> (STUDER) *<i>Vallonia costata</i> (MÜLLER) *<i>Chondrula tridens</i> (MÜLLER) <i>Catinella arenaria</i> (BOUCH-CHANT.) *<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD) <i>Vitrea crystallina</i> (MÜLLER) *<i>Perpolita radiatula</i> (ALDER) *<i>Euconulus fulvus</i> (MÜLLER) <i>Clausilia parvula</i> FÉRUSSAC <i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD <i>Pseudalinda turgida</i> (ROSSMÄSSLER) <i>Trichia striolata</i> (C. PFEIFFER) <i>Trichia sericea</i> (DRAPARNAUD) *<i>Arianta arbustorum</i> (LINNÉ) *<i>[Lymnaea truncatula</i> (MÜLLER)] <i>[Semilimax kotulae</i> (WESTERLUND)]</p>	<p>*<i>Zonitoides nitidus</i> (MÜLLER) *<i>Monachoides rubiginosa</i> (A. SCH.) *<i>Perforatella bidentata</i> (GMELIN) *<i>Succinea putris</i> (LINNÉ) <i>Valvata pulchella</i> STUDER <i>Bithynia leachi</i> (SHEPPARD) <i>Aplexa hypnorum</i> (LINNÉ) <i>Lymnaea palustris</i> (MÜLLER) (<i>occulta</i>) <i>Lymnaea glabra</i> (MÜLLER) <i>Lymnaea peregra</i> f. <i>ovata</i> (DRAPARNAUD) <i>Planorbis planorbis</i> (LINNÉ) <i>Anisus vortex</i> (LINNÉ) <i>Anisus leucostomus</i> (MILLET) <i>Anisus spirorbis</i> (LINNÉ) <i>Gyraulus acronicus</i> (FÉRUSSAC) <i>Bathymorphalus contortus</i> (LINNÉ) <i>Armiger crista</i> (LINNÉ) <i>Pisidium casertanum</i> (POLI) <i>Pisidium obtusale</i> (LAMARCK)</p>

†) Im Sinne der neuen Einteilung von L. FORCART wahrscheinlich *T. concinna* (JFFR.)

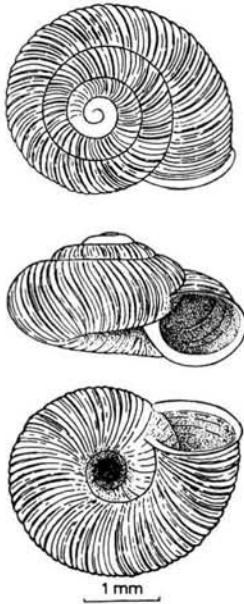


Abb. 2. *Vallonia tenuilabris* (A. BRAUN) -
bezeichnende Schneckenart des europäi-
schen Lösses, heute im kalten Nordasien
lebend.

Sie umfaßt fast keine Kennarten des Lösses, und ihre meisten Vertreter sind von den rezenten Arten rassenmäßig nicht zu trennen. Sie geht in die frühglazialen und interstadialen Steppenfaunen (*Chondrula tridens*-Fauna) allmählich über.

Sämtliche Typen der Lössfauna sind durch Übergänge verbunden (Tab. 2/CK). Sie sind teils klima-, teils standortsgebunden. Da die *Columella*- und *Striata*-Faunen verschiedenen Klimaphasen entsprechen, kommt ihnen auch eine stratigraphische Bedeutung zu. Die *Pupilla*-Fauna stellt einerseits ein Verbindungsglied zwischen den beiden, andererseits eine artenarme Fazies der *Columella*-Fauna dar.

Aus dem Vergleich der Molluskenfunde von verschiedenen Gebieten und Reliefabschnitten ergibt sich eine regionale und lokale Differenzierung innerhalb der Lössfauna. Als regional differenziert können beispielsweise die Lössfaunen im Bereiche der Böhmisches Masse und im Karpatenbecken angeführt werden. Im Gebiet der Böhmisches Masse überwiegt eine artenarme *Pupilla*-Fauna, die nur in den Flußtälern durch reichere Gesellschaften ersetzt ist; die Sumpff fauna ist selten. Im Donaugebiet sind hingegen reiche *Columella*-Faunen mit einer ganzen Reihe Lokalarten weit verbreitet (Tab. 2/P) und auch die Sumpff fauna tritt an vielen Punkten auf (Tab. 2/ST). Am Gebirgsfuß gibt es Lössserien mit bunt entfalteteten Schneckengesellschaften aller Art. Hier und da können Faunen beobachtet werden, in denen andere Lössarten, z. B. die Trichien, überwiegen (Tab. 2/Q).

Gute Beispiele einer lokalen reliefgebundenen Differenzierung sind in der Böhmisches Masse anzutreffen, wo auf den Plateaus lediglich die arme *Pupilla*-Fauna vorkommt, während bunter entwickelte Gesellschaften an die Flußtäler gebunden sind (Tab. 2/LO).

Außer den regionalen Unterschieden ist auch die klimabedingte Zonalität zu erörtern, die sowohl in der Löss- und Bodenausbildung (z. B. die feuchte und trockene Lösslandschaft sowie die Staublehmzone) als auch in der Verbreitung von bestimmten Gesellschaften ihren Ausdruck findet. So wurde in der feuchten Lösslandschaft bisher weder eine *Striata*-Fauna noch *Helicopsis striata* (MÜLL.) selbst nachgewiesen, und in kleinen Inseln von echtem Löss innerhalb der kalkfreien Staublehmzone konnten bisher nur artenarme *Pupilla*-Faunen beobachtet werden (Tab. 2/FGH).

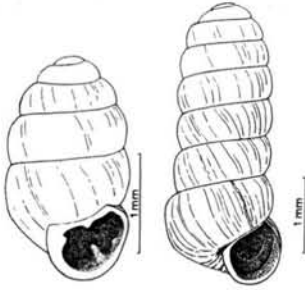


Abb. 3. Bezeichnende Schnecken der „Löß-Tundra“. — Links: *Vertigo parcedentata* (A. BRAUN) - heute ausgestorben. — Rechts: *Columella columella columella* (MARTENS) - lebend in ähnlichen Formen nur in der subarktischen Zone Eurasiens.

Von großem Interesse ist auch das Problem der Äquivalente von Lößgesellschaften in Gebieten, in denen keine Löss vorliegen. Es ist recht schwierig zu belegen, welche Sedimente, z. B. Hangbildungen, hier zeitmäßig dem echten Löß entsprechen. Einen gewissen Anhaltspunkt bietet die Beschaffenheit der Feinerde und nicht zuletzt die Zusammensetzung der Fauna, bzw. die Anwesenheit einiger Arten, die für den Löß bezeichnend sind z. B. *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) Bisher ist es gelungen, einige Faunen in den Hangbildungen der Kalkbergländer zu entdecken. Sie weisen einige mit der Lößfauna gemeinsame Züge auf, enthalten jedoch auch Arten, die dem echten Löß fremd sind (z. B. *Vertigo alpestris* ALD.). Es handelt sich vermutlich um Gesellschaften der steinigen Gebirgstundra (V. LOŽEK 1964, S. 100—101, Tab. 7/IJ).

Aus den Ergebnissen der Analyse von Lößfaunen sämtlicher Fazies können folgende Schlüsse abgeleitet werden:

1. Die Lößfaunen stellen geschlossene autochthone Gesellschaften dar, die in der Gegenwart keine Analogie haben.
2. Sie bestehen aus einer relativ geringen Zahl kälteharter Arten, die auf offene, großenteils gehölzfreie Formationen hindeuten (und heute in kalten Steppen, Tundren sowie im Hochgebirge leben können).
3. Die Molluskenfauna ist durch einige besondere Arten gekennzeichnet, die fast ausschließlich im Löß auftreten; auch die anderwärts geläufigen Arten sind durch Sonderrassen und -formen vertreten und weisen oft im Vergleich zur Gegenwart abweichende ökologische Ansprüche auf.
4. Aufgrund eingehender Analysen von Lößfaunen wurde eine ganze Reihe von Molluskengesellschaften unterschieden, die teils an bestimmte Gebiete, teils an bestimmte Biotope (z. B. durch verschiedene Reliefbedingungen) gebunden sind. Grob gesehen, bildet jedoch die Lößfauna eine geschlossene monotone Einheit, die sich von allen übrigen quartären Molluskengesellschaften klar abhebt.
5. Eine Lößfauna mit den beschriebenen Merkmalen ist in einem riesigen Raum verbreitet, in dem gegenwärtig sehr mannigfaltige Molluskengesellschaften leben, was auf eine weitgehende Nivellierung der Umweltbedingungen hindeutet, welche keine Analogie in anderen Abschnitten des Quartärs hat.

Aus den angeführten Punkten geht hervor, daß mit vollem Recht von spezifischen Lößgesellschaften, -arten oder -rassen gesprochen werden kann. Die Mollusken stellen allerdings nur einen Bruchteil der damaligen Biozönosen dar; das Bild der Lebensgemeinschaften und der Umwelt überhaupt kann anhand von Molluskenanalysen rekonstruiert werden und dementsprechend kann von Lößsteppen und -tundren, von Lößbiotopen sowie von der Lößumwelt überhaupt gesprochen werden, um dadurch die eigenartigen Bedingungen zum Ausdruck zu bringen, die nicht nur für das Gebiet der Lößakkumulation, sondern für die gesamte Klimazone bezeichnend gewesen sind (vgl. STEUSLOFF 1933). Der Terminus Löß gelangt so zur allgemeinen Geltung, da mit ihm die gesamte damalige Umwelt bezeichnet werden kann.

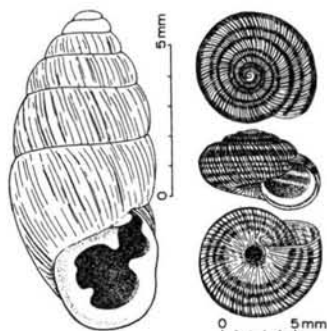


Abb. 4. Steppenarten im Löß. — Links: *Chondrula tridens* (MÜLLER) nur stellenweise in „wärmsten“ Lössen auftretend; bezeichnende Art der gegenwärtigen Steppen Europas. — Rechts: *Helicopsis striata* (MÜLLER) - eurytherme Steppenart, die für trockene Lößfaunen bezeichnend ist.

Es könnte vielleicht eingewendet werden, daß die Lössen in Asien unter anderen Bedingungen entstehen (OBRUČEV 1948) und daß sich der erwähnte Terminus vor allem auf diese Umwelt beziehen soll. Das ist jedoch nicht angebracht, da das Wort Löß (loess) aus dem Oberrheingebiet stammt (z. B. DUBOIS & FIRTON 1936) und in erster Linie für die fossilen Lößbildungen Europas geprägt worden ist.

Beim Versuch einer kritischen Rekonstruktion der natürlichen Verhältnisse innerhalb der Lößzone können mehrere verschiedene Subzonen nachgewiesen werden. Zunächst gibt es die niedere trockene Lößlandschaft, die durch Bildung von echtem kalkhaltigem Löß bzw. von karbonathaltigen staubigen Böden auf älteren Substraten bzw. nichtäolischen Feinsedimenten gekennzeichnet ist. Diese sehen hier mehr oder weniger lößähnlich aus. In höheren und feuchteren Gebieten geht die Lößlandschaft in eine Zone kalkfreier Böden und Ablagerungen über, die meist deutliche Spuren einer schwachen Oxydation und Pseudovergleyung aufweisen. Auch hier können lokal kalkhaltige Bildungen auftreten, deren Karbonatgehalt jedoch meist substratbedingt ist (z. B. Hangbildungen aus Kalksteindetritus). Noch höher folgt die Zone der steinigen Verwitterung, die durch rohe Skelettböden gekennzeichnet ist.

Alle diese Zonen wurden jeweils von einer ziemlich einheitlichen Fauna bewohnt, die den Lößgesellschaften entsprach (LOŽEK 1964). Ihr Vorhandensein deutet auf ganz besondere Bodenverhältnisse hin, auf die die ungemein ausgedehnte Verbreitung einiger Arten zurückzuführen ist, und zwar auch dort, wo man diese heute vergebens suchen würde. Dasselbe läßt auch die Flora erkennen (FRENZEL 1964, 1965), die leider bei weitem nicht so gut bekannt ist wie die Mollusken.

Die Fauna der Lößphasen zeugt also eindeutig von eigenartigen Bodenbedingungen und bestätigt, daß der Löß nicht nur als Produkt der Windsedimentation, sondern auch eines spezifischen bodenbildenden Vorganges zu betrachten ist, der im Bereiche der gesamten Lößzone und nicht nur an Stellen der Lößstaubanhäufung wirksam war.

Sedimentations- und Bodenbildungsvorgänge während der Lößphase

Es liegt nahe, daß sich zur Zeit der Lößstaubakkumulation auch andere Faktoren, z. B. die Abspülung und das Bodengekriech, geltend machten. Diese griffen auch den sich anwehenden Staub an. Hingegen mußten wieder die Verlössungsvorgänge auch alle jene Flächen angreifen, an denen keine Lößanhäufung stattfand. Bereits aus diesen rein logischen Überlegungen geht hervor, daß die Verhältnisse recht kompliziert gewesen sind und daß die einzelnen Vorgänge komplex gewirkt haben. Es handelt sich vor allem um den Einfluß der Verlössung auf Verwitterungsprodukte, die später durch Abspülung umgelagert worden sind, die allerdings die Verlössungsmerkmale teilweise zerstört hat. Die

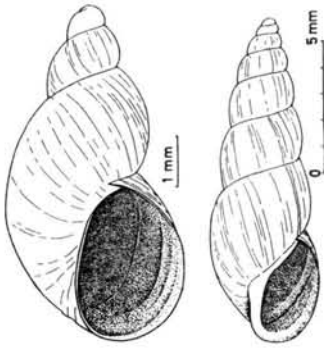


Abb. 5. Rechts: *Succinea oblonga* DRAPARNAUD - allgemein verbreitet im europäischen Löß; heute merkwürdigerweise feuchte bis mittelfeuchte Biotope bevorzugend. — Links: *Lymnaea glabra* (MÜLLER) - bezeichnende Sumpflößschnecke des Donau-Tieflandes; heute nur in Nordeuropa lebend.

Abspülschichten wurden jedoch bei uns nach ihrer Ablagerung erneut durch die Verlöschung erfaßt, so daß diese und die Materialverfrachtung mehrmals abwechseln konnten, wobei zu betonen ist, daß selbst der Transport durch die Verlöschung beeinflußt war (Staubbildung und leichte Ausblasung).

Aus den Molluskenanalysen ging hervor, daß die Boden- und Umweltverhältnisse wirklich ganz eigenartig waren und daß die Annahme eines besonderen Verlöschungsvorganges völlig berechtigt erscheint. Daraus ergeben sich folgende Schlüsse von allgemeiner Tragweite:

1. Dank den Verlöschungsvorgängen zur Zeit der Lößphase nahmen auch die nicht-äolischen Sedimente und feinkörnigen Eluvien eine lößähnliche Beschaffenheit an. Als bezeichnende Züge sind die CaCO_3 -Ausscheidung sowie die spezifische Prägung der Eisenverbindungen anzuführen, welche letztere die Farbe der Verlöschungsprodukte bestimmen. Auch das bezeichnende Lößgefüge hängt mit diesem Vorgang eng zusammen.

2. Die Lößentstehung geht nicht nur auf die bloße Staubakkumulation zurück; gleichzeitig mit dieser müssen unbedingt auch die Verlöschungsvorgänge wirksam gewesen sein, die die charakteristischen Merkmale der Ablagerung, abgesehen von ihrer Körnung, bestimmen.

3. Der besondere Chemismus von verlöschten Ablagerungen und Verwitterungsprodukten ermöglicht das Auftreten und eine gewaltige Ausbreitung von einigen Steppenmollusken und offenbar auch einer charakteristischen Vegetation. Die Lößumwelt ist besonders für die Schnecken sehr günstig, der Artenreichtum ist jedoch durch rauhes Klima und Trockenheit recht beschränkt.

4. Die Entstehung von Löß und lößartigen Bildungen ist also mit spezifischen Klima- und Vegetationsbedingungen eng verknüpft. Unter anderen Bedingungen erfolgt keine Lößbildung, selbst wenn eine Staubakkumulation stattfinden würde.

Aus den vorgenannten Punkten geht hervor, daß wenigstens für Mitteleuropa das Vorhandensein von interglazialen Lössen (vgl. z. B. J. PELÍŠEK 1954) abzulehnen ist, da sämtliche paläontologischen Befunde (Pflanzen, Mollusken) eindeutig bezeugen, daß das Klima von Mitteleuropa (und vermutlich des größten Teil Europas) während der Interglaziale feucht gewesen ist. Verglichen mit der Gegenwart dürfte die jährliche Niederschlagsmenge — einschließlich der heutigen Trockengebiete — bis doppelte Werte erreichen (LOŽEK 1964)! Unter solchen Bedingungen bilden sich entkalkte verwitterte Böden und keinesfalls ein Löß. Insofern als auch Steppen erhalten blieben, waren es warme Steppen mit geschlossener Rasenvegetation oder eher Wald- und Wiesensteppen mit gut ausgebildeten Böden der Tschernosemgruppe. Es ist ebenso unangebracht, die gegenwärtigen Verhältnisse in der alpinen Region mitteleuropäischer Gebirge mit den Bedingungen weiterer Areale während der Lößphasen zu vergleichen. Das ist nur hinsichtlich der durch-

schnittlichen Jahrestemperatur zutreffend, gilt jedoch nicht für die Feuchtigkeit, die in den Gebirgen sehr hoch ist, während das Lößklima nachweislich arid gewesen sein muß.

Hier sind noch die geringmächtigen „Lößzwischen-schichten“ innerhalb der fossilen Bodenkomplexe kurz zu erörtern (vgl. J. PELÍŠEK 1954), die zwar meist keinen typischen Löß darstellen, dessenungeachtet aber viele Verlössungsmerkmale aufweisen. Sie führen stets eine anspruchslose Steppenfauna, die das Interglazial ausschließt, jedoch nicht so ausgeprägt ist wie die echte Lößfauna, was mit den lithologischen Merkmalen im besten Einklang steht (KLÍMA, KUKLA, LOŽEK & DE VRIES 1962, KUKLA, LOŽEK & BARTA 1962). Diese Folgerungen sind allerdings jedem klar, der die hier festgestellten sedimentologischen und paläontologischen Tatsachen sorgfältig miteinander vergleicht. Wir möchten deshalb noch auf einige Probleme der Lößphase eingehen.

Eines der Hauptprobleme der Lößphase ist das gegenseitige Verhältnis der äolischen Tätigkeit, der Verlössung und der übrigen Sedimentationsvorgänge. Die äolische Tätigkeit ist nicht zu unterschätzen. Im gut erforschten Mitteleuropa gibt es zahlreiche Beweise der Windakkumulation, z. B. die Allochthonität und Sortierung des Lößstaubes (SCHÖNHALS 1953) sowie dessen Gehalt an Mikrofossilien (z. B. aus der marinen Oberkreide), der nur auf eine äolische Zufuhr zurückgehen kann, da andere Transportmöglichkeiten durch die Reliefgestaltung ausgeschlossen sind (KUKLA in PROŠEK 1958). Ein Quarzstaubanteil ist ansonsten in Verwitterungsprodukten von quarzfreien Gesteinen in solchen Lagen zu finden, in denen nur eine äolische Zufuhr in Betracht kommt, z. B. auf den Gipfeln der Basaltberge des Böhmisches Mittelgebirges (HIBSCH 1930, S. 42). Eine andere bedeutsame Tatsache stellt die konvexe Form der Lößanwehungen dar, die auch von einer Windablagerung zeugt.

Ein weiteres bemerkenswertes Problem ist in den Lagerungsverhältnissen einiger Löss (oder lößartiger Bildungen) und in deren Beziehungen zu anderen Sedimenten, namentlich Hangbildungen, zu sehen. Am Fuße von steilen Kalkhängen ist es gelungen, fossilführende Aufschlüsse zu finden, in deren Unterabschnitt ein fast reiner Löß mit charakteristischer Fauna auftritt, welcher von mächtigen Schuttbildungen überlagert ist. Diese bildeten sich nach der Aussage der Fauna während des ganzen Holozäns, und ihre Bildung erfolgt auch heute noch (LOŽEK 1963). Dasselbe kann von einigen Höhlenresten gesagt werden (z. B. *Dezavá skala* in den Kleinen Karpaten) und sogar von Serien der Gebirgsrandschotter (ZÁRUBA & LOŽEK 1959). Diese Befunde lassen erkennen, daß zur Zeit der Lößanhäufung am Hangfuß der Hangtransport sowie die Bildung von größerem Schutt auf das geringste Maß beschränkt gewesen sind. Dadurch ist die Zurückdrängung von anderen Sedimentationsarten in den Lößphasen belegt. Unter solchen Bedingungen kann sich die Verlössung in vollem Umfang geltend machen und sämtliche Oberflächenbildungen überprägen. Das gilt auch für solche Stellen, an denen sonst die Bodenbildung durch andauernden Abtrag gestört wird, d. h. an Steilhängen. Als Verlössungsprodukt sind beispielsweise die hellocker-gelben, stark karbonathaltigen, feinkörnigen Verwitterungsprodukte an den Steilhängen einiger Basaltkegel des Böhmisches Mittelgebirges anzusprechen (Radobýl, Oblík, Raná).

Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Vorhandensein von feinverteiltem, leicht löslichem Karbonat in der Oberflächenschicht infolge der Verlössung auch die intensive Kalkaus-scheidung zu Ende der Kaltzeiten und vor allem in den frühen Warmzeiten (Quellkalk, Seekreide, Sinterlagen in Höhlen usw.) beeinflusst.

Fassen wir die bisherigen Erkenntnisse über die Löss Mitteleuropas zusammen, die unter geringen Vorbehalten für sämtliche europäische Löss gelten, so können wir im all-gemeinen die Auffassung von V. A. OBRUČEV (1948) bestätigen. Es handelt sich um An-häufungen von äolischem Staub, der gleichzeitig mit seiner Anwehung eine Umwandlung, die sog. Verlössung, erfährt. Dieser eigenartige bodenbildende Vorgang hängt mit der sog. siallitischen Karbonatverwitterung eng zusammen, welche zur Zeit der Verlössung sämtliche Oberflächenbildungen angreift. Das Lößmaterial selbst unterlag den erörterten

Vorgängen nicht nur im Akkumulationsraum, sondern bereits an seinem Entstehungsort, d. h. noch vor dem Windtransport. Während der Lößphase waren zwar die nichtäolischen Sedimentationsvorgänge stark beschränkt, jedoch nicht ganz ausgeschaltet, so daß sie den sich bildenden Löß doch etwas beeinflussen konnten. Trotzdem konnte die Verlöschung sämtlichen Bildungen dieser Zeit bestimmte gemeinsame Züge aufprägen, auf die viele Widersprüche hinsichtlich der Lößentstehung zurückgehen.

Einen Schlüssel zur Lösung der angeführten Widersprüche bietet in Übereinstimmung mit OBRUČEV (1948) die genaue Unterscheidung der echten Fluglöße von lößähnlichen Bildungen, d. h. feinkörnigen Ablagerungen oder Verwitterungsprodukten nichtäolischer Herkunft, die verlöst worden sind. Diese Unterscheidung ist in manchen Fällen schwierig, namentlich infolge der Tatsache, daß auch das Material der echten Lössen oft eine mehrmalige Umlagerung erfahren hat. Als Kriterien für die Bestimmung echter Lössen sind nicht nur das sortierte Material und die Form der Anwehungen sowie weitere gut bekannte Merkmale anzuführen, sondern auch der Anteil an ortsfremdem Material, einschließlich der Mikrofossilien, der lediglich durch den Wind zugeführt werden konnte. Es ist zu beachten, daß die Lössen komplizierte Serien aufbauen, an denen der Fluglöß etwa zu einem Drittel bis etwa zur Hälfte beteiligt ist, abgesehen davon, daß er sekundär abgespült bzw. solifluidal verlagert sein kann (Schwemmlöß, Fließlöß).

Die Bedingungen während der Lößphasen, die anhand von lithologischen, pedologischen und paläontologischen Untersuchungen rekonstruiert worden sind, zeugen davon, daß die gesamten Umweltverhältnisse damals sehr eigenartig gewesen sind und daß sie keine Analogie im gegenwärtigen Europa haben. Für einen Vergleich mit den Verhältnissen in Asien gibt es bisher wenig Anhaltspunkte, namentlich was die Paläontologie angeht. Man kann also mit Recht von Lößfaunen, -flore sowie -böden im Sinne eines ausgeprägten Standorttypus sprechen, der die späten Phasen von hochglazialen Abschnitten im Pleistozän Europas kennzeichnet.

Schlußfolgerungen

1. Die Lössen bildeten sich unter trockenkaltem Klima zur Zeit der sog. siallitischen Karbonatverwitterung, der auch ein besonderer bodenbildender Vorgang — die Verlöschung (loessification, oblössovanie) entspricht.

2. Die Verlöschung prägte die feinkörnigen Ablagerungen und Verwitterungsprodukte verschiedener Genese in der Weise um, daß diese lößähnliche Merkmale gewonnen haben.

3. Als echter Löß können nur diejenigen vorwiegend äolischen Staubanhäufungen angesprochen werden, deren Material gleichlaufend mit seiner Akkumulation und z. T. bereits an seinem Entstehungsort verlöst worden ist. Andere Bildungen mit mehr oder weniger ausgeprägten Verlöschungsmerkmalen sind als lößähnlich zu bezeichnen.

4. Die gegenseitige Trennung von Löß und lößähnlichen Bildungen pflegt schwierig zu sein. Ein gutes Kriterium bietet das im Löß meist vorhandene ortsfremde Material.

5. Die Molluskenfauna der Lößphasen ist sowohl durch ihre eigenartige Zusammensetzung als auch durch Anwesenheit von spezifischen Arten und Rassen gekennzeichnet. Sie besteht ausschließlich aus anspruchslosen Arten offener Standorte. Sie unterscheidet sich scharf von sämtlichen übrigen kalt- und warmzeitlichen Gesellschaften, was zweifellos auf den Zustand des Substrats, d. h. auf die Verlöschung, zurückzuführen ist.

6. Aus den lithologischen, pedologischen und paläontologischen Beobachtungen geht hervor, daß die Lößphase durch spezifische Bedingungen gekennzeichnet ist, die in anderen Abschnitten des Pleistozäns und Holozäns keine Analogie haben. Demgemäß kann man diese Bedingungen im allgemeinen als Lößumwelt bezeichnen.

Schriften

- BERG, L. S.: [Löß als Verwitterungs- und Bodenbildungsprodukt.] (Russ.) - Trudy II. konferencii meždunarodnoj asociacii po izučeníju četvertičnogo perioda 1, Moskva 1932.
- BRYAN, K.: Glacial versus desert origin of loess. - Amer. J. Sci. 243, S. 245-248, 1945.
- DUBOIS, G. & FIRTION, F.: Esquisse de l'extension des limons loessiques en France. - Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine 3, S. 21-26, Strasbourg 1936.
- FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. - Eiszeitalter u. Gegenwart 15, S. 5-39, Öhringen 1964. - - Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrande der Alpen. - Verh. Zool. Bot. Ges., 103/104, S. 110-143, 1965.
- GELLERT, J. F.: Das Lößproblem in China. - Petermanns Geogr. Mitt. 106/2, S. 81-94, Gotha 1962.
- GEYER, D.: Unsere Land- und Süßwassermollusken. - 3. Aufl., Stuttgart 1927.
- GERASIMOV, I. P.: Loess Genesis and Soil Formation. - Report of the VIth Int. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, vol. 4, S. 463-468, Łódź 1964.
- GRAHMANN, R.: Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erdkunde Leipzig 51, S. 5-24, Leipzig 1932.
- HIBSCH, J. E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gräber und Kosel westl. Böhm. Leipa. - Knihovna Státního geologického ústavu ČSR 12, 50 S., Praha 1930.
- HORVÁTH, A.: Mollusca-Periods in the Sediments of the Hungarian Pleistocene. - Acta Biologica, N. S. 8, S. 173-192, Szeged 1962.
- KÁDÁR, L.: Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lößbildung von quartären Klimaveränderungen in Ungarn. - Biuletyn Peryglacialny 4, S. 371-404, Łódź 1956.
- KAVEEV, T. S.: [Löss im Rostov-Gebiet]. (Russ.) - Trudy Komissii po izučeníju četvertičnogo perioda 13, S. 263-270, Moskva 1957.
- KES', A. S.: [Löss- und lößartige Rotlehmformationen als Produkt äolischer und bodenbildender Prozesse]. (Russ.) - Ebendort 19, S. 101-116, Moskva 1962. - - Eolovo-počvonnaja formacija lëssov i lëssovo-krasnoglinistych porod. - Report of the VIth Int. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, vol. 6, S. 477-489, Łódź 1964.
- KLÍMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V. & DE VRIES, H.: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). - Anthropozoikum 11, S. 93-145, Praha 1962.
- KRAUS, O.: *Pupilla sterri* im Schwemmlöß (Diluvium) der Wetterau. - Arch. Molluskenkunde 81, S. 59-60, Frankfurt a. M. 1952.
- KRIGER, N. I.: [Löß als Produkt des geographischen Milieus]. (Russ.) - Trudy Komissii po izučeníju četvertičnogo perioda 19, S. 117-139, Moskva 1962.
- KUKLA, J.: Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle. - Instytut Geologiczny, Prace 34/I, S. 145-154, Warszawa 1961.
- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Dito: Loesses and Related Deposits. - Ebendort 34/I, S. 11-28, Warszawa 1961.
- KUKLA, J., LOŽEK, V. & BARTA, J.: Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal. - Eiszeitalter u. Gegenwart 12, S. 73-91, Öhringen 1962.
- KUKLA, J., LOŽEK, V. & ZÁRUBA, Q.: Zur Stratigraphie der Löss- in der Tschechoslowakei. - Quartär 13, S. 1-29, Bonn 1961.
- KUNICA, N. A.: Ausnützung der Molluskenfauna für die Erklärung der Entstehung von Lößbildungen des mittleren Dnepr-Gebietes. (Russ.) - Materialy vsesojuznogo soveščanija po izučeníju četvertičnogo perioda 1, S. 192-197, Moskva 1961.
- LAIS, R.: Die Mollusken. - In: Der Kaiserstuhl, S. 366-383, Freiburg/Br. 1933.
- LIEBEROTH, I.: Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. - Geologie 12, S. 149-187, Berlin 1963.
- LOMONOVIČ, M. I.: Entstehung des Lösses von SO-Kasachstan, am Beispiel des Transilischen Alatau gezeigt. (Russ.) - Trudy Komissii po izučeníju četvertičnogo perioda 13, S. 276-282, Moskva 1957.
- LOŽEK, V.: On the Formation of the Slope (Deluvial) Material in the Bohemian Karst. - Československý Kras 14, S. 7-16, Praha 1963. - - Quartärmollusken der Tschechoslowakei. - Rozpravy Ústředního ústavu geologického 31, 374 S., Praha 1964.
- LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Das Lößprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. - Eiszeitalter u. Gegenwart 10, S. 81-104, Öhringen 1959.
- LUGN, A. L.: The Origin and Sources of Loess. - University of Nebraska Studies, N. S. 26, 9 + 105 S., Lincoln 1962.
- LUKAŠEV, K. I.: [Genetische Typen und Fazies der Quartärablagerungen]. (Russ.) - Izdatel'stvo AN BSSR, 368 S., Minsk 1960. - - Das Lößproblem im Lichte der gegenwärtigen Vorstellungen. (Russ.) - Ebendort, 219 S., Minsk 1961.
- MARKOV, K. K., GRIČUK, M. P. & LAZUKOV, G. I.: [Die gesetzmäßigen Entwicklungszüge der Natur im Raume der UdSSR während der Quartärzeit]. (Russ.) - Čast' 1, zum VI. INQUA-Kongress. - Geogr. Fak. der Lomonosov-Univ., 173 S., Moskva 1961.

- MAVLJANOV, G. A.: Genetische Typen von Lössen und lößähnlichen Bildungen des mittleren und südlichen Teiles von Zentralasien. (Russ.) - Trudy Komissii po izučeniju četvertičnogo perioda 13, S. 271-275, Moskva 1957.
- MAZENOT, G.: Révision des faunes malacologiques du loess de l'extrémité sud-ouest du plateau dombiste. - Ann. Univ. Lyon, C, 7, S. 67-108, Lyon 1953. - - Recherches sur les faunes malacologiques du loess récent würmien et de divers limons terrestres holocènes dans le sud-est de la France. - Bulletin mensuel de la Soc. Linnéenne de Lyon 25/1, S. 9-24, 2, 41-56, 3, 73-85, Lyon 1956. - - Nouvelles recherches pétrographiques et malacologiques sur loess et limons de Basse Provence. - Ebendort 26, S. 271-281, Lyon 1957.
- MÜNICHSDORFER, F.: Der Löß als Bodenbildung. - Geol. Rundschau 17, S. 321-332, Berlin 1926.
- OBRUČEV/OBRUCHEV, V. A.: Loess Types and Their Origin. - Amer. J. Sci. 243, S. 256-262, 1945 - - Der Löß als Sonderart des Bodens, seine Entstehung und Aufgaben seines Studiums. (Russ.) - Bjuleten' Komissii po izučeniju četvertičnogo perioda 12, S. 5-17, Moskva 1948.
- PELÍŠEK, J.: The Quaternary of the Eastern Vicinity of Brno. - Anthropozoikum 3/1953, S. 7-28, Praha 1954.
- PROŠEK, F.: Die Erforschung der Drei-Ochsen-Höhle am Kotýs-Berg bei Koněprusy. - Anthropozoikum 7, S. 47-78, Praha 1958.
- SCHÖNHALS, E.: Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter u. Gegenwart 3, S. 19-36, Öhringen 1953.
- SEDLICKIJ, I. D. & ANAN'EV, V. P.: [Neue Angaben über Löß]. (Russ.) - Trudy Komissii po izučeniju četvertičnogo perioda 13, S. 283-289, Moskva 1957.
- SHIMEK, B.: The Loess of Peczel, Hungary. - Proc. Iowa Acad. Sci. 22, S. 285-288, 1915.
- SOKOLOVSKIJ, I. L.: [Über die Bedeutung der mineralogischen Analyse von Lößbildungen der Westukraine für die Feststellung von deren Entstehungsart]. (Russ.) - Četvertičnyj Period 13, 14, 15, S. 149-156, Kiev 1961.
- STEUSLOFF, U.: Grundzüge der Molluskenfauna diluvialer Ablagerungen im Ruhr-Emscher-Lippe-Gebiet. - Arch. Molluskenkunde 65, S. 25-40, 41-49, 97-120, 145-193, 233-244, Frankfurt a. M. 1933.
- VEKLIČ, M. F.: [Quartärablagerungen am rechten Ufer des mittleren Dnepr]. (Ukr.) - Trudy Instytutu geologičnyh nauk (AN USSR), ser. geomorfologii ta četvertynnoi geologii 3, S. 1-198, Kiev 1958. - - [Mollusken der kontinentalen Quartärablagerungen der Ukraine]. (Russ.) - Materialy vsesojuznogo soveščanja po izučeniju četvertičnogo perioda 1, S. 342-346, Moskva 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, I. - 2. Aufl., 7 + 374 S., Stuttgart 1954.
- ZÁRUBA, Q. & LOŽEK, V.: Zur Altersfrage der Schwemmkegel am Fuß der Kleinen Fatra. - Geologický sborník/SAV 10, S. 291-300, Bratislava 1959.

Manusk. eingeg. 25. 2. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. Vojen Ložek, Geologisches Institut der ČSAV, Arbeitsstelle Quartär, Praha 2, Trojanova 13, Tschechoslowakei.

A note on world precipitation during the last glaciation

By R. W. GALLOWAY

With 1 figure

S u m m a r y . 72% of the present total world precipitation falls between the parallels of 40° N and 40° S. On the assumption that during the last glaciation evaporation, and therefore precipitation, was 20% less than now, it is shown that a pluvial period in middle and low latitudes could not have occurred at that time.

Z u s a m m e n f a s s u n g . 72% der Gesamt-Niederschläge auf der Erde fallen zwischen den Breitengraden 40° N und 40° S. Unter der Voraussetzung, daß während der letzten Eiszeit die Verdunstung — und damit die Niederschläge — 20% niedriger waren als heute, muß man annehmen, daß zu jener Zeit in den mittleren und niederen Breiten keine Pluvialzeit stattgefunden haben kann.

Many workers have maintained that during the last glaciation a major pluvial period occurred in latitudes lower than 40° with increased rainfall encroaching simultaneously on the desert belt from its equatorial and polar margins as a result of increased atmospheric circulation and consequent precipitation in the tropics and displacement towards the equator of the westerlies by the ice sheets (e.g. FLOHN, 1952; WILHELMY, 1957; GENTILLI, 1961). The present note examines this hypothesis in the light of FLOHN's (1953) estimate that world evaporation, and consequently precipitation, was at least 20% less during the last glaciation than today.

The present world annual precipitation amounts to $420 \times 10^{12} \text{m}^3$ (MÖLLER, 1951) of which 72% falls between the parallels of 40°N and 40°S (Fig. 1). According to FLOHN's evaporation estimate total world precipitation during the last glaciation was no more than $336 \times 10^{12} \text{m}^3$. Polewards of latitude 40° total precipitation must have been lower than the present figure of $120 \times 10^{12} \text{m}^3$ in view of the extensive evidence for steppe conditions in Europe and North America. Nevertheless it cannot have been negligible since it was in these latitudes that the great ice sheets developed. It is a reasonable assumption that precipitation was 50% of the present and therefore amounted to $60 \times 10^{12} \text{m}^3$. Consequently precipitation equatorward of latitude 40° cannot have exceeded $276 \times 10^{12} \text{m}^3$, only 92% of the present volume and clearly there was no overall increase in rainfall in middle and low latitudes.

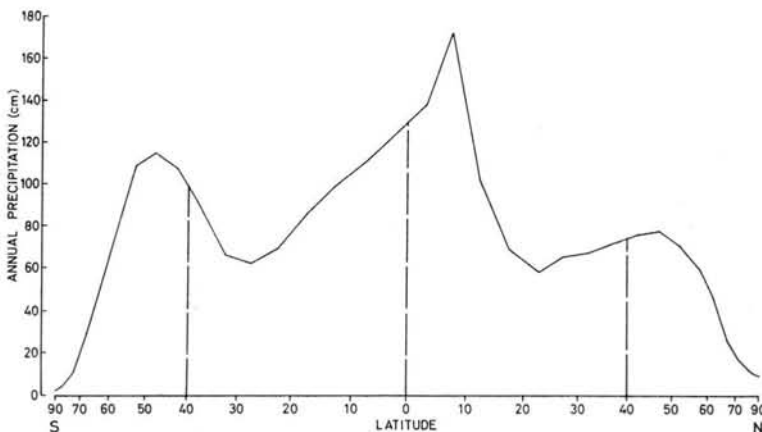


Fig. 1. Area graph of present world precipitation based on data from MÖLLER 1951.

Increased precipitation during the last glacial could only have occurred simultaneously on both equatorward and poleward margins of the desert belt if there were drastic modifications of the present circulation and associated rainfall patterns in the tropics and sub-tropics. However, circulation patterns deduced from the direction of snow accumulation in Pleistocene cirques and from the orientation of longitudinal dunes in Australia (of glacial age: FAIRBRIDGE, 1961) are similar to those of today. Furthermore, the glacial snowline as revealed by cirque floors, rises consistently towards what are now drier areas thus indicating that the general distribution of precipitation, if not the amounts, was the same then as now. It is therefore unlikely that low-latitude circulation during the last glaciation was significantly different from that of today.

An increase in precipitation in the desert belt during an ice age remains a possibility provided it were restricted to the poleward margin of the deserts and provided there were a corresponding diminution in the equatorial rain belt. However, even on the poleward margin of the desert belt much of the evidence cited in support of a "glacial-pluvial" is suspect since there is strong evidence that the climate was much colder there during the last glaciation than previously believed (e.g. HEY, 1962; ERICSON, EWING, WOLLIN and HEEZEN, 1961; VAN ZINDEREN BAKKER, 1963). The drastic decrease in evaporation associated with these relatively cold conditions could account for many of the "pluvial" features. Furthermore, this evidence for cold conditions suggests that FLOHN's estimate of 20% decrease in evaporation during the last glaciation, a figure which he himself regarded as a minimum, is conservative. A figure of 30% is by no means improbable and implies that the last glaciation must have been a time of markedly lower precipitation even in middle and low latitudes. According to the premises outlined here one would expect true pluvials in present day desert areas to have coincided with interglacial or post-glacial thermal optima when world evaporation, and consequently precipitation, was at a maximum.

References

- ERICSON, D. B., EWING, M., WOLLIN, G., and HEEZEN, B. C.: Atlantic deep sea sediment cores. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72, 193-286. 1961.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Eustatic changes in sea level. - *Physics and Chemistry of the Earth* 4, 99-185. 1961.
- FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - *Geolog. Rundsch.* 40, 153-178. 1952. - *Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit.* - *Erdkunde* 7, 266-275. 1953.
- GENTILI, J.: Quaternary climates of the Australian Region. - *Ann. New York Acad. Sci.* 95, 465-501. 1961.
- HEY, R. W.: The Quaternary and Palaeolithic of Northern Libya. - *Quaternaria* 6, 435-449. 1962.
- MÖLLER, F.: Vierteljahreskarten des Niederschlags für die ganze Erde. - *Pet. Mitt.* 95, 1-7, 1951.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M.: Symposium on early man and his environment in Southern Africa. Palaeobotanical studies. - *South African Journ. Sci.* 59, 332-340. 1963.
- WILHELMY, H.: Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden. - *Pet. Mitt. Ergänzungsheft* 262, 281-310. 1957.

Manusk. eingeg. 20. 4. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. R. W. Galloway, Division of Land Research and Regional Survey, CSIRO, Canberra, Australia.

The presence of supposedly primitive human tools along the upper reaches of the Kızıl Irmak in Anatolia

By D. P. ERDBRINK, Utrecht, and H. R. VAN HEEKEREN, Leiden

With 2 figures and 3 plates

Zusammenfassung. Die ersten Angaben über Flußterrassen in Ost-Anatolien wurden vor kurzem durch IZBIRAK (1962) und KETIN (1962) gemacht. Die Verfasser der vorliegenden Arbeit haben eine rasche und noch oberflächliche Exploration eines Terrassensystems von fünf bis sieben verschiedenen Niveaus ausgeführt entlang dem oberen Lauf des großen Kızıl Irmak (des Roten Flusses) zwischen Sivas und Kayseri in Ost-Anatolien. Teilweise ist es die von IZBIRAK beschriebene Gegend, größtenteils geht sie aber über diese hinaus.

Die Terrassenflächen sind ziemlich gleichmäßig entwickelt entlang des genannten Teils des Flusses, verschwinden aber plötzlich weiter unterhalb. Die Verfasser meinen mit IZBIRAK, daß die Entstehung dieser Terrassen wahrscheinlich in erster Linie tektonisch und erst an zweiter Stelle klimatisch bedingt ist.

Die dritte Terrasse (von unten an gezählt) enthielt überall eine nur geringe Zahl vermutlicher primitiver Artefakten, unter ihnen einige „pebble-tools“. Diese sind in vorliegendem Aufsatz beschrieben; sie stellen vielleicht einen Beweis für die Anwesenheit von frühpleistozänen Hominiden in der Türkei dar. In einem Fall wurde in dieser dritten Terrasse ein fossiler Molar eines *Hipparion* in situ gefunden, teilweise bedeckt mit demselben versteinerten roten Lehm, welcher auch einige der vermutlichen Artefakten einhüllte. Das Alter der Terrassen ist noch nicht genau bekannt. Es scheint aber, daß die ältesten und höchstgelegenen Tertiär sind, die Terrasse, welche die Artefakten enthält, vielleicht dem untersten Pleistozän angehört, und die untersten Terrassen in das junge Pleistozän oder gar Holozän zu stellen sind.

Summary. The first indications of the existence of fluvial terraces in E. Anatolia were reported recently by IZBIRAK (1962) and KETIN (1962). The present authors have made a rapid and superficial exploration of a terrace system containing a maximum of five to seven different levels along the upper reaches of the great Kızıl Irmak or Red River between Sivas and Kayseri in E. Anatolia. This region partly overlaps, but lies mostly to the North of the region described by IZBIRAK.

It appears that the terrace levels are fairly constant along the mentioned stretch of the river. They disappear suddenly farther downstream. With IZBIRAK the present authors are of opinion that the formation of these terraces is probably due to tectonic activities in the first place and only secondarily to climatic influences. One terrace level, the third (counting from the lowest level) consistently contained a very limited number of what the authors suppose to be primitive artefacts, among which there are some pebble-tools. These are described in the paper; they may indicate the presence of hominids in Turkey during the earliest part of the Pleistocene. In one case a fossil molar of a *Hipparion* was found in this third level in situ, partly covered by the same petrified red loam which also enveloped some of the supposed artefacts. No exact dating of the terraces is as yet possible, but it may be inferred that the oldest and highest ones are Tertiary, the one containing the artefacts perhaps lowermost Pleistocene, and the lowest ones young Pleistocene or even Holocene.

Some time ago IZBIRAK (1962) published a geomorphological study of part of the region along the upper reaches of the Kızıl Irmak in Turkey. Without being aware of the results of this study, the present authors made some observations in almost the same area. Although of a different nature these coincide very well with IZBIRAK's conclusions.

Thanks to a grant-in-aid assigned to one of us by the Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research at New York, the voyage, and the collecting of material in Turkey, was made possible. We would like to thank the authorities of this Foundation for the rendering of this financial aid; the authorities of the Netherlands Embassy at Ankara, and Professor A. A. CENSE at Istanbul, should receive our thanks and gratitude for the aid and advice given us during our stay in Turkey.

The region visited by us was part of the upper valley of the Kızıl Irmak, the Halys river of ancient times, lying between the cities of Sivas and Kayseri. Our observations began immediately downstream from Sivas at both sides of the river over a continuous stretch of approximately 20 kilometres. Lower downstream a number of traverses at right angles to the river valley's axis was made.

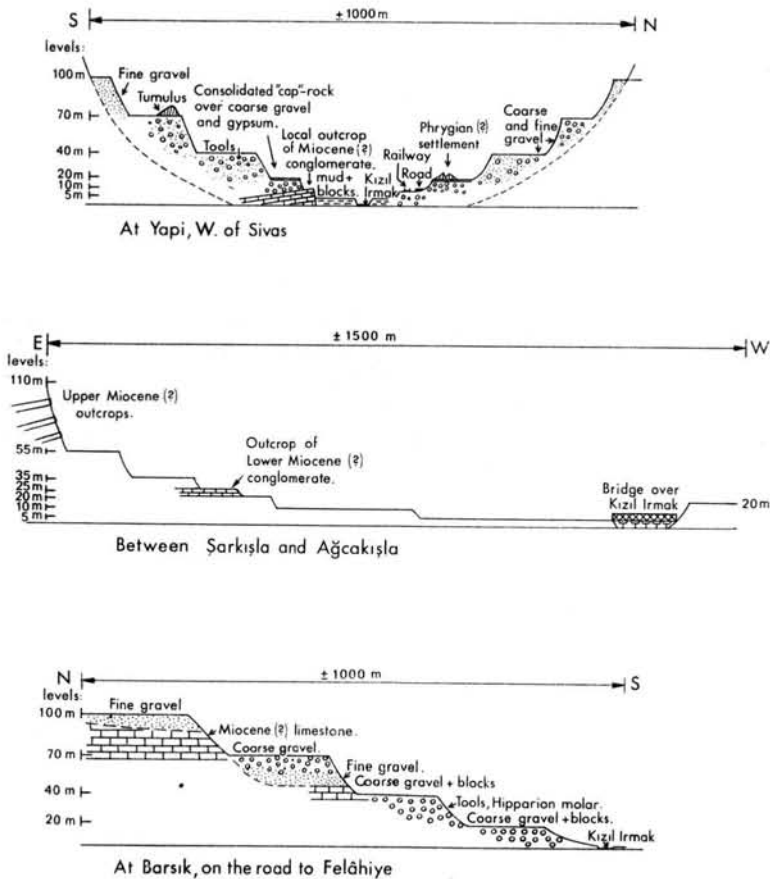


Fig. 1. Three schematical cross-sections of the Kızıl Irmak valley between Sivas and Kayseri.

A system of five to seven terrace levels, interrupted at several places, could be observed (fig. 1). Near Sivas in the neighbourhood of the large cement factory at Yapi, five terraces were present at approximately 5, 20, 40, 70 and 100 metres above the level of the river during the month of September, 1963. The 5 metre level appears to be the present-day flood level of the river. Its surface consists of clay with intercalations of very coarse gravel and accumulations of limestone blocks, usually arranged as fan deposits near the outlets of small tributary valleys and arroyos. Between the edge of this level and the rise towards the next higher one, that of 20 metres, several outcrops were present of underlying rock formations. These consist of conglomerates which may perhaps belong to the Lower Miocene (Aquitanean or Burdigalian), in any case to the Miocene.

A fairly steep slope leads upwards from the 5 to the 20 metre level. At its surface this level consists of a kind of consolidated conglomeratic cap rock, in which occasional accumulations of gypsum may be found. This mineral may be derived from older Tertiary Flysch and Gypsum series, mentioned as also occurring lower downstream by İZBIRAK. The slope between the 5 and the 20 metre levels consists of loosely packed coarse gravel. An intermittently developed level at 10 metres may be observed. Along the East-West directed part of the valley, just to the West of Sivas and at the northern side of the river, this level has been used for the railway track and the road which connect Sivas with population centres more to the West. Its surface consists of coarse gravel and limestone blocks. Near

Yapi, 7 kilometres from Sivas, we found several irregular mounds on top of the 20 metre terrace on the northern side of the valley. Black and red potsherds on and near these mounds might attest to their being the remnants of a small settlement perhaps dating back to Phrygian times. Near these mounds an interesting solitary flint artefact, a tanged hollow scraper (Plate 1 : 1) vaguely reminiscent of Aterian workmanship, made of bluish milky flint, was found by one of us. This isolated find does of course not form an argument for the contention that the 20 metre level would, at the oldest, be contemporaneous with the local Levalloiso-Mousterian.

A fairly steep slope connects the 20 and 40 metre terrace levels. The latter level consists of loosely packed coarse, and some fine, gravel. In the 40 metre terrace, i. e. on the slope

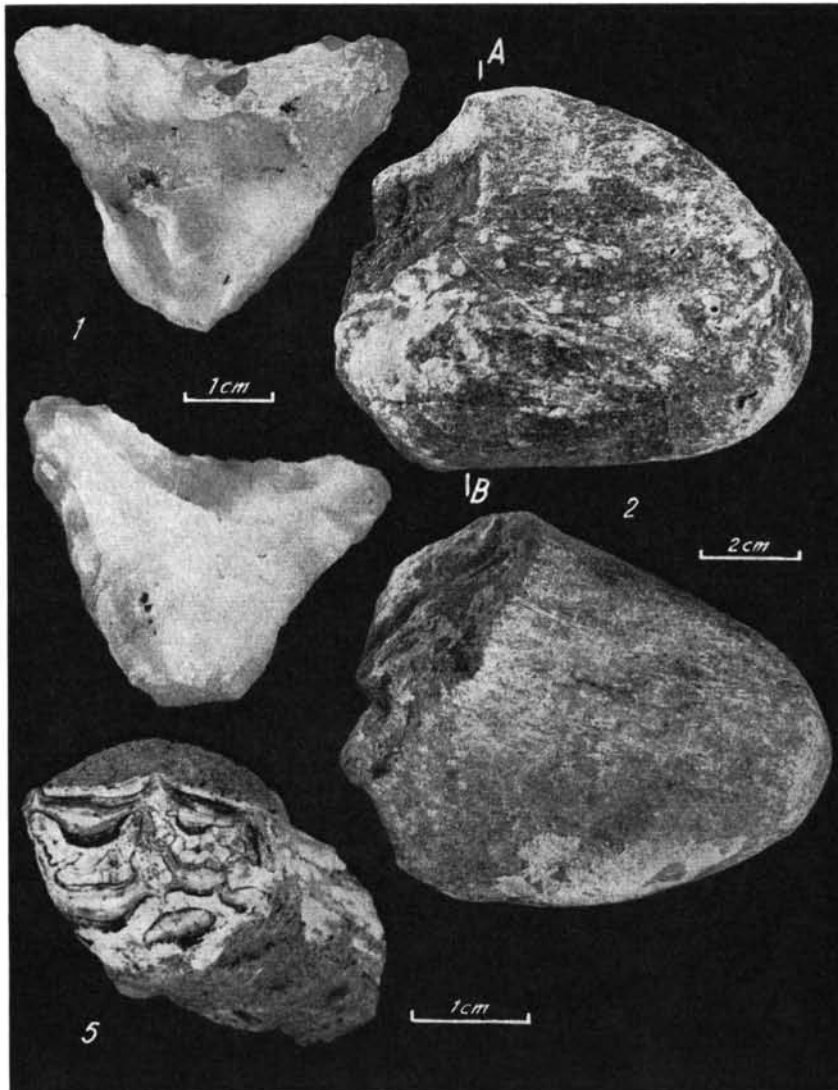


Plate 1. 1: Obverse (upper), reverse (lower) of tanged hollow scraper, 20 m. terrace near Yapi. - 2: Two aspects of Olduvan pebble-tool, 40 m. terrace opposite Yapi. - 5: M sup. dext. of *Hipparion* sp., 40 m. terrace at Barsik; occlusal view. (Section see fig. 2.)

between it and the 20 metre terrace, a number of primitive stone tools were collected by us. One of the most outstanding of these is a more or less typical Olduvan pebble-tool (Plate 1 : 2, and section), made of dark greenish gneiss containing serpentine. It has a greatest length of 9,5, a width of 8 and a thickness of 3,5 centimetres. The flat pebble has been worked at one end only, where two alternating flaking blows, each producing a sharp edge of 4 cm, have given the implement a jagged cutting edge. There is a remarkable resemblance with the tool figured by LEAKEY (1953) as fig. 5; but also with several of the early Soan choppers described and figured by DE TERRA & PATERSON (1939) from the Punjab. This tool from Turkey, perhaps the first from that country to be recognized as such, was found opposite Yapi at the southern side of the river between the 40 and 20 metre levels.

Another interesting find is a heavily rolled chopper-like object made of dark silicified limestone (Plate 2 : 3, and two sections). There is a row of five or six alternating chips along its convex curved edge, while there are two large flakes hammered off from its other, straight, edge, to provide a hold. It has a greatest length of 17,5 cm, a width of 9 and a thickness of 4 to 4,5 cm. It was found in situ embedded in the gravels of the 40 m level at a depth of approximately 6 metres in a gravel pit 3 kilometres to the West of Yapi on the northern side of the river valley. Fine gravel still adheres to the specimen and is cemented to it by carbonate of lime (as attested by its reaction with hydrochloric acid). In appearance it is definitely Preabbevillian (Prechellean), with some reminiscences of identically shaped tools from the Pleistocene of S. Java (VON KOENIGSWALD 1936, pl. LI, figs. 6a and 6b).

The same may also be maintained for a small irregular hexaedric core with a flat base, made of light brown heavily silicified veinous clay or tufa (Plate 3 : 4). One of the planes is formed by the original surface of the stone, but the other surfaces, and the base, show clear markings of rough hammering and chipping. It has a diameter of approximately 5,5 cm, and it was found near the already described pebble-tool of gneiss. Part of a light reddish-white matrix adheres to the base. Form and size of the artefact might suggest use as a bolas-stone.

A steep incline leads up from the 40 metre level to the next one at approximately 70 metres. This 70 metre terrace consists of coarse gravel and larger blocks of stone, mostly of supposedly Upper Miocene limestones and marls (Helvetian and/or Tortonian, according to СТЕПЧИНСКИЙ 1939) which probably form the valley boundaries below the several alluvial deposits. On the edge of the slope towards the 40 metre level, South of the river nearly opposite Yapi, we encountered a tumulus which might date back to Hittite times, if the aspect of the numerous pottery sherds lying around it should be taken as an indication.

Finally another steep slope forms the transition between the 70 metre level and the highest terrace, which lies at approximately 100 metres above the river. This latter terrace consists solely of fine gravel.

A second perfunctory foray was made by us along a local road between Şarkışla and Ağçakışla, some 60 kilometres downstream from Sivas along the Kızıl Irmak. The road crosses the river valley at right angles. Again a number of terrace levels was encountered. The first lies 5 metres above the September 1963 level of the river; it is followed up by levels at 10, 20, 25, 35, 55 and 110 metres (approximately) above the river (see fig. 1). Once more the 10 metre level is only intermittently present; so is the level at 25 metres. This latter level is formed by a bare rock ledge, probably of Lower Miocene conglomerate. Jutting out of the slope between the 55 and the 110 metre levels several nearly horizontal layers of (?) Upper Miocene limestone are visible at the eastern side of the valley (which has a direction towards the Southwest here). West of the river near a bridge in the road only the 20 and 35 metre levels are present. Higher up a rolling plain with several low

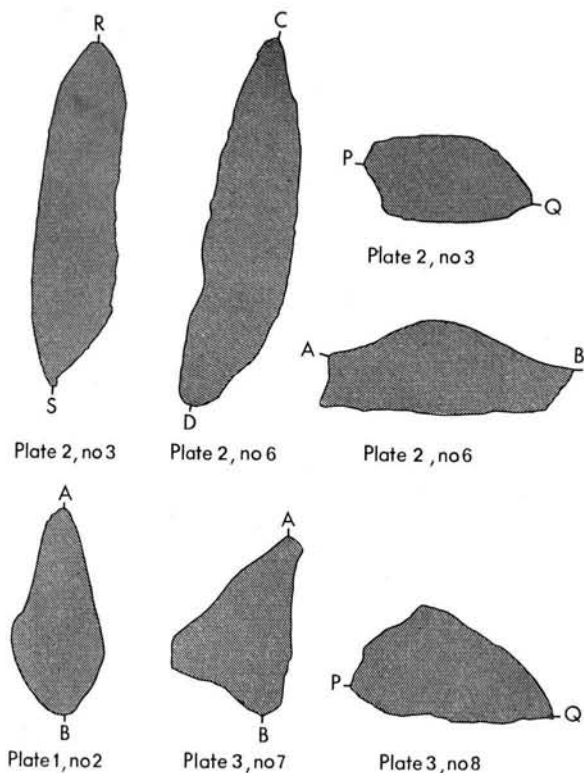


Fig. 2. Sections to plates 1-3.

hills stretches out for a considerable distance. This plain contains several human settlements, and at its western boundary the slopes of the Karababa Dag and the Akdag rise to heights around 2000 metres above sea level.

The 20 metre terrace consists of rough gravel and rounded pebbles of several sizes. At a level corresponding with the 35 metre level East of the river, we collected a very dubious specimen, which might be a heavily rolled pebbletool of disclike form (dimensions: 8 x 8 x 2,5 centimetres) made of silicified limestone with a blue or grey colour.

The 20 metre level did not contain as much gypsum here as it did near Yapi. Probably the 5 m, the intermittent 10 m and the 20 m levels are identical at both visited localities. The 40 m level near Sivas and the 35 m level here, and the 100 m level near Sivas and the 110 m level here may probably be correlated also. No traces of a 70 m level could be found here.

A third locality where we made a partial cross-section was further downstream again, along the secondary road to Felâhiye, which branches off from the main road between Sivas and Kayseri. Here the Kızıl Irmak follows a tortuous course through a narrow defile, while a number of tributary rivulets have carved out small valleys which stand more or less at right angles to the main ravine of the Red River. One of these is a small valley at a locality called Barsık, along which the road towards Felâhiye winds upwards after the crossing of the Kızıl Irmak.

The nearly dry bed of the rivulet at Barsık offers a good natural section (fig. 1) of a set of river terraces. These run approximately parallel to the Kızıl Irmak from East to

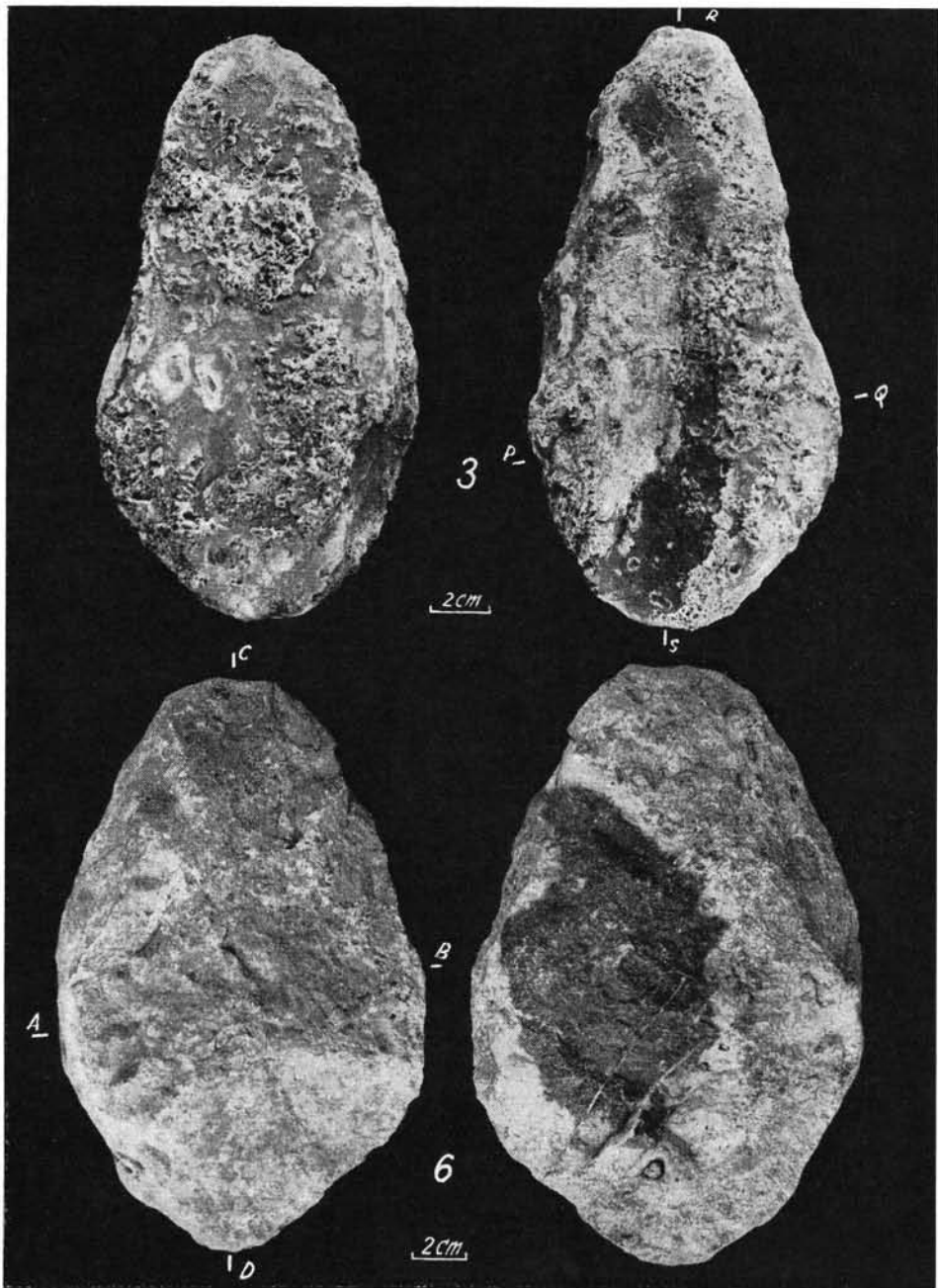


Plate 2. 3: Obverse (right), reverse (left) of rolled chopper with adhering gravel, found embedded in 40 m. terrace near Yapi. - 6: Obverse (left), reverse (right) of large oval chopper with remains of fossil molluscs in it. 40 m. terrace, Barsik. (Sections see fig. 2.)

West, and the Barsık rivulet runs from North to South. Terrace levels could be distinguished at around 20, 40, 70 and 100 metres above the September level of the Kızıl Irmak. Probably these are the same levels as those seen by us near Sivas and between Şarkışla and Ağcakışla. The 20 metre terrace consists of rough gravel and rolled pebbles, partially derived material from the (underlying?) Miocene limestone in the neighbourhood. The 40 metre terrace has nearly the same constituting material, while the 70 metre terrace contains rough gravel and pebbles of Miocene limestone in its upper half but only fine gravel near to the bottom. The 100 metre terrace consists of fine gravel only; the Miocene (?) limestone immediately below it has partly been cut through by the Barsık rivulet also. Between the 20 and 40 metre levels we were able to collect some implements, and also a first or second permanent molar (Plate 1 : 5) of the right upper jaw of a *Hipparion* sp. (a rather small type), which was found in situ among the cemented gravels of the (40 m) terrace. Part of this molar was covered with a red fossilized loam, containing a large amount of lime (as attested by the reaction with hydrochloric acid). Among the artefacts a large, flat, oval chopper (20 x 12,8 cm, with a thickness of 4,7 cm) of grey silicified limestone with vestigial remains of fossil lamellibranchs and gastropods in it (Plate 2 : 6, and two sections), should be mentioned. Its underside is nearly flat, while the upper side has eight different flakes chipped off in such a way that about half of the length of its long edge has been made into its working or chopping part. There is rough secondary flaking along the same edge on the underside. The part of the artefact which is to be held in the hand is fashioned by several abrupt retouches. A section along its short axis shows an abrupt slope to one edge and a gentle slope to its other, or chopping, edge. This tool resembles choppers known from S. E. Asia.

Another artefact, also a kind of chopper (Plate 3 : 7, and section), is made of the same material. It is nearly semicircular in outline (11 x 7 cm, with a thickness of 4,5 cm), having a flat underside and a kind of keel running over its entire length parallel to the abrupt and straight edge. The chopping edge is made up of three or four facettes. One of these, at one of the short ends of the tool, makes the impression of having been reworked by secondary flaking into a scraper-like plane, thus giving the artefact the aspect of an endscraper (MoviUS 1950, p. 116).

This tool, and the first one, show some of the same red fossilized loam, present in interstitial cavities, which was mentioned in the description of the *Hipparion* molar. The loam also adheres to a third implement (Plate 3 : 8, and section), a disclike tool of white or bluish flint with a diameter of approximately 7,5 cm and a maximum height (near its centre) of 4 cm. Its underside is practically flat, and its upper side has a sharp cutting edge, produced by four to five rough attempts at flaking, along nearly half of its circumference. The rest of the stone has been left in its original rounded and pebble-like state, no doubt in order to afford a good hold. In shape it somewhat resembles a larger and rougher edition of VON KOENIGSWALD's round scraper (1936, p. 56, pl. LVI, fig. 4) from Patjitan, Java.

A final observation of possible terrace levels along the Kızıl Irmak was made by us along the main road from Kayseri to Kırşehir, where it crosses the river over an ancient Seljuk bridge some distance from the village of Himmetdede. To the North of the river four to five levels may be observed: at 100, 70, 40, 20 and perhaps at 10 metres above the September 1963 level of the river itself. An andesitic lava flow appears to have covered each of these levels with the exception of the lowest one at 10 metres. The flow has a thickness of one to two metres. Immediately below it there is a volcanic tufa of 1/2 to 1 metre thick, which covers the terrace deposits proper. No artefacts were found by us here, but it is again remarkable that the several recognizable levels are present at approximately the same heights above the river as at the other three described localities. If a more thorough exploration might show that the volcanic deposits are the result of a single

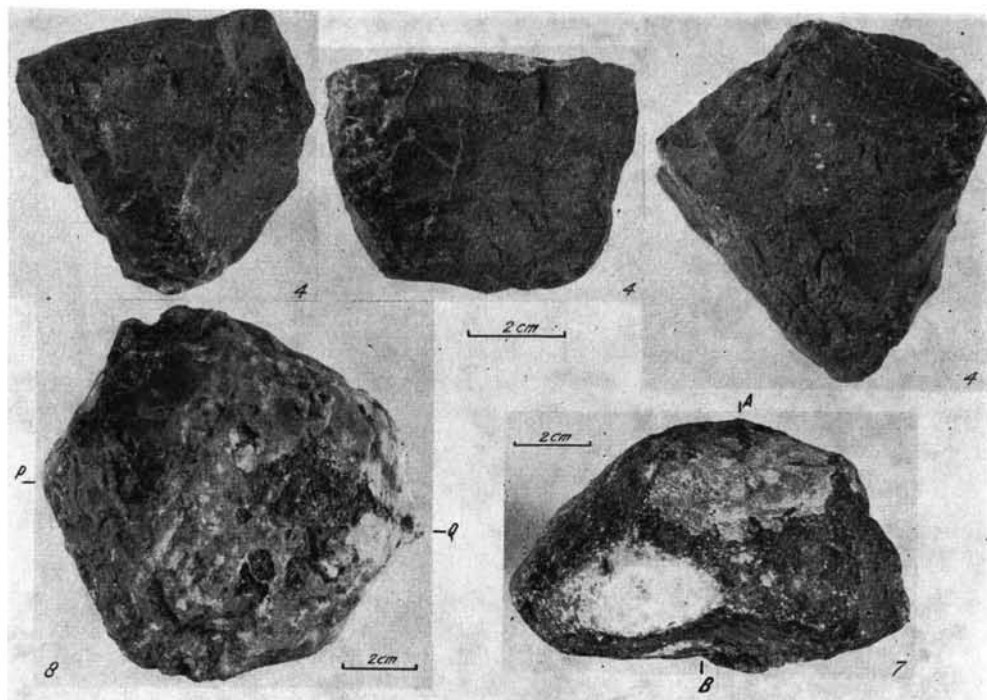


Plate 3. 4: Three aspects of irregular hexaedric core with flat base (or top) of light brown silicified tufa. 40 m. terrace opposite Yapi. - 7: Upper view of semicircular chopper / endscraper. 40 m. terrace, Barsik. - 8: Upper view of disclike round scraper of whitish flint. 40 m. terrace, Barsik. (Sections see fig. 2.)

outburst, this might furnish an approximate date *post quem* for the age of the lowest level of 10 metres and a date *ante quem* for the 20 metre level.

The rolled appearance of many of the supposed artefacts may indicate either that they are derived from a higher level than what we would like to term here the 40 metre terrace, or that the time during which this 40 metre terrace was formed, has had a considerable length. The latter possibility appears to us to be most likely, because we have not been able to find any tools or fossils in a higher level than that of the 40 metre terrace. A slight indication for the considerable antiquity of the 40 metre terrace is provided by the *Hipparion*-molar at Barsik; this sustains the impression made by the primitiveness of the supposed artefacts. However, this single fossil may have rolled down from another and older deposit as well, although it may be significant that the fossil red loam with which it is covered is absolutely the identical matrix enveloping some of the tools.

Allusion has already been made to the resemblance of the few collected artefacts with both the primitive African, and the primitive Asiatic tool types, such as the Olduvan, Soan or Patjitanian ones. One has only to consult the descriptions and figures in partly already mentioned publications by DE TERRA & PATERSON, VON KOENIGSWALD, LEAKEY, MORTELMANS (1952) or MOVIUS (1948, 1950), to see the conformity. It should be remembered that this remark is also true for two other assembly-areas of primitive artefacts in not too distant regions: the tools described by VAN LIERE (1961) from Syria, and those by STEKELIS, PICARD, SCHULMAN & HAAS (1960) from the central Jordan valley near Ubeidiya, a Villafranchian deposit. The geographical situation of the entire region almost implies that a mixture of Asiatic and African influences has to be expected, as in the case

of faunal assemblages such as the one described by HOOIJER (1959) from Jisr Banat Yaqub near lake Huleh in Israel.

While fragmentary remains of the tool maker himself have been found at Ubeidiya, this is not yet the case along the upper reaches of the Kızıl Irmak. We may perhaps expect some pithecanthropine from of *Homo*, or even something like the recently described *Homo habilis* LEAKEY, NAPIER et TOBIAS (1964).

To summarize the picture up to this point, we are inclined to believe that the described flaked pebbles are genuine tools. This may be correct, but it cannot be denied that personal judgement plays a large part in the question. It should be realized that it is not easy to distinguish between the simple fabricated pebble-tools and naturally fractured pebbles. Unfortunately for our purpose the records at our disposal are scanty. Much more evidence is required for a confirmation; a much greater wealth of pebble-tools, more detailed stratigraphic and palaeontological evidence, are urgently needed. The present notes should be seen as still more or less belonging in the realm of hypothesis with a provisional nature, to be tested by future research.

The typical terrace formations mentioned by us are entirely absent more downstream along the Kızıl Irmak. Lower down along this river, however, terrace formations seem to be present again. KETIN (1962) mentions the existence of unspecified terraces along the Budaközü stream, a tributary of the Kızıl Irmak, near Sungurlu, as well as in the area South of Osmancık and near Kargı and Bafra along the Red River itself. According to him they lie 5 to 8 metres higher than the present flood plain of this river and consist of gravel and cross-bedded sands. He also cites YALCINLAR (1958) for the observation of the presence of terraces near Bafra. South of Osmancık there are remnants of old terraces at a level of 7 to 8 metres above the present valley. The geological description of the area shows that the river follows a course through a number of tectonically influenced basins. This explains why terraces may be present in one and absent in another area along the river, while the levels at which they may be found need not be identical in different basins. We tend to agree absolutely with IZBIRAK's conclusions that the terraces along the Kızıl Irmak and its tributaries along the stretch between Sivas and Kayseri are to be seen as the results of a combined erosion of the river through soft Tertiary deposits, and an uplift of comparatively large mountain areas such as that of the Akdag. This tectonical activity may safely be dated as beginning in Upper Pliocene times (IZBIRAK 1962, p. 40) and going on during the Pleistocene very probably until modern times. Tectonical movements of an entirely different nature and age are probably responsible for the absence of terraces along the Kızıl Irmak at other places. Changes of sea level very probably have played no role of importance at all in the formation of the terraces along the Kızıl Irmak in its upper reaches. Tectonic movements, perhaps combined with climatic changes, should be seen as the sole agents.

Bibliography

- DE TERRA, H. & PATERSON, T. T.: Studies on the Ice Age in India and Associated Human Cultures. - Carnegie Institute of Washington, Publication 493, 354 pp., 1939.
- HOOIJER, D. A.: Fossil Mammals from Jisr Banat Yaqub, South of lake Huleh, Israël. - Bulletin of the Research Council of Israel, T. 8 G, no. 4, 1959.
- IZBIRAK, R.: Geomorphologische Beobachtungen im Oberen Kizilirmak- und Zamanti-Gebiet (östliches Mittelanatolien). - Münchner Geographische Hefte 22, 53 pp., 1962.
- KETIN, I. (compiler): Türkiye Jeoloji Haritası (Explanatory text of the geological map of Turkey), 1 : 500 000, Sinop. - 111 pp., Ankara, M.T.A. Enstitüsü, 1962.
- KOENIGSWALD, G. H. R. VON: Early Palaeolithic Stone Implements from Java. - Bulletin of the Raffles Museum, Singapore, Series B no. 1, pp. 52—60, 1936.
- LEAKEY, L. S. B.: Adam's Ancestors. - 4th Ed., London 1953.

- LEAKEY, L. S. B., NAPIER, J. & TOBIAS, P. V.: A new species of the genus *Homo* from Olduvai Gorge. - *Nature* 202, no. 4927, pp. 7-9, 1964.
- LIERE, W. J. VAN: Observations on the Quaternary of Syria. - *Berichten van de rijksdienst voor het oudheidkundig bodemonderzoek* 10-11, pp. 7-69, The Hague 1960/61.
- MORTELMANS, G.: Contribution à l'étude des Cultures Pré-Abbevilliennes à galets taillés du Katanga: Le Site Mlundwa 1. - Brochures publ. par la Société Royale Belge d'Anthropologie et de Préhistoire en l'honneur du Professeur Hamal-Nandrin, 1952.
- MOVIUS, Jr., H. L.: The Lower Palaeolithic Cultures of Southern and Eastern Asia. - *Transactions American Philos. Society* 38, pp. 329-420, Philadelphia 1948. - - Zur Archäologie des Unteren Paläolithikums in Südasien und im Fernen Osten. - *Mitteilungen der Anthropologischen Gesellschaft in Wien* 80, pp. 101-139, 1950.
- STEPCHINSKY, V.: Faune miocène du vilâyet de Sivas. - M.T.A. Enstitüsü, Ankara, Monographie no. 1, 1939.
- STEKELIS, M., PICARD, L., SCHULMAN, N. & HAAS, G.: Villafranchian deposits near Ubeidiya in the central Jordan valley (Preliminary report). - *Bulletin of the Research Council of Israel*, T. 9 G, no. 4, 1960.
- YALCINLAR, I.: Samsun bölgesinin Neojen ve Kuaterner kıyı depoları. - *Istanbul Üniv. Cog. Enst. Dergisi*, C 5, S. 9, 1958.

Manusk. eingeg. 20. 4. 1965.

Anschrift der Verf.: Dr. D. P. Erdbrink, Utrecht, Janskerkhof 3; Dr. H. R. van Heekeren, Leiden, Steenstraat 1 A.

Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland ¹⁾

Von RALF RUSKE, Halle (Saale)

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung. Es wird ein Überblick über die Ergebnisse von Untersuchungen im Pleistozän des östlichen Harzvorlandes gegeben. Es wurde eine Terrasse gefunden, die während eines Kälteeinbruchs innerhalb der Holsteinzeit aufgeschottert wurde.

Die frühsaalezeitlichen Hauptterrassen der Flüsse zeigen zwei Sedimentationszyklen. Die ihnen zeitlich entsprechenden Lößserien weisen eine gleichartige Gliederung auf. Zwischen beiden Zyklen liegt eine interstadiale Bodenbildung. Der Hauptvorstoß des Saaleeises endete im östlichen Harzvorland. Er läßt sich lokal durch kleine Oszillationen des Eisrandes weiter untergliedern.

Warthe-glazialen Alters sind eine Terrasse und Löß. Zwischen der Saale- und der Warthevereisung liegt ein wärmerer Zeitabschnitt, in dem ein Bodenkomplex entstanden ist.

Es wird vorgeschlagen, die Begriffe Eiszeit und Warmzeit in den Pleistozängliederungen zu vermeiden und nur von Saalezeit, Holsteinzeit usw. zu sprechen.

Summary. A review is given on the results of researches which were undertaken in the Pleistocene of the eastern foot-hills of the Harz. A terrace could be detected where the gravels have been accumulated during a cold period in the Holstein stage.

The main terraces of the rivers, corresponding in age to the early Saale stage, indicate two sedimentary cycles. Two sequences of loess can be correlated with the sedimentary cycles of the rivers; the loess is of equal constitution. An interstadial soil-formation can be observed in between both cycles. Maximum ice advance of the Saale glaciation came to an end at the eastern foot-hills of the Harz. This zone locally can be subdivided by minor movements of the ice sheet.

A terrace and loess can be correlated with the Warthe glaciation. Inbetween both the Saale and the Warthe glaciation a temperate period caused formation of soils.

The proposal is made to avoid terms like glacial and interglacial, when dealing with Pleistocene stratigraphy. In such a case only terms like Holstein stage, Saale stage etc. should be used.

1. Vorbemerkungen

Die erste detaillierte Gliederung von Schichten der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland nahmen L. SIEGERT & W. WEISSERMEL (1911) vor. Sie untersuchten das Pleistozän im Bereich der Saale zwischen Halle und Weißenfels und fanden zwei zwischen der Elster- und Saalevereisung entstandene Flußterrassen und eine dreigegliederte Grundmoräne der Saalevereisung.

R. GRAHMANN (1925) wies in Nordwestsachsen gleichfalls drei saalezeitliche Eisvorstöße nach. Er fand aber nur eine Terrasse, die er der Saalezeit zuordnete. In den späteren Jahren wurden durch den Bergbau und andere Industrien eine Vielzahl von Bohraufschlüssen und Gruben geschaffen, deren systematische Bearbeitung vor allem durch die Institutionen der früheren Staatlichen Geologischen Kommission und das Geologisch-Paläontologische Institut der Universität Halle durchgeführt wurde. Ein Überblick über die bisherigen Ergebnisse wird nachfolgend gegeben.

Der Raum, der im Rahmen dieses Aufsatzes behandelt wird, endet im Süden an der Finne, im Westen am Harz, im Norden an der Wipper und im Osten an der Mulde.

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der DEUQUA-Tagung im Oktober 1964 in Lüneburg, ergänzt; zugleich Mitteilung aus dem VEB Geologische Erkundung West.

2. Die Abfolge der holstein- und saalezeitlichen Sedimente

Die Grenze der Maximalausdehnung des Saaleeises verläuft von NW nach SE durch das östliche Harzvorland. Südlich des ehemaligen Eisrandes treten in großer Verbreitung äolische und fluviatile mittelpleistozäne Sedimente auf und nördlich vorwiegend glaziäre und fluviatile. Im jüngeren Teil der Saalezeit (Warthevereisung) lag die Vereisungsgrenze bereits außerhalb des östlichen Harzvorlandes nördlich der Elbe und Ohre, so daß nur Sedimente des Periglazials vorhanden sind.

2.1 Die holstein- und saalezeitlichen fossilen Böden und Löss

Löss sind vornehmlich im Gebiet zwischen der Saale, Unstrut und dem Harz verbreitet. Sie enthalten in verschiedenen Aufschlüssen ältere fossile Böden, deren stratigraphische Einstufung mit Hilfe von Flußterrassen oder glazigenen Sedimenten vorgenommen werden konnte.

Einen holsteinzeitlichen fossilen Bodenkomplex, der unter saalezeitlichem Löß lagert, beschrieben R. RUSKE & M. WÜNSCHE (1961, 1964) aus der Ziegeleigrube Freyburg/U. Dieser „Freyburger Bodenkomplex“ besteht aus einer basalen Parabraunerde und einer darüberliegenden Humuszone. R. KUNERT & M. ALTERMANN (1965) fanden holsteinzeitliche Schotterlehme im Bereich des Wippertales am östlichen Harzrand.

Die saalezeitliche Sedimentation wird in den Lößprofilen mit einer Fließerde eingeleitet, die z. T. humos ist und verlagertes Bodenmaterial enthält. Sie geht in Schwemmlöß

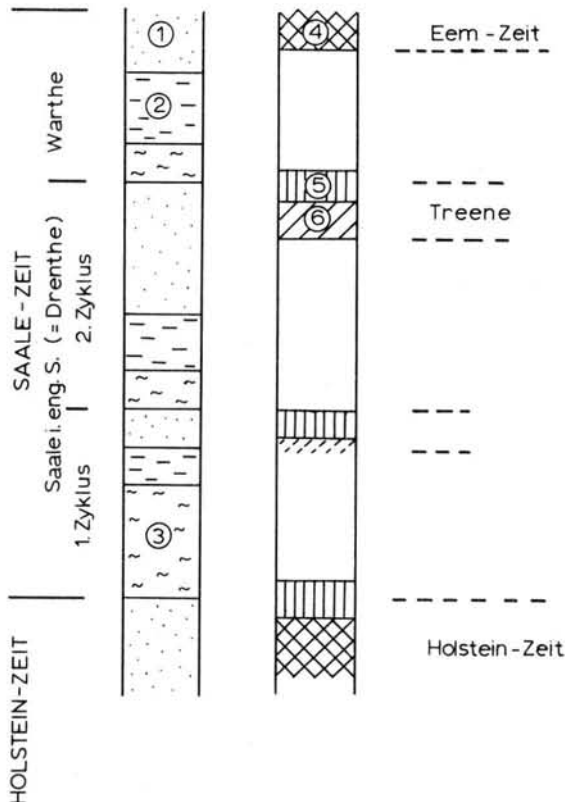


Abb. 1. Holstein- und saalezeitliche Löss und fossile Böden im östlichen Harzvorland.

1 = Fluglöß; 2 = Schwemmlöß; 3 = Fließerde; 4 = Parabraunerde; 5 = Humuszone (zumeist Tschernosem); 6 = Braunerde.

über, aus dem schließlich Fluglöß hervorgeht. Der Fluglöß wurde in seinen oberen Lagen von einem degradierten Tschernosem überprägt, der ein frühsaalezeitliches Interstadial anzeigt. In seinem Hangenden schließen sich Fließerden, Schwemmlöß und der „Hauptlöß“ der Saalezeit an, der sich im Raum der unteren Unstrut mit dem zum Hauptvorstoß der Saalevereisung gehörenden Bruckdorfer Beckenton verzahnt.

Über dem „Hauptlöß“ der Saalezeit folgt ein fossiler Bodenkomplex, den im unteren Unstruttal R. RUSKE & M. WÜNSCHE (1961) als Rudelsburger Bodenkomplex bezeichnet haben. Er zeigt im Aufschluß Bad Kösen Merkmale eines Auenbodens mit einer Humuszone, bei Freyburg ist er als Braunerde mit Humuszone und bei Langenbogen westlich Halle als Naßboden mit Humuszone (R. KUNERT & M. ALTERMANN 1965) ausgebildet. In keinem Aufschluß konnte in dem fossilen Bodenkomplex eine Tonverlagerung beobachtet werden, die auf ein Parabraunerdestadium hinweist. Über ihm folgen Fließerden und Löß, die warthezeitlichen Alters sind. Sie wurden z. T. durch die eemzeitliche Bodenbildung überprägt.

Die eben beschriebene Löß-Bodenfolge (Abb. 1) zeigt eine Teilung der Saalezeit in kalte und relativ warme Abschnitte, die durch Löss bzw. fossile Böden charakterisiert werden. Ein erster saalezeitlicher relativ „warmer“ Abschnitt liegt vor der Inlandvereisung und ein zweiter zwischen der Saale- und der Warthevereisung.

2.2 Die holstein- und saalezeitlichen Akkumulationsterrassen der Flüsse

Die Entwicklungsgeschichte der mitteldeutschen Flüsse konnte in den letzten Jahren durch die Anwendung quantitativer Untersuchungsmethoden (z. B. Schwermineralanalyse, quantitative Schotteranalyse) und die Auswertung zahlreicher Bohrproben aufgeklärt werden. Es wurden neue Flußläufe bzw. die Fortsetzungen bekannter Flüsse nach Norden gefunden und ihre Terrassen stratigraphisch fixiert. Wesentliche Ergebnisse konnten dort erzielt werden, wo die Flüsse aus dem weiteren Mittelgebirgsbereich in das norddeutsche Flachland austraten und durch zahlreiche spätere Laufverlegungen alte Terrassen erhalten geblieben sind.

Die ältesten Flußschotter, die jünger als die Elstervereisung sind, fand W. KNOTH (1964) nördlich Halle in der Umgebung von Zörbig. Sie gehören einem spätelsterzeitlichen bis frühholsteinzeitlichen(?) Saalelauf an, in den von Osten kommend die Mulde gemündet ist. Die Kiese zeichnen sich an der Basis durch einen hohen Gehalt an nordischem Material aus und gehen nach oben in typische Saalekiese über. Die Terrasse konnte in anderen Flußgebieten des östlichen Harzvorlandes bisher nicht gefunden werden.

Über dem holsteinzeitlichen Interglazial von Edderitz folgt eine Terrasse, die holsteinzeitlichen Alters ist (Abb. 2). Sie ist zwischen Halle und Dessau weit verbreitet, enthält syngenetische Frostbodenstrukturen und wird als *Edderitzer Terrasse* bezeichnet (R. RUSKE 1964; W. KNOTH 1964). Südlich Halle liegt sie zwischen der frühelsterzeitlichen und der frühsaalezeitlichen Aufschotterung. Die Kiese sind in ihrem oberen Teil oft stark verwittert. M. ALTERMANN (in W. KNOTH 1964) bezeichnet den Verwitterungshorizont als „braunlehmartigen, gelblichroten Interglazialboden“.

Die nächstjüngere fluviale Aufschotterung wird im östlichen Harzvorland als Hauptterrasse bezeichnet (L. SIEGERT & W. WEISSERMEL 1911), weil dieser Schotterkörper am weitesten verbreitet und am besten erhalten ist. Im Gebiet der Unstrut wurde er z. B. durch R. LEHMANN (1922) und H. KUGLER (1961), im Bereich der unteren Saale durch L. SIEGERT & W. WEISSERMEL (1911), V. TOEFFER (1933), W. SCHULZ (1962), R. RUSKE (1962) und W. KNOTH (1964) und im Raum der Elster und Mulde durch R. GRAHMANN (1925) und L. EISSMANN (1962) untersucht. Der Schotterkörper enthält zwei Sedimentationszyklen, die mit Kiesen beginnen und mit feinem Sand bis Schluff enden. An ihrer Oberkante zeigen sie z. T. solifluidale Umlagerungen und Kryoturbationen (ein Teil dieser kryogen über-

formten Sedimente wurde in der älteren Literatur als Grundmoräne bezeichnet!). Während im Muldegebiet der obere Zyklus der Hauptterrasse mächtiger ist (L. EISSMANN 1962), dominiert im Bereich der Saale der untere. Nach dem ersten Zyklus verließen die Saale und Mulde nördlich Halle an mehreren Stellen ihr Bett und schotterten den Köthener Saale-Muldelauf auf, der sich nach etwa 25 km Erstreckung wieder mit der Saale vereinigt hat. Die Hauptterrassen werden größtenteils von den glaziären Sedimenten der Saalevereisung bedeckt.

Nach der Saalevereisung wurden im östlichen Harzvorland zwei morphologisch in Erscheinung tretende Terrassen aufgeschottert. Die ältere liegt etwa 6—8 m über der heutigen Flußauflage und trägt an verschiedenen Stellen Reste der eemzeitlichen Bodenbildung (Bt-Horizont einer Parabraunerde). Sie ist jünger als die Saalevereisung und älter als die Eemzeit und wird mit der Warthevereisung parallelisiert.

Die warthezeitliche Terrasse ist schlecht aufgeschlossen, so daß keine Auskunft darüber gegeben werden kann, ob der Schotterkörper einheitlich ist oder Teile von ihm in das Spätglazial der Saalevereisung gestellt werden müssen.

Die jüngste, deutlich sichtbare Aufschotterung ist die weichselzeitliche Niederterrasse.

2.3 Die glaziären saalezeitlichen Bildungen und die Zahl der Eisvorstöße

Aus dem östlichen Harzvorland haben L. SIEGERT & W. WEISSERMEL (1911), R. GRAHMANN (1925), K. GROTH (1961), W. SCHULZ (1961), R. RUSKE (1961) und andere mehrere Vorstöße des Saaleeises beschrieben, die zumeist als Basal-, Haupt- und Deckvorstoß bezeichnet wurden. Zu ihnen gehören Bändertone, Grundmoränen und Toteissande. In ihrer vollen Ausbildung konnte diese Schichtenfolge nur in der Umgebung von Halle beobachtet werden. In den anderen Gebieten ist zumeist nur die Grundmoräne des Haupt-

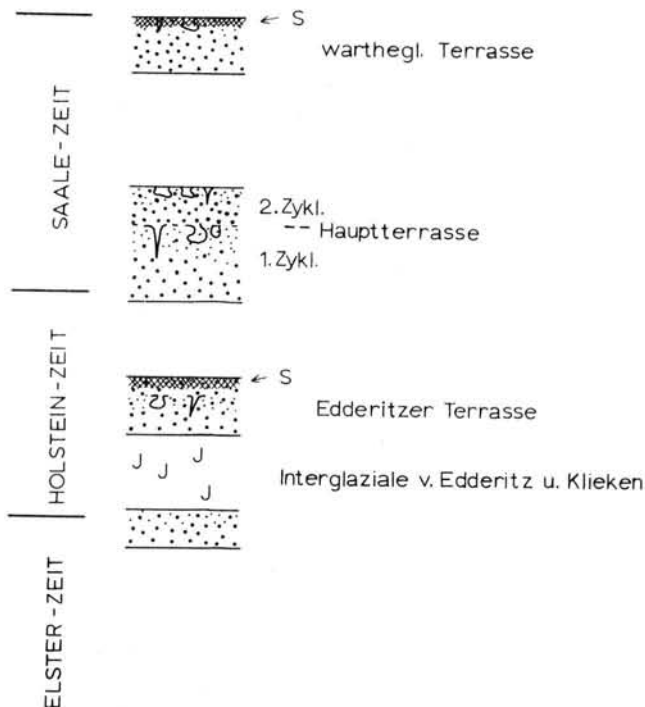


Abb. 2. Holstein- und saalezeitliche fluviatile Aufschotterungen östlich des Harzes. S=Schotterlehm.

vorstoßes vorhanden. Der Basalvorstoß des Saaleeises ist nach Auffassung des Verfassers nur eine kleine Oszillation des Hauptvorstoßes, die auf die nähere Umgebung von Halle beschränkt ist. Er besitzt keine stratigraphische Bedeutung für eine großräumige Gliederung der Saalevereisung. Der Hauptvorstoß des Saaleeises ist der am weitesten nach Süden

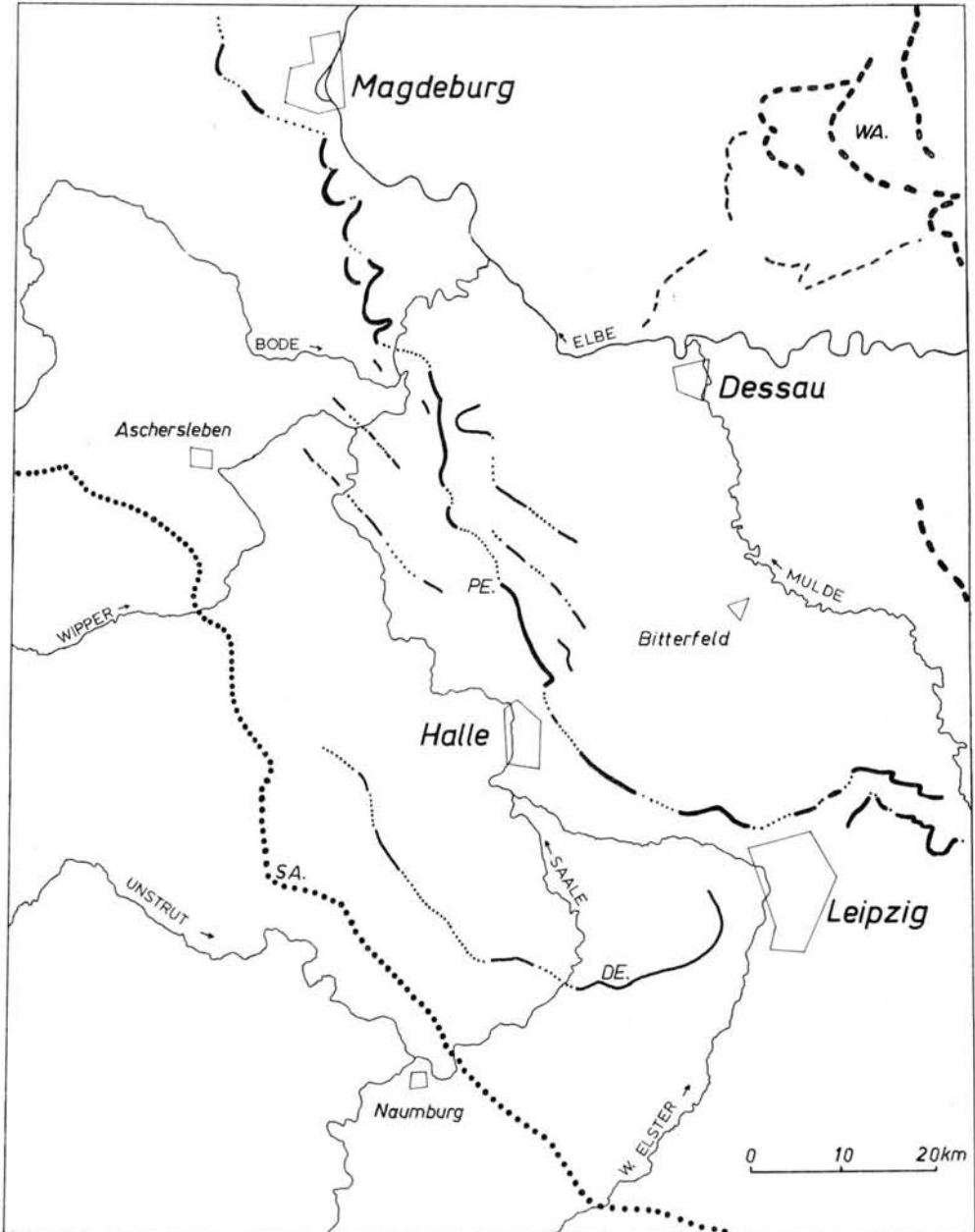


Abb. 3. Saalezeitliche Eisrandlagen im östlichen Harzvorland.
 SA. = Maximalausdehnung des Saaleeises; DE. = Dehlitzer Randlage; PE. = Petersberger Eisrandlage; WA. = warthezeitliche Endmoränen.

reichende. Seine Maximalausdehnung ist z. T. gut bekannt (Abb. 3). Zu ihm gehören mehrere Staffeln eisrandparalleler Ablagerungen (Endmoränen, Sander usw.), die entweder dem vorrückenden Eis oder dem sich anschließenden Eisabbau zugeordnet werden. Nach dem Hauptvorstoß stieß das Saaleeis nochmals bis in die Umgebung von Halle vor. Die Randlage dieses vom Verfasser (1964) „Petersberger Vorstoß“ genannten Eisvorstoßes kann nach Norden bis in den Raum westlich Magdeburg verfolgt werden.

Einem jüngeren Eisvorstoß gehören die nördlich der Elbe gelegenen Endmoränen des Flämings und die zwischen Elbe und Mulde befindlichen endmoränenartigen Ablagerungen in der Dübener Heide an. Sie werden der Warthevereisung zugeordnet.

Die wichtigsten Glieder in den glaziären Ablagerungen der Saalezeit sind die Hauptgrundmoräne der Saalevereisung und die Warthemoräne (Abb. 4). Sie bestimmen die stratigraphische Einstufung der hangenden und liegenden Sedimente.

3. Der Ablauf des Geschehens zwischen dem Ende der Elster- und Saalezeit im östlichen Harzvorland

Die Beschreibung des Ablaufes basiert auf den Ergebnissen der Lößforschung, der Terrassenstratigraphie und der Untersuchung der Vereisungen. Sie gibt den jetzigen Stand der Kenntnis wieder (Tab. 1).

An das Ende der Elstereiszeit sind Flußschotter zu stellen, die lokal nördlich Halle auftreten und welche in ihren unteren Lagen noch Anklänge an glazifluviatile Kiese zeigen. Sie reichen möglicherweise bis in die Holsteinzeit hinein.

In den ersten warmzeitlichen Abschnitt der Holsteinzeit gehören die Interglaziale von Edderitz bei Köthen und Kliken bei Dessau. Beide liegen im Bereich elsterzeitlicher Entwässerungsrinnen, zeigen den Übergang vom Glazial- zum Interglazialklima, enthalten das interglaziale Klimaoptimum mit Eichenmischwald und enden mit einer kühlen Phase. Das Interglazial von Edderitz, das zuletzt W. KNOTH & G. LENK (1962) untersucht haben, liegt im Bereich der Terrassen des Saalesystems.

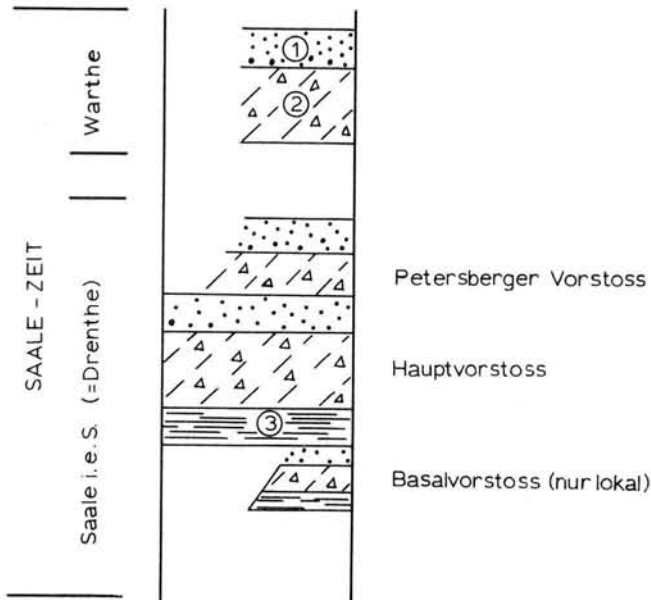


Abb. 4. Gliederung der saalezeitlichen glaziären Ablagerungen.

1 = glazifluviatile Sande und Kiese; 2 = Grundmoräne; 3 = Staubekensedimente (zumeist Bänderton).

Die Klimaverschlechterung, die im oberen Teil der beiden Interglaziale angezeigt wird, führte zur Aufschotterung der Edderitzer Terrasse. W. KNOTH (1964) nennt diesen kalten Abschnitt „Fuhnekälteschwankung“.

Nach der Sedimentation der Edderitzer Terrasse trat eine Klimaverbesserung ein und es folgte der zweite warmzeitliche Abschnitt der Holsteinzeit. Relikte aus diesem Zeitraum sind Schotterlehme, die in den basalen Teilen der Hauptterrassen enthaltenen Faunen mit *Corbicula fluminalis* und wahrscheinlich auch der Freyburger Bodenkomplex. Die basale Parabraunerde dieses fossilen Bodenkomplexes ist auf Löß entwickelt, der seiner Höhenlage nach erst nach der Elstervereisung während eines kalten Abschnittes der Holsteinzeit angeweht wurde (R. RUSKE & M. WÜNSCHE 1964).

Während des ersten warmen Abschnittes und der Kälteschwankung der Holsteinzeit vereinigten sich die Mulde und Saale bereits 15 km nordöstlich Halle zu einem einheitlichen Flußlauf. Im zweiten warmen Abschnitt der Holsteinzeit verlegten die Mulde und

Tabelle 1
Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland

EEM-ZEIT		fossile Böden, z. B. Parabraunerde des Naumburger Bodenkomplexes	
SAALEZEIT	Warthe	Ablagerungen des Eisvorstoßes; Löß und Lößderivate; Flußschotter (?) Humuszone des Rudelsburger Bodenkomplexes	
	Treene	fossile Böden, z. B. Rudelsburger Bodenkomplex	
	Saale i. e. S. (= Drenthe)		Ablagerungen des Petersberger Vorstoßes der Saalevereisung Ablagerungen des Hauptvorstoßes des Saaleeises einschließlich des Basalvorstoßes; Löß und Lößderivate Zweiter Sedimentationszyklus der Hauptterrassen
			fossiler Boden (degr. Tschernosem)
			Löß und Lößderivate. Erster Sedimentationszyklus der Hauptterrassen (?) Humuszone des Freyburger Bodenkomplexes
HOLSTEINZEIT		fossile Böden: Parabraunerde des Freyburger Bodenkomplexes und Schotterlehme	
	Fuhne I	Edderitzer Terrasse; (?) Löß	
		Interglaziale von Edderitz und Klieken ?	
ELSTER-ZEIT		Ablagerungen der Eisvorstöße Flußschotter	

Saale ihren Lauf und die Vereinigung erfolgte 50 km nördlich Halle im Bereich des heutigen Elbtales. Demzufolge ist es möglich, die älteren und jüngeren Terrassen auf Grund ihrer Geröllführung voneinander zu trennen.

Am Ende der Holsteinzeit setzte die Aufschotterung der Hauptterrassen ein. In den Lößprofilen liegt die Grenze zur Saalezeit vermutlich in der Humuszone des Freyburger Bodenkomplexes. Die Lößprofile zeigen vor dem Vorstoß des Saaleeises zwei Sedimentationszyklen, die mit einer Solifluktuationsphase beginnen und mit kaltaridem Löß enden. Es ist wahrscheinlich, daß die Zweigliederung des saalezeitlichen Lösses mit der Teilung der Hauptterrasse in zwei Sedimentationszyklen in direktem Zusammenhang steht. Zwischen beiden Zyklen liegt ein wärmerer Abschnitt, in dem sich auf dem Löß ein degradiertes Tschernosem entwickelte.

Der Vorstoß des saalezeitlichen Inlandeises beendete die Aufschotterung der Hauptterrassen. Nur die äolische Sedimentation setzte sich fort, so daß sich an der Vereisungsgrenze „Hauptsaaelöß“ und Bändertone verzahnen. Die Dreigliederung der Saalevereisung im engeren Sinne in Basal-, Haupt- und Deckvorstoß ist nur örtlich vorhanden. Sie konnte in den Lößprofilen nicht nachgewiesen werden.

Zwischen den zwei großen kalten Abschnitten der Saalezeit, die durch die Saale- und die Warthevereisung repräsentiert werden, lag ein wärmerer Zeitraum, in dem sich ein fossiler Bodenkomplex ausbildete. Er konnte an mehreren Stellen sicher nachgewiesen werden. Teils liegt der Boden über Sedimenten der Saalevereisung, teils über der Hauptterrasse und teils in Entwässerungsrinnen der Saalevereisung. Er wird von Warthelöß und der eemzeitlichen Bodenbildung überlagert. In keinem Aufschluß ist der Boden als Parabraunerde ausgebildet, auch konnte in keinem Profil nachgewiesen werden, daß der Boden vorher ein Parabraunerdestadium durchlaufen hat. Damit unterscheidet er sich wesentlich von den eem- bzw. holsteinzeitlichen Böden dieses Raumes, die als Parabraunerden bzw. Parabraunerde-Pseudogleye vorliegen.

Der zweite große Kälteabschnitt der Saalezeit, dem die Warthevereisung angehört, wird im östlichen Harzvorland nur durch Sedimente des Periglazials vertreten. Es ist eine Flußterrasse bekannt, und in den Lößprofilen kann ein Sedimentationszyklus beobachtet werden, der mit Fließerde beginnt und mit Löß endet. Eine weitere Untergliederung dieses Zeitraumes kann nicht vorgenommen werden.

Die saalezeitlichen Ablagerungen tragen an zahlreichen Stellen Relikte der eemzeitlichen Bodenbildung, die für die stratigraphische Einstufung der Sedimente wichtig sind.

4. Zu den Begriffen Holsteinzeit und Saalezeit

Die bisherigen Untersuchungen im Pleistozän des östlichen Harzvorlandes haben gezeigt, daß die in der Literatur zumeist als Holstein-Interglazial (-Warmzeit) oder Saale-Eiszeit (-Kaltzeit) bezeichneten Zeiträume aus einem Wechsel von kalten und warmen Zeitabschnitten bestehen. In der Holsteinzeit dominieren die wärmeren und in der Saalezeit die kälteren. Holsteinzeitlich ist aber auch eine Schotterterrasse, die unter periglazialen Klimaverhältnissen entstanden ist. Sie müßte, den bisherigen Bezeichnungen folgend, holsteininterglaziale Terrasse genannt werden. Da es jedoch nicht immer möglich ist, den Charakter der Aufschotterung eingehend zu erläutern, könnte dies zu falschen Schlussfolgerungen führen. Ein Beispiel mit entgegengesetztem Vorzeichen ist der nach der Saalevereisung und vor der Warthevereisung entstandene Rudelsburger Bodenkomplex, der auf eine deutliche Erwärmung innerhalb der Saalezeit hinweist.

Um das Holstein-Interglazial und die Saale-Eiszeit von einer strengen klimatischen Festlegung zu entlasten, wird vorgeschlagen, die Zusätze „Interglazial“ bzw. „Eiszeit“ zu streichen und durch „Zeit“ zu ersetzen — Holsteinzeit und Saalezeit. Angewandt auf die

gesamte Gliederung des Pleistozäns würde dies bedeuten, daß von Weichselzeit, Eemzeit, Saalezeit usw. gesprochen werden müßte. Diese Bezeichnungen lassen die Möglichkeit offen, die Namen auch dann beizubehalten, wenn es sich herausstellen sollte, daß z. B. die Elsterzeit durch eine Warmzeit untergliedert werden muß oder die Cromerzeit durch eine Kaltzeit.

Schriftenverzeichnis

- DIEZEMANN, W.: Beiträge zur hydrologischen Entwicklung des Saale-Salzke-Gebietes vom Elster/Saale-Interglazial zum Saale/Weichsel-Interglazial in der Umgebung von Halle (Saale). - Jb. Hall. Verb. 17, 11-56, Halle 1939.
- EISSMANN, L.: Riß- und mindelglaziale Eisrandlagen und Flußterrassen zwischen Mulde und Pleiße im Leipziger Raume. - Exkursionsführer zur Herbsttagung der Geol. Gesellsch. i. d. DDR, 31-49, Berlin 1962.
- GRAHMANN, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. - Abh. sächs. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 39, Nr. IV, Leipzig 1925.
- GROTH, K.: Beitrag zur Gliederung des Saaleglazials bei Halle (Saale) und im Mansfelder Seekreis. - Geologie 10, 169-184, Berlin 1961.
- KNOTH, W. & G. LENK: Das Pleistozänprofil des ehemaligen Tagebaues Edderitz im Kreis Köthen. - Geologie 11, 1149-1163, Berlin 1962.
- KNOTH, W.: Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich von Halle. - Geologie 13, 598-616, Berlin 1964.
- KUGLER, H.: Bemerkungen zur Gliederung und Altersstellung der pleistozänen Flußterrassen der Unstrut. - Geogr. Ber. 20/21, 183-196 (1961).
- KUNERT, R. & M. ALTERMANN: Das Pleistozän zwischen Saale und Wipper. - Geologie 15, Berlin 1965.
- LEHMANN, R.: Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. - Jb. Hall. Verb. 3, 89-124, Halle 1922.
- LEHMANN, H. & R.: Die diluvialen Flußterrassen in der Umgebung von Halle/S. - Leopoldina 6, WALTHER-Festschrift, 233-251, Leipzig 1930.
- RUSKE, R.: Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung. - Geologie 10, 152-168, Berlin 1961.
- RUSKE, R. & M. WÜNSCHE: Löss- und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie 10, 9-29, Berlin 1961.
- RUSKE, R.: Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. - Diss. math.-nat. Fak. Universität Halle 1962. - - Zur Entstehung des Gewässernetzes in der Umgebung von Halle/S. - Hercynia 1, 1963. - - Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. - Geologie 13, 570-597, Berlin 1964.
- RUSKE, R. & M. WÜNSCHE: Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - Geologie 13, 211-222, Berlin 1964.
- SCHULZ, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän westlich von Halle (Saale). - Geologie 10, 30-49, Berlin 1961. - - Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle. - Geologie 11, Beiheft 36, Berlin 1962.
- SIEGERT, L. & W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. - Abh. preuß. geol. Landesanst., N.F., H. 60, Berlin 1911.
- TOEPFER, V.: Die glazialen und präglazialen Schotterterrassen im mittleren Saale-Tal und ihre Stellung in der geologischen und astronomischen Gliederung des Eiszeitalters. - Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. 32, 15-110, Freiburg i. Br. 1933.

Manusk. eingeg. 23. 5. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Ruske, 40 Halle/S., Angerstraße 1, VEB Geologische Erkundung West.

Über Vorkommen „degradierter Steppenböden“ in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengeneese

VON ERWIN KOPP, BONN

Mit 1 Abbildung im Text

Aus dem Institut für Bodenkunde, Bonn - Direktor: Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN.

Zusammenfassung. Die Lößböden des Niederrheins und Westfalens weisen teilweise tiefreichende humose Horizonte auf, deren Genese nicht bekannt war. Durch die Auswertung bearbeiteter Bodenschätzungskarten (M. 1 : 5000) konnte die Verbreitung der tiefhumosen Böden mit der Lößverbreitung identifiziert und eine Verbindung zu den noch bestehenden Schwarzerdegebieten hergestellt werden. Gestützt auf Klimatheorien, Pollenanalysen, interstadiale Schwarzerdebildungen und die Vegetationsgeschichte unseres Raumes, werden die tiefhumosen Böden als Relikte einer spätglazial angelegten, zonalen Steppenbodenbildung angesehen. Die sich aus der spätglazialen Schwarzerdebildung ergebenden Folgerungen für die Paläobodenkunde und die Bodenentwicklung werden erörtert.

Summary. The loess soils of the Lower Rhine area and of Westphalia partially present deep humic horizons, the genesis of which was unknown. By the evaluation of elaborated soil estimation maps (M. 1 : 5000), the distribution of the deep humic soils could be identified with the loess distribution. A connection to the existing chernozem areas was possible. Grounded on climate theories, nontree pollen analyses, interstadial chernozem formation and the history of vegetation of this area the deep humic soils are recognized as relics of a late glacial zonal chernozem formation. The conclusion from this late glacial zonal chernozem formation for palaeosoil science and soil development are discussed.

1. Problematik

Bei Untersuchungen der Lößböden auf der Haupt- und den Mittelterrassen des Rheins wurden häufig eigenartige tiefhumose Bodenbildungen angetroffen. Sie besitzen unter der humosen Ackerkrume noch einen schwach bis sehr schwach humosen, unterschiedlich graugetönten, braunen Horizont, der bis in 60—90 cm Tiefe reicht. Durch die tiefreichende Humosität und die veränderte Horizontierung unterscheiden sie sich mehr oder weniger deutlich von den sonst auf dem Löß vorkommenden Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleyen. Diese Humosität wurde in den verschiedensten Gebieten, bei unterschiedlichen Bodentypen und in besonderen Lagen angetroffen. Danach könnte sie weder durch Akkumulation, Aufwehung, Podsolierung, Feuchtbildungen, noch anthropogen oder überhaupt rezent in dieser Verbreitung und Ausbildung entstanden sein.

Da wir aus bestimmten Horizontfolgen, die charakteristische Umbildungsformen der Lithosphäre darstellen, auf spezifische Bodenbildungsprozesse schließen können (E. MÜCKENHAUSEN 1962), müssen bei der Entstehung dieser tiefhumosen Böden gegenüber den anderen Bodentypen andere Wirkungen der exogenen Bildungsfaktoren vorhanden, früher entstanden oder aber besser erhalten sein.

Das Vorkommen tiefhumoser Bodenbildungen aus Löß in der Rheinischen und Münsterländer Bucht und im Weserbergland ist durch die Reichsbodenschätzung seit Jahrzehnten bekannt. Bei der Übertragung und bodenkundlichen Bearbeitung der Bodenschätzungsergebnisse für die Katasterplankarte (Maßstab 1 : 5000) durch das Geologische Landesamt in Krefeld (1952—1964) wurde diese Humosität ebenfalls in den zusammenfassenden und auswertenden Profildarstellungen am Kartenrand angezeigt. Eine Deutung der genetischen Zusammenhänge wurde aber nicht vorgenommen.

Die Frage nach der Verbreitung und der Entstehung dieser tiefhumosen Bodenbildungen ist bis jetzt noch nicht bearbeitet worden. W. PAAS (1962), der in jüngster Zeit die

rezenten und fossilen Böden auf niederrheinischen Terrassen untersucht hat, erwähnt sie nicht.

Die Hypothese für die folgenden Untersuchungen war die Ansicht E. MÜCKENHAUSENS, daß die hiesigen tiefhumosen Bodenbildungen zumindest teilweise als mögliche, degradierte Schwarzerden einzustufen wären. Typisch für das Profil der degradierten Schwarzerde mit Tiefendegradation ist nämlich (W. LAATSCH 1934, 1957) das Auftreten eines Verbraunungshorizontes (B) in der Mitte des mächtigen A-Horizontes oder an seiner Basis, so daß ein A(B)C-Profil entsteht. Diese Lage des Verbraunungshorizontes oder hier des Illuvialhorizontes an der Basis des tiefhumosen A-Horizontes kennzeichnet unsere tiefhumosen Bodenbildungen teilweise ebenfalls. Nur sind die Humosität und die dadurch bedingte Graufärbung schwach und werden oft durch Verfärbungen (Tondurchschlammung und Pseudovergleyung) weiter verwischt. Die Mächtigkeit und die Ausprägung der tiefhumosen Horizonte ist regional ebenfalls nicht einheitlich, wenn auch als gemeinsames, ursprüngliches Bodenbildungsmerkmal erkennbar. Mit den Horizontmerkmalen der rezenten degradierten Schwarzerden haben sie nur sehr entfernte Ähnlichkeit.

Handelt es sich überhaupt um Steppenböden, die im Laufe des spät- und postglazialen Klima- und Vegetationswandels degradiert wurden? Ist denn eine Schwarzerdebildung in unserem Raume überhaupt möglich gewesen, und wann soll sie vor sich gegangen sein? Um diese Fragen beantworten zu können, muß sich die Entstehung schwarzerdeartiger Böden nach den heutigen Anschauungen mit einer Steppenphase verbinden lassen. Darüber war jedoch bei F. FIRBAS (1952) nichts Schlüssiges zu finden. Die Steppe kann aber in ihrer großklimatischen Bedingtheit keine lokale oder räumlich eng begrenzte Erscheinung gewesen sein. Wenn also in unserem Gebiet eine Schwarzerde, d. h. eine Steppe vorhanden gewesen ist, so muß diese in ihrer zeitlichen Entstehung und räumlichen Verbreitung in einem logischen Zusammenhang mit der spät- und postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung Mitteleuropas stehen.

2. Untersuchungen über die Verbreitung der tiefhumosen Bodenbildungen

Es wurde versucht, die Verbreitung dieser Bodenbildungen zu ermitteln, um die Beziehungen zu Geographie, Morphologie, Ausgangsgestein und ferner die Lage in und zu bekannten und benachbarten Boden- und Klimaprovinzen zu untersuchen. An Hand einer eigenen Kartierung konnte es nicht geschehen. Neuere Bodenkarten, wie die Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen (Maßstab 1 : 300 000, 1953), die Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland (Maßstab 1 : 1 000 000, 1963) und andere kleinmaßstäbliche Kartierungen wiesen für den zu untersuchenden Raum keinerlei Hinweise auf das Vorkommen „degradierter Schwarzerden“ auf. Lediglich H. STREMMER (1936) hatte auf der Bodenkarte des Deutschen Reiches (Maßstab 1 : 1 000 000) und auf seiner Europakarte (1925—1937) ein bzw. zwei kleine isolierte Vorkommen degradierter Steppenböden in der Niederrheinischen Bucht dargestellt.

Als einzige detaillierte und großräumige Kartierungsunterlagen standen die vom Geologischen Landesamt in Krefeld bodenkundlich bearbeiteten Bodenschätzungsunterlagen im Maßstab 1 : 5000 zur Verfügung.

2.1. Die Verbreitung der tiefhumosen Böden nach den Bodenschätzungskarten

Durch die Erfassung der tiefhumosen Horizonte in den Profilen, Flächen und in der Auswirkung auf die Ergebnisse der Bodenschätzung mußte sich die Verbreitung verfolgen lassen. Bei der Bearbeitung der Bodenschätzungskarten wurden die tiefhumosen Bildungen, die als mögliche „Steppenbildungen“ angesehen werden konnten, von den tiefhumosen „alluvialen“ Ablagerungen, Flächen in Flußnähe, podsoligen Flugsandgebieten, Gärten oder eindeutigen Akkumulationslagen geschieden und getrennt erfaßt. Auch das

Vorkommen auf Löß oder auf anderen Gesteinen wurde unterschieden. Das Hauptaugenmerk wurde auf die Verbreitung im Lößgebiet gerichtet. Insgesamt wurden bei einem Untersuchungsraum von ca. 180 Meßtischblättern 1 952 Bodenschätzungskarten (1 : 5000) mit je 4 km² Fläche ausgewertet.

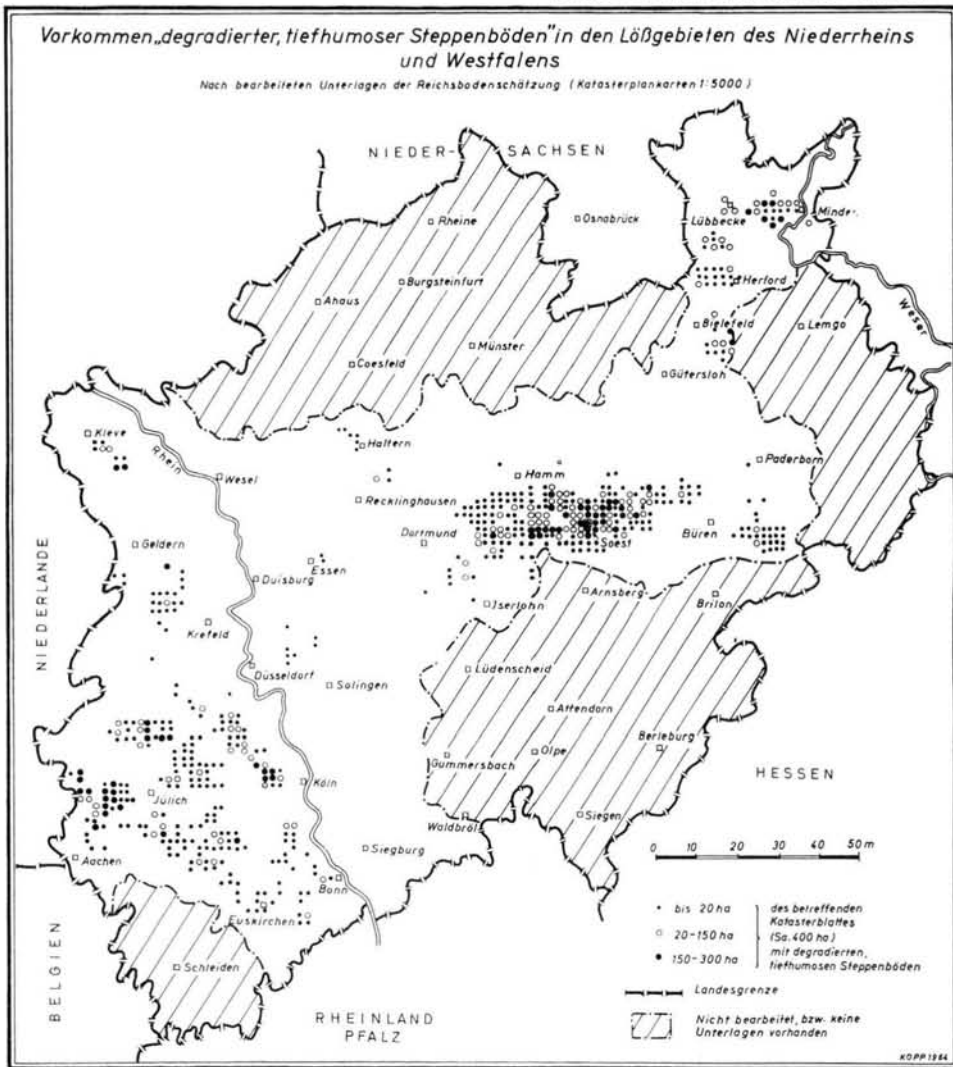


Abb. 1. Verbreitung von Lößböden mit Schwarzerdrelikten.

In der Karte ist als ein Ergebnis der Auswertung die Verbreitung und der Anteil der tiefhumosen Böden dargestellt. In vielen Fällen sind die freigelassenen Flächen innerhalb der Lößverbreitung sicher nicht frei von tiefhumosen Bodenbildungen, sondern auf fehlende Kartenunterlagen zurückzuführen.

Die Verbreitung der auf dem Kartenbild ausgeschiedenen tiefhumosen Bodenbildungen gestattet aber im vollen Umfange, die zur Klärung ihrer Genese erforderlichen Schlußfolgerungen zu ziehen. Es ist hierbei nicht so wesentlich, daß ein lückenloses Bild der

Verbreitung vorliegt, sondern daß der geographische Rahmen, in dem sich möglicherweise Steppen- und Schwarzerdebildung vollzogen haben, abgegrenzt wird. Dieser Rahmen sei näher erläutert.

Die westliche Verbreitungsgrenze ist rein technischer Art und wird durch fehlendes Kartenmaterial aus dem niederländischen Gebiet bedingt. Eine Fortsetzung der tiefhumosen Böden in den weiter nach Westen, bis in die Bretagne streichenden Lößablagerungen dürfte sicher sein.

Die Südgrenze scheint geomorphologisch bedingt zu sein. Aus dem Bonner und Bergheimer Raum heraus läßt sich das Vorhandensein der tiefhumosen Böden nach Süden bis an den Eifelnordrand verfolgen. Östlich des Rheins konnten, bei sehr spärlichem Kartenmaterial im Gebiet des Bergischen Landes und des Sauerlandes, keine tiefhumosen Böden festgestellt werden. Es ist aber möglich, daß in Plateaulagen auf dem Löß hier auch derartige Profile anzutreffen sind. Die Südgrenze bilden hier anscheinend die stark hängigen Mittelgebirge. Das kann auf Erosion, aber auch auf unterschiedlichen Bodenbildungen beruhen.

Die Ostgrenze wird geomorphologisch durch das Eggegebirge bedingt. Es ist aber aus diesem und dem benachbarten niedersächsischen Gebiet auch kein Kartenmaterial vorhanden.

Die Nordgrenze der Verbreitung tiefhumoser Böden muß noch offen bleiben. In der Nähe von Kleve, Straelen, Haltern, Bielefeld und auch nördlich des Wiehengebirges bei Lübbecke und Minden sind tiefhumose Böden vorhanden.

2.2. Ergebnisse der Auswertung

Die Verbreitung der tiefhumosen Böden deckt sich anscheinend mit der Lößverbreitung bzw. mit Lößvorkommen auf erosionsfreien Plateaulagen. Also eine substratspezifische Bodenbildung des Lösses? Das soll offen bleiben. Offenbar wird durch das Lößmaterial die bessere Erhaltung ursprünglicher Horizontmerkmale bewirkt. Bei den weniger resistenten spät- und postglazialen Bodenbildungen dürfte in unserem Raume die Erosion und Degradation die Spuren früherer Prozesse weitgehend zerstört haben.

Das gesamte Gebiet der linksrheinischen Niederrheinischen Bucht weist in der Lößdecke der Haupt- und Mittelterrassen verbreitet tiefhumose Böden auf. Im Raum Dortmund—Düsseldorf konnten sie auch rechtsrheinisch ermittelt werden. Damit zieht sich, wenn auch im Kartenbild relativ spärlich, aber z. T. durch das fehlende Kartenmaterial bedingt, von Düsseldorf in Richtung Essen—Dortmund deutlich eine Verbindung von der Niederrheinischen Bucht nach Osten zum Soester Bördegebiet. Dort ist in den Kreisen Unna, Soest, Iserlohn und Büren eine außerordentliche Häufung dieser tiefhumosen Böden anzutreffen. Die unmittelbare Einmündung in das Hildesheimer Schwarzerdevorkommen wird durch das Nord—Süd-streichende Eggegebirge verhindert. Ganz eindeutig zieht sich die Verbreitung der tiefhumosen Böden aus der Niederrheinischen Bucht heraus im Norden des Bergischen Landes und des Sauerlandes auf dem Lößgürtel entlang hin zur Hildesheimer Börde und damit zum Anschluß an bekannte Schwarzerdegebiete. Tiefhumose Böden sind in dem gesamten, weit nach Westen und Norden reichenden Lößgebiet vorhanden.

Der Zusammenhang der tiefhumosen Böden der Niederrheinischen Bucht mit denen der Hildesheimer Börde bietet sich nicht nur geographisch an, sondern auch in der Profilentwicklung. Während westrheinisch der tiefhumose Horizont in den Flächen meistens nur stellenweise und schwach ausgeprägt vorkommt, tritt er in der Soester Börde häufiger und intensiver ausgebildet auf. Die allerdings sehr unterschiedlichen Degradierungsmerkmale sind im Westen und Norden am stärksten und nehmen nach Osten bis zur Schwarzerde hin ab. Damit sind geographische und bodenkundliche Zusammenhänge zwischen

rezenten Schwarzerdegebieten und der Verbreitung unserer tiefhumosen Bodenbildungen hergestellt, die der These von den „degradierten Schwarzerden“ eine große Wahrscheinlichkeit verleihen.

Unter dem Aspekt einer Steppenbildung besteht auch die Möglichkeit, daß mindestens Teile der im Raum von Wesel bis Paderborn bislang als anthropogen angesehenen tiefhumosen Böden besonders auf Sandlössen, Geschiebemergel, Kalken und Mergeln nicht künstlich, sondern als natürliches Produkt einer Steppe entstanden sein können.

3. Die Möglichkeit der Steppenbodenbildung im Rheinisch-Westfälischen Raum

3.1. Die neue Situation

Die großräumige Verbreitung der tiefhumosen Böden und der Anschluß an das Hildesheimer Schwarzerdegebiet erbrachten Indizien für eine Steppenbildung. Ein Steppenboden muß aber seine klimatischen, floristischen und faunistischen Voraussetzungen gehabt haben. Wie weit werden diese Tatsachen aber den Vorstellungen über die Bildungsmöglichkeiten in diesem Gebiet überhaupt gerecht? Nach bodenkundlicher Betrachtung sind hier heute überwiegend Parabraunerden vorhanden. Über eine Verbreitung alter oder rezenter Schwarzerden und ihrer Abkömmlinge westlich des Eggegebirges war bislang kaum etwas bekannt. Erst J. HOHNVEHLMANN (1963) hat jetzt den Bildungsraum der Schwarzerde bis nach Soest westlich verschoben und H. STREMMER (1936) hatte am Niederrhein kleine Steppenbodeninseln ausgewiesen. Das Vorhandensein und die Genese der Steppenbildungen im Westfälischen und Rheinischen Raum ist bis jetzt nirgendwo erklärt worden.¹⁾

Die Entstehung der bekannten Schwarzerdevorkommen läßt sich durch ihre Lage in rezenten Trockengebieten oder einer Nachbarschaft mit ihnen, zwanglos fast noch aus den heutigen Klimaverhältnissen ableiten. Die Schwarzerden in unserem deutschen Raum lassen sich als Produkt regionaler klimatischer Besonderheiten nachweisen, die dann innerhalb der besonderen Gebiete durch modifizierte atlantische bis subatlantische Klimaveränderungen unterschiedliche Degradationen erfahren haben. Wirkungen steppenartiger Klima- und Vegetationsverhältnisse weit außerhalb der trockenen Gebiete sind nicht bekannt oder nicht in einen genetischen Zusammenhang mit einer Steppenbildung gebracht worden. In den weit nach Westen reichenden tiefhumosen Böden drücken sich nun aber derartige Wirkungen aus, ohne daß Beziehungen zu irgendwelchen Trockengebieten erkennbar sind. Das wirft aber die Grundsatzfrage auf, ob nicht die deutschen Schwarzerdevorkommen Produkte und in den heutigen isolierten Vorkommen Reste allgemeiner Steppenklimate- und Vegetationsverhältnisse sind.

Diese Steppenbildung muß sich logisch in die post- und spätglaziale Entwicklung unseres Raumes eingliedern lassen. Das scheint aber nach den Vorstellungen über die Klima- und Vegetationsverhältnisse dieses Gebietes schwierig zu sein.

Es sind drei Komplexe, die zur Klärung der Genese eine Rolle spielen, und zwar

1. der spät- und postglaziale Klimaverlauf,
2. die aus Pollenanalysen abzuleitenden Vegetations- (und Klima-)verhältnisse und
3. die sich daraus ergebenden Zeiten und Möglichkeiten der Steppenbildung in unserem Raume.

Nun scheidet hier nach gesichert erscheinenden vegetationskundlichen Ergebnissen (F. FIRBAS, 1952) wegen der allgemeinen Bewaldung während der Wärmezeit die Möglichkeit einer Steppenbildung in diesem Zeitraum aus. Verbliebe nur noch das Spätglazial

¹⁾ Erst nachträglich ist mir bekannt geworden, daß H. ARENS in Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 8, Krefeld 1960, bestimmte tiefhumose Böden der Soester Börde schon damals als fossile, degradierte Schwarzerden beschrieben hat.

und das Präboreal als Bildungszeitraum, das aber würde den allgemeinen Vorstellungen über Klima und Vegetation besonders während der kalten, subarktischen Tundrenzeiten widersprechen. Nun liegen aber in zunehmendem Umfange Untersuchungsergebnisse vor, die auf einen andersgearteten spätglazialen Klima- und Vegetationsverlauf schließen lassen. Diese Frage nach dem steppenartigen Charakter des Spätglazials läßt sich aus pollenanalytischen Befunden noch nicht endgültig beantworten (R. SCHÜTRUPF 1955). Sie könnte jedoch gerade durch die Ausbildung und große Verbreitung der tiefhumosen Böden als Folge bestimmter Klima-, Vegetations- und Bodenverhältnisse eine entscheidende Stütze erfahren.

3.2. Das Klima

Bei der Diskussion über die Möglichkeit einer Steppenbodenbildung ist stets das klimatische Intervall im Auge zu behalten, in welchem diese Bodenklasse entstehen kann. Der russische Schwarzerdegürtel demonstriert die breite Klimaspanne, in der die temperatur-indifferente Schwarzerde vorkommt (D. G. WILENSKI 1954). Grundsätzlich wird das Klima dort von Westen nach Osten kontinentaler. Die Niederschläge nehmen von 500 bis 600 mm auf 300 mm/Jahr in Sibirien ab, die mittleren Januartemperaturen fallen von -4° im Westen auf -20° C im Osten, während die mittleren Julitemperaturen im ganzen Gebiet zwischen 19° und 25° liegen. Die frostfreie Periode beträgt im Süden 300, in Sibirien aber nur 180 Tage. Die Jahresamplitude der Temperatur schwankt im Westen um 26° , im Osten bis zu 39° , und in der mittleren Jahrestemperatur ausgedrückt liegt die russische Schwarzerde in Temperaturbereichen zwischen $+10^{\circ}$ und $\pm 0^{\circ}$. Nach H. STREMMER (1930) gibt es in Sibirien Tschernoseme, die auf ewig gefrorenem Boden liegen. Die Schwarzerde kann also unter gänzlich verschiedenen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen und unter wesentlich anderen Bedingungen, wie sie aus unseren deutschen Schwarzerdegebieten abgeleitet werden können, entstehen.

H. POSER (1948, 1951) ist bei seinen Untersuchungen über die spätglaziale Klimaentwicklung zu der Überzeugung gelangt, daß während des ganzen Spätglazials in den Sommern ein sehr beständiger Hochdruckkern als Ausläufer des Azorenhochs warme, subtropische Luft nach Mitteleuropa gebracht hat. Die damit verbundene schwache Bewölkung, hohe Einstrahlung und geringer Niederschlag haben allgemein ein Klima von aridem Charakter bedingt, wobei lediglich für Nordfrankreich etwas feuchtere Verhältnisse angenommen werden. Er betont, daß im Spätglazial von Frankreich bis Polen nicht die Tundra, sondern die Steppe vertreten war. Nach seiner Meinung bestehen die bisherigen Vorstellungen über die Dryaszeit mit Tundrenklima und -vegetation wohl nicht zu Recht, sondern man habe während dieser warmen, trockenen Zeit mit einer Steppenvegetation zu rechnen. Seit dem Hochglazial würde kaum ein anderes Klima so steppenfreundlich gewesen sein. J. BÜDEL (1951) nimmt ebenfalls für den nördlichen Lößgürtel während des Spätglazials eine steppenartige Vegetation an.

Damit wären aber nicht Tundrenklima und -vegetation, sondern zumindest in entsprechender Entfernung vom Eisrand, Steppenklimate und -vegetation von allgemeiner Bedeutung für die Bodenentwicklung und besonders für die initiale Bodenbildung auf dem jungen Löß gewesen.

Die Klimaverhältnisse des Spätglazials sind noch nicht völlig geklärt. Der Wintercharakter, der Jahresrhythmus der Temperatur und der Niederschläge, die Klimaschwankungen und ihre regionalen Auswirkungen können vorerst nur hypothetisch unterstellt werden. Die nach F. SCHEFFER, H. FÖLSTER und B. MEYER (1959) für die Humusbildung in der Schwarzerde erforderliche Bikarbonatmetabolik kann sehr wahrscheinlich auf periodische Durchfeuchtung zurückgeführt werden. Feuchtbildungen können diese tiefhumosen Böden schon wegen des trockenen Klimas nicht gewesen sein.

3.3. Die Vegetation

Pollenanalytische Untersuchungen der NBP des Spät- und Postglazials werden aus dem Untersuchungsgebiet in zunehmendem Maße veröffentlicht. F. FIRBAS (1948) hatte bei Pollenuntersuchungen im subalpinen Raum die Hauptmaxima der *Artemisia* während des Spätglazials gefunden. Der erste Gipfel liegt in der Älteren Dryaszeit; während des Alleröds erfolgte eine Pollenabnahme, die jedoch in der Jüngeren Dryaszeit durch einen zweiten Anstieg abgelöst wurde. Im Postglazial war dann eine ständige Abnahme der *Artemisia*-Pollen zu verzeichnen, so daß danach die Steppenzeit deutlich in das Spätglazial gerückt werden könnte. F. FIRBAS warf aus diesem Befund ebenfalls die Frage auf, ob nicht für die waldfreie Zeit des Spätglazials ein steppenartiger Charakter der Vegetation anzunehmen sei. Mindestens müsse der Anteil der Steppenelemente damals weitaus größer als in späteren Zeiten gewesen sein. Er versucht aber noch diese *Artemisia*-Maxima durch Vorkommen auf Schotterfluren, aus Trockenrasengesellschaften u. ä. zu erklären.

Heute liegen aber gleichlautende Ergebnisse aus unserem Raum vor. F. FIRBAS (1954) zitiert v. D. HAMMEN, der im holländischen Raum in der Ältesten Dryas, vor dem Böllinginterstadial, bereits einen hohen *Artemisia*-Anteil gefunden hatte.

Wertvoll dürften die Pollenanalysen aus der Mudde des Steinhuder Meeres (Hannover) sein, die von SCHNEEKLOTH (zit. von O. GRAHLE 1964) in jüngster Zeit bearbeitet wurden. In dieser Mudde trat ebenfalls ganz deutlich das *Artemisia*-Maximum während der „Jüngeren Dryas und älter“ auf. Es fiel mit einem Birken- und Kiefernmaximum zusammen. Da diese Pflanzen kaum in einem Biotop miteinander vorkommen, läßt das wohl den Schluß zu, daß es sich hier um ein etwa gleichzeitiges, aber räumlich, zonal getrenntes Nebeneinander handelt. Ähnlich wie bei FIRBAS nimmt hier der Anteil der *Artemisia*-Pollen während der Wärmezeit ständig ab.

Von F. R. AVERDIECK und H. DÖBLING (1959) liegen neuere, ausführliche Pollenuntersuchungen über das Spätglazial am Niederrhein vor. Sie deuten die Verhältnisse in der Älteren Parktundrenzeit als offene, nur spärlich bewaldete Landschaft und die hohen *Artemisia*-Anteile dieser Zeit als Zeichen zunehmender Erwärmung. Für die Jüngere Tundrenzeit schließen sie aus der Zunahme der *Artemisia*- und anderer arktischer und kontinentaler Krautpollen auf Zunahme der Kälte, relative Trockenheit und offene Böden. *Dryas* wurde in den spätglazialen Ablagerungen nicht gefunden. Auch für die Vorwärmezeit nehmen sie noch für das Niederrheingebiet eine lückenhafte Bewaldung an. Allgemein stellen sie für das spätglaziale Klima in Anlehnung an die südholändischen Verhältnisse eine starke Kontinentalität heraus, die anscheinend größer gewesen ist als die in östlichen Gebieten. Die Möglichkeiten einer Steppenbildung erörtern sie jedoch nicht.

Pollenuntersuchungen der tiefhumosen Bodenhorizonte waren bis jetzt ergebnislos (G. v. D. BRELIE 1963).

3.4. Die Bildungszeit

Mit diesen Pollenanalysen erfährt die Theorie vom Steppencharakter des Untersuchungsgebietes während des Spätglazials durch den Nachweis der Steppenvegetationsmaxima eine wesentliche Stütze. Die Erscheinung der tiefhumosen Böden muß unter diesem Aspekt erklärt werden. Damit kommen wir zu der zentralen Frage nach dem Alter und der Entstehungszeit der Schwarzerde.

H. WILHELMY (1950) hat besonders die Ergebnisse von H. POSER (1948) und F. FIRBAS (1948) benutzt, um das Alter oder die Bildungszeit der bekannten deutschen und europäischen Schwarzerdevorkommen zu untersuchen. In Übereinstimmung mit W. LAATSCH (1934, 1957) kann er für den mitteldeutschen und südeuropäischen Raum aus siedlungsgeschichtlichen Befunden nachweisen, daß die Schwarzerdebildung im Neolithikum bereits weitgehend vollzogen war. Unterschiedliche Auffassungen bestehen dagegen über den

Beginn und die Hauptbildungszeit der Schwarzerde. W. LAATSCH (1934, 1957) nimmt für das mitteldeutsche Schwarzerdegebiet die Zeit vom Boreal bis zum Subboreal, mit dem Optimum im Atlantikum, als Hauptbildungsphase an, parallelisiert die Schwarzerdebildung also mit der Wärmezeit. F. SCHEFFER und P. SCHACHTSCHABEL (1954), E. MÜCKENHAUSEN (1962) u. a. beziehen sich darauf, so auch J. HOHNVEHLMANN (1963) für die Bildungen der Soester Börde. H. ZAKOSEK (1962) entschließt sich, auf F. FIRBAS (1952) gestützt, zum gleichen Bildungszeitraum für die Steppenböden des Oberrheintales und der degradierten Schwarzerden der Hessischen Senke. H. WILHELMY (1948) stellt dagegen den Beginn der Schwarzerdebildung, gestützt auf die Klimatheorie von H. POSER (1948) und die Pollendiagramme von F. FIRBAS (1948), in das Spätglazial. Die Beendigung der optimalen Bildungsmöglichkeiten wird nach seiner Ansicht durch die Ablösung des kontinental-ariden Klimas im Atlantikum bewirkt.

Es ist sicher, daß die Kontinentalität unseres Raumes vor der Litorinatransgression wesentlich größer und wahrscheinlich wie die der bekannten Schwarzerdegebiete gewesen ist. Das bedeutet aber auch, daß nach der Litorinatransgression durch die maritimen Einflüsse im Atlantikum unser westdeutscher Raum sehr viel schneller der vordringenden Bewaldung unterlag. Damit wird aber eine Bildung tiefhumoser Böden (Steppenbildung) gerade vom Atlantikum ab und jünger sehr unwahrscheinlich. Im Gegenteil, im Atlantikum dürfte hier bereits die Degradation der Steppenböden durch den Wald eingesetzt haben. Die tiefhumosen Böden müßten also vor der Degradation, prä-atlantisch gebildet worden sein. In Zusammenschau mit den Pollenanalysen bleibt nur übrig, den Beginn der Steppenbodenbildung und für unser Gebiet auch die Hauptbildungszeit der tiefhumosen Böden in das Spätglazial zu verlegen.

Den Ansichten W. LAATSCHS (1934, 1957) u. a. über das wärmezeitliche Alter der Schwarzerde scheinen die vorherigen Erörterungen gänzlich entgegen zu stehen. Das ist aber nicht so. Bei einem allgemeinen oder zonalen Steppenklima und entsprechender Steppenvegetation wird im Magdeburger-Thüringisch-Sächsischen Raum ebenfalls die Steppenbodenbildung im Spätglazial begonnen haben. Entscheidend dürfte aber sein, daß die Dauer der Schwarzerdebildung bzw. das Einsetzen der Degradation in den verschiedenen Bezirken durch die Modifikation der Klimaveränderungen sehr unterschiedlich verlief. Die Schwarzerdebildung dürfte sehr wohl im Regenschatten des Harzes vom Spätglazial kontinuierlich bis ins Subatlantikum angehalten haben, während sie in der Niederrheinischen Bucht eben schon mit Beginn des Atlantikums eingestellt wurde. Die Schwarzerdebildung im west- und mitteldeutschen Raum dürfte von ganz unterschiedlicher Dauer gewesen sein; bei gleichem Beginn unterscheiden sich die westdeutschen Gebiete durch eine relativ kurze Steppenphase und lange Wald-(Degradations-)phase von den Bördegebieten, die eine lange Steppenphase und eine kurze Degradationsphase aufweisen. Daraus rühren dann auch die sehr unterschiedlichen Profilentwicklungen her. Unsere mitteldeutschen Schwarzerdegebiete sind Reste einer spätglazial angelegten Steppe.

Die Ergebnisse von H. POSER (1948) und H. WILHELMY (1950) lassen sich auf anwachsendes Pollenmaterial gestützt, durch die Feststellung eines weit nach Westen reichenden prä-atlantischen, zonalen Steppenbodens in idealer und gegeneinander bestätigender Weise ergänzen. Die Voraussetzungen des allgemein sommerwarmen, ariden Klimas und der Steppenvegetation haben ihre Bestätigung in einem spätglazialen Steppenboden gefunden.

3. 5. Die zonale Steppenbildung

Eine spätglaziale Steppenbildung wirft nun eine ganze Reihe von Fragen auf, die bei dem derzeitigen Stand der Untersuchungen noch nicht völlig befriedigend beantwortet werden können. So wäre ein Vorhandensein tiefhumoser Böden in anderen Räumen des eisfreien Mitteleuropas als Zeichen der allgemeinen Steppenbildung nachzuweisen und

ferner ihr Auftreten auf Nicht-Lößgesteinen zu ermitteln. Oder war nur eine zonale, petrographisch und geographisch bedingte Steppe vorhanden? Es ist auffallend, daß die tiefhumosen Böden praktisch nur in der Lößlandschaft zu ermitteln sind. Ihr Fehlen in anderen Gebieten kann eine Folge der Erosion, aber auch von anderen Bodenverhältnissen sein.

J. BÜDEL (1951) sieht in der Lößverbreitzungszone eine klima-morphologische Grenze; er verbindet die Akkumulation und Erhaltung des Lösses mit einer dichtbewachsenen, steppenartig-trockenen Gras- und Krautflur mit nur spärlichem Baumbewuchs, einer Lößtundra und Lößsteppe. Beide Zonen sollen in ihrem Vegetationscharakter und insbesondere in ihren klima-morphologischen Zügen sehr ähnlich gewesen sein. Die Lößvorkommen des Rheinlandes und Westfalens liegen nach J. BÜDEL (1951) im Lößtundrengebiet, die benachbarten Mittelgebirge im Bereich der Strauch- und Waldtundra. H. POSER (1951) sieht in der nördlichen Lößverbreitungsgrenze ebenfalls eine klima-morphologische Erscheinung, allerdings als eine Trennungslinie des spätglazialen äolischen Kräftespiels.

Es ist vom bodenkundlichen Standpunkt nicht schwer, beide Ansichten zu verbinden. Entscheidend für Vegetation und Bodenbildung ist eben, daß hier eine klimatische und petrographische Grenze verläuft, die nicht nur vom Klima, sondern vom Boden her sehr wohl als Grenze zwischen Tundra und Steppe hervortreten kann.

Günstige Bodenverhältnisse können klimatische Unbilden durchaus abpuffern. So zeichnet sich z. B. in dem Vordringen des Waldes gegen die russische Steppe (H. WILHELMY 1950) ganz deutlich ein Einfluß der Bodenverhältnisse ab. Die Wälder dringen auf dem Sandboden viel weiter nach Süden vor als auf dem Löß. Die Grenze zwischen der Waldsteppe und dem Grasland liegt nicht dort, wo die klimatischen Voraussetzungen für den Wald gegeben sind, sondern wo die Bodenverhältnisse ein Aufkommen der Bäume gegenüber den Steppengräsern ermöglichen. Hier spielen die ökologische Situation, der Nährstoffgehalt, das Wasserregime, der Salzgehalt, die Vermehrung, die Nagetierfauna u. a. eine Rolle. So ist heute noch die Grenze zwischen Wald und Waldsteppe etwa identisch mit der nördlichen Lößverbreitungsgrenze. Auch die Waldsteppengrenze in der Ukraine ist nicht klimatisch begründet. Sie könnte danach wesentlich weiter nach Süden ausgedehnt sein.

Die Pflanzengesellschaft ist ja nicht nur ein Produkt des Klimas, sondern sie wird durch die Bodenverhältnisse beträchtlich variiert. Es ist notwendig anzunehmen, daß sich auf dem jüngeren, kalziumkarbonathaltigen Löß unseres Gebietes und auf den nördlich liegenden, sandigen Substraten unterschiedliche Vegetationen und Böden entwickelt haben. Die Steppe kann hier sehr wohl mit der Lößverbreitung identifiziert werden. Auch für russische Bodenkundler besteht eine enge Beziehung zwischen Löß und Schwarzerdebildung. „Schwarzerde ist von Humus durchsetzter Löß“ (D. G. WILENSKI 1957). Ähnliche bodendynamische Voraussetzungen bringen sonst nur noch Geschiebemergel, Kreidekalke und Mergel mit.

Das bedeutet für die Vegetationsgeschichte des norddeutschen Raumes, daß das Zusammenfallen bestimmter Klima- und Substratzonen hier die Ursache unterschiedlicher Vegetations- und Bodenentwicklung ist. Die sandigen Böden mit Tundravegetation in Eisrandnähe, der Lößgürtel mit Steppelvegetation und die wechselnden Substrate der Mittelgebirge mit Tundravegetation (?) sind für das scheinbare Miteinander tundren- und steppenartiger Florenelemente im Spätglazial verantwortlich.

3. 6. Die periglazialen Einflüsse

Ein weiterer Komplex, der die spätglaziale Bildungszeit der Steppenböden berührt, sind die periglazialen Erscheinungen. J. FRECHEN und E. A. ROSAUER (1959) fanden im Neuwieder Becken in umgelagerten, sicher datierten Tuffen der Jüngeren Tundrenzeit Taschenböden, Solimixturen und Eiskeile. Das hat sie veranlaßt, den stadialen Charak-

ter der jüngeren Tundrenzeit zu betonen. Ähnliche Schlußfolgerungen für das Klima der jüngeren Tundrenzeit in den Hochlagen der hessischen Mittelgebirge zieht E. SCHÖNHALS (1957) aus den äolischen Ablagerungen dieser Zeit. Nun sind die periglazialen Erscheinungen in den Hochlagen der Mittelgebirge leicht erklärlich, aber die Frost-(Dauerfrost?) Erscheinungen im Neuwieder Becken nur schwer zu deuten. K. KAISER (1958) hat bei seinen Untersuchungen über die periglazialen Erscheinungen in der Niederrheinischen Bucht auf der Niederterrasse, deren Bildung mit der Hochflutlehmdecke wohl bis ins Präboreal reicht, keine periglazialen Frostwirkungen finden können. Sie scheinen zumindest selten zu sein. Er hat gesondert darauf hingewiesen, aber eine befriedigende Erklärung nicht finden können. So könnten vorerst diese Frosterscheinungen im Neuwieder Becken auf lokale Ereignisse begrenzt werden.

Eine Erklärung für die von E. SCHÖNHALS (1960) im Neuwieder Becken gefundenen, bereits durchschlämmten Lößbodenrelikte (spätglaziale Parabraunerden) unter Alleröd-tuff kann unter dem Aspekt einer allgemeinen Steppenbildung nicht gegeben werden. Für die Mittelgebirgslagen sind mindestens episodisch oder auch im Jahresrhythmus anders geartete, spätglaziale Klima- und Vegetationsverhältnisse anzunehmen. Das Braunerdegefüge, das bei denselben Profilen festgestellt wurde, deutet jedoch ebenfalls auf wärmere, nicht tundrenartige Bodenbildungsphasen während der Älteren Dryas hin.

Die spätglazialen Bodenbildungsprozesse können nicht als eine überall gleichgerichtete Erscheinung (Tundrenböden) aufgefaßt werden. Der zeitweilige und regionale Tundren- und Steppencharakter und eine 6000—8000jährige Bildungszeit müssen durch unterschiedliche Substrate, Morphologie, Klimaschwankungen, Lokalklima, Wasserverhältnisse, Vegetation und andere Faktoren auch vielfältige Böden hervorgebracht haben. Bestimmte Bodenbildungen können nicht allgemein, sondern nur in ihren Erscheinungsräumen zur Interpretation mittelbarer oder unmittelbarer Prozesse herangezogen werden.

Das Fehlen periglazialer Frosterscheinungen in den Steppenböden selbst, das für eine wärmezeitliche Bildung spricht, ist mit größerer Sicherheit zu erklären. Zahlreiche Beobachtungen (H. POSER 1951) zeigen, daß die Lößsedimentation noch im Spätglazial, bis nach dem Verschwinden des Dauerfrostbodens anhielt. Der jüngste Teil des Lösses ist möglicherweise keinen stärkeren periglazialen Wirkungen ausgesetzt gewesen. Aber auch die Beobachtung J. BÜDELS (1951), der auf die starke Dämpfung der Kryoturbationsvorgänge in Bereichen mit geschlossener Pflanzendecke hinweist, soll hier zur Erklärung herangezogen werden.

4. Folgerungen für die Paläobodenkunde

Klimazeugen und sich mehrende Pollenanalysen zeigen die Entstehung von Steppen im nördlichen Lößgürtel während des Spätglazials an. Diese Erscheinungen dürften gerade durch das Vorhandensein der „degradierten Schwarzerden“ im Rheinisch-Westfälischen Gebiet eine sehr deutliche Bestätigung erfahren haben. Aus einem spätglazialen Alter ergibt sich aber, daß die Bildung der Schwarzerde in bestimmten Räumen und unter bestimmten klimatischen und petrographischen Verhältnissen durchaus nicht an interglaziale Wärmezeiten gebunden sein muß. Offenbar genügen auch Klimaverhältnisse, wie sie in den Interstadialen auftreten.

Tatsächlich sind in den von R. HALLIK (1955), R. HALLIK & K. KUBITZKI (1962) untersuchten und als weichsel-interstadial eingestuften Torfen und Gytten in der Nähe von Hamburg bedeutende Anteile von Steppenelementen gefunden worden. Auch W. SELLE (1952) fand in interstadialen Ablagerungen der Weichselvereisung Anteile steppenartiger Florenelemente.

Nach P. WOLDSTEDT (1954) kann die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte als Vorbild für die Entwicklung in den früheren Interglazialzeiten dienen, und es wäre vor-

stellbar, daß das Auftreten von *Artemisia-Maxima* jeweils zu Beginn der Vegetationsausbreitung im norddeutschen Raum auf Steppenvegetation in eisrandfernen Lößgebieten zurückzuführen und eine den Interglazialen und Interstadialen anhaftende Erscheinung ist.

Daß Schwarzerdebildung und periglaziale Lössanwehung im engen Wechsel vorkommen, hat F. BRANDTNER (1954) bei der Gliederung des Stillfrieder Komplexes unterstellt. Hier liegen in drei Zyklen Lössakkumulationen mit Schwarzerdebildungen übereinander. F. BRANDTNER führt diesen Wechsel auf kurzfristige Kälteoszillationen zurück und glaubt, daß es „sich dabei ganz gewiß nicht um stark differenzierte Klimaschwankungen, sondern um relativ geringfügige Oszillationen um einen Schwellenwert handelt, die einmal die Lössbildung und dann wiederum die Schwarzerdebildung begünstigten“. Also auch hier eine unmittelbare Folge des Steppenbodens im periglazialen Bereich, und der gesamte Schwarzerdekomplex wird als Ausdruck eines Interstadials angesehen (W I/II). Die autochthone Lagerung dieser Schwarzerden wird durch zahlreiche Krotowinen angezeigt (J. FINK 1962).

Die bisherige Einstufung und Gliederung der Lössе durch schwarzerdeartige Bildungen würde damit teilweise einer neuen Betrachtung bedürfen. An der interstadialen und spätglazialen Entstehungsmöglichkeit von Schwarzerden, besonders auf Löss, kann wohl kein Zweifel mehr bestehen. Also können Interstadiale durch Schwarzerden repräsentiert werden. Aber ebenso können Schwarzerden in den (permanenten) Trockengebieten Ausdruck eines Interglazials sein. Sie können auch, wie es als sicher für die russische Steppe gilt, mindestens vom Riß/Würm-Interglazial an, während der ganzen Würmvereisung bis heute ständig bestanden oder sich gebildet haben. Die Schwarzerde ist also ein ziemlich indifferenter Klimaanzeiger. Ihre Bildung ist weit mehr von Trockenheit und Substrat als von der Temperatur abhängig. Erst zunehmende und unterschiedliche Feuchtigkeit führt zu stärker differenzierten Bodentypen.

K. BRUNNACKER (1954) und J. FINK (1962) haben hervorgehoben, daß sich die Paläoboden zonen im rezenten Bodenbild widerspiegeln. Das Vorhandensein fossiler Schwarzerden wäre deshalb in rezenten Schwarzerdegebieten besonders kritisch auf ihren interglazialen oder interstadialen Zeigerwert zu prüfen. Bei den fossilen Nicht-Schwarzerden der Interglaziale oder Interstadiale in Lößgebieten sollte auf Anzeichen ursprünglicher Steppenböden geachtet werden.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß in Niederösterreich Braunerden und Parabraunerden als Interglazialböden und z. T. Schwarzerden als Interstadialbildung zur Lössgliederung benutzt werden (J. FINK 1962, F. BRANDTNER 1954), während im mitteldeutschen und böhmischen Raum Schwarzerden oder Ähnliches die Interglaziale, aber Braunerden, Naßböden usw. die Interstadiale anzeigen (E. SCHÖNHALS 1951, R. RUSKE & M. WÜNSCHE 1961). Das könnte auch auf grundsätzliche Klimaunterschiede hinweisen. Für die fossilen Böden gilt wie für alle bodengenethischen Deutungen, daß jede Bodenbildung nur aus den sich aus der regionalen Situation, dem Ausgangsgestein und dem gesamten klimatischen und vegetationsgeschichtlichen Ablauf ergebenden dynamischen Wirkungen zu verstehen ist.

5. Folgerungen für die Genese der rheinisch-westfälischen Lößböden

5.1. Die Entwicklungsreihe der Lößböden

Ausführliche Einzelheiten über die analytischen Untersuchungsergebnisse werden in einer gesonderten Arbeit gegeben. Hier sollen nur in großen Zügen die Konsequenzen einer spätglazialen Steppenbildung auf die Entwicklungsreihe der Lößböden und ihre derzeitige Ausprägung aufgezeigt werden.

Es wurde bereits anfangs betont, daß unsere „degradierte Schwarzerde“ als Bodentypenbezeichnung heute diesen Namen keinesfalls verdient; lediglich ihre Spuren liegen

in den Lößböden von den Braunerde-Parabraunerden bis Parabraunerde-Pseudogleyen vor. In der Regel sind es durchschlämmte Böden, so daß ihre Einstufung in die Parabraunerden durchaus berechtigt ist. Nur sollten die tiefreichende Humosität als historisches Merkmal und die Auswirkungen bis in den heutigen Boden bewußt hervorgehoben werden.

Aus der spätglazialen Steppenbodenbildung auf dem Löß ergibt sich notwendig folgende Entwicklung:

1. Pararendzina-artiges Initialstadium,
2. Schwarzerde o. ä.
3. Degradierung durch Verbraunung,
4. weitere Degradierung durch Tonwanderung,
5. tiefhumose Parabraunerde und ihre Subtypen.

Nun sind heute in unserem Raume neben den tiefhumosen Parabraunerden auch die üblichen Ausbildungen der Parabraunerden, Braunerden und Pararendzinen vorhanden. Diese Typen können eigentlich nur erosiv bedingte jüngere, unvollständige Bodenbildungen sein. Einige dm Abtrag genügen, um den ursprünglichen tiefhumosen Horizont verschwinden und aus dem Lößmaterial eine Braunerde oder eine Parabraunerde entstehen zu lassen. Demnach können die heutigen, nebeneinander vorkommenden Böden altersmäßig etwa in die Reihe „tiefhumose Parabraunerde — Parabraunerde — (Braunerde) — Pararendzina“ gestellt werden, wobei die drei letzten Glieder durch Erosion und jeweils später einsetzende Bodenbildungen ihr heutiges Profil erhalten haben. Die Reihe „Pararendzina — Schwarzerde — verbraunte und durchschlämmte Schwarzerde — tiefhumose Parabraunerde“ kennzeichnet die ursprünglich ungestörte, zeitliche Aufeinanderfolge.

5.2. Die Degradation des Steppenbodens

Die Bodenentwicklung unseres Gebietes muß besonders unter Beachtung der Küstenverschiebung betrachtet werden. Während des Spätglazials lag die Nordseeküste 300 km weiter nördlich. Die starke Kontinentalität unseres Raumes ist pollenanalytisch belegt. Mit der atlantischen Litorinatransgression ist dann gerade hier ein sehr schneller Vegetationswandel zum Wald hin denkbar, der auch die Bodenentwicklung in eine andere Richtung gelenkt hat. Die Zeit und die vielfältige Art und Weise der Degradation des Steppenbodens beeinflusste das heutige Bodenbild.

Ein Hauptproblem ist das Vorhandensein der tiefreichenden Humusspuren nach 7000—8000jähriger degradierender Bodenwandlung. Das läßt auf besondere Humusformen und -stoffe schließen, die schon wegen ihrer Stabilität aus einer Steppenbildung stammen müßten. F. SCHEFFER, H. FÖLSTER & B. MEYER (1959) haben bei ihren Untersuchungen schwarzerdeartiger Böden dort außerordentlich oxydationsstabile, chemisch kaum abtrennbare Humathüllen in organo-mineralischer Bindung feststellen können.

Unsere qualitativen Untersuchungen haben ebenfalls nur außerordentlich schwerlösliche Humate ergeben. Dieser resistente Ton-Humuskomplex dürfte die Ursache für das Überdauern der Schwarzerdemerkmale sein. Die Stabilität der Humate besagt aber nicht, daß sie nicht wanderungsfähig wären. Im Regur konnten die obigen Autoren eine Verlagerung humatumhüllter Tonsubstanz in einen Illuvialhorizont feststellen. Dabei erfolgte eine Texturdifferenzierung, ohne daß sich diese Situation im Bodenbild durch Farbveränderungen ausdrückte. Ähnliche, fast identische Erscheinungen sind in unseren „degradierten Schwarzerden“ zu erkennen. Hier sind die Verlagerungs-, Oxydations- und Reduktionsprozesse ähnlich wie in den normalhumosen Böden abgelaufen, sie bieten aber unter dem „Mantel der Humate“ ein ungewohntes Bild einer spezifischen Überlagerung bodendynamischer Prozesse.

Die unterschiedliche petrographische Beschaffenheit des rheinisch-westfälischen Lößgürtels dürfte weniger für die Entstehung der Schwarzerden als bei deren Degradierung von Bedeutung gewesen sein. E. H. MÜLLER (1959) hat auf Grund der Lößherkunft, des Ton- und Kalkgehaltes, der Mineralzusammensetzung und der Folge von Flugsand und Sandlöß vier Lößprovinzen nachweisen können. Diese Lößgebiete sind in sich noch weitgehend petrographisch differenziert, so daß eine unterschiedliche Degradierung innerhalb des Lößgürtels erwartet werden muß.

Beim Vordringen des Waldes gegen die Steppe spielen die Bodenverhältnisse eine große Rolle. Auf den sandigeren Böden drang der Wald am ehesten vor, dort wird also auch die Degradierung zuerst eingesetzt haben. Das bedeutet aber nicht, daß hier die stärksten Degradationsmerkmale auftreten müssen. Der Wald dringt auch nicht geschlossen vor, sondern in Form einer Waldsteppe mit großen Steppeninseln. Die Wald-Steppenverteilung in diesem Gebiet könnte ebenfalls vom Boden bedingt sein, z. B. könnten die Flächen mit geringmächtigen Lössen über der stauenden Hauptterrasse das Aufkommen des Waldes begünstigt haben. Auf diesen Flächen ist stets mit einer stärkeren Degradierung zu rechnen. Dagegen könnte auf mächtigem, trocknerem Löß die Steppenvegetation länger ausgehalten haben. Derartige Steppeninseln werden von der ebenfalls zurückgedrängten Steppenfauna außerordentlich stark besiedelt (H. WILHELMY 1950), so daß dort durch intensive Durchmischungen die Degradationsprozesse zumindest zeitweilig unterbrochen wurden. Im Idealfall, sicher auch in Wirklichkeit, könnten derartige Lichtungen von den zeitlichen Menschen besiedelt oder durch Rodungen der Einfluß des Waldes unterbrochen worden sein. Eine relativ gleichmäßige Verbreitung bandkeramischer Funde (K. TACKENBERG 1954) deutet in der Niederrheinischen Bucht darauf hin, daß hier im Neolithikum keine geschlossene Bewaldung mehr vorhanden war.

Die Herkunft des Lösses, seine Körnung, die Beeinflussung durch den Untergrund, der Zeitpunkt und die Dauer der Bewaldung, regionale und zeitliche Klimaunterschiede und ihre Wirkung auf unterschiedliche Degradationsstadien, die Erosion und die anthropogenen Einflüsse lassen in zahllosen Kombinationen die unterschiedlichsten Degradationsmerkmale erwarten. Tatsächlich tritt die reliktsche, tiefreichende Humosität in den verschiedensten Subtypen der Parabraunerde und der Pseudogleye auf. Damit zeigt sich aber auch, daß diese Humosität nicht das Produkt eines dieser Typen ist, sondern auf Ursachen zurückgeführt werden muß, die allen diesen Böden ursprünglich gemeinsam waren. Diese können nur vor der Differenzierung vorhanden gewesen sein.

5. 3. Das Alter der Parabraunerdebildung

Die spätglaziale Schwarzerdebildung wirft die für den Rheinischen Raum wichtige Frage nach dem Alter der Tondurchschlammung auf. Die Untersuchungsergebnisse gestatten nun eine zeitliche Einengung. Die spätglaziale Schwarzerde bezeugt erstens eine Niederschlagsarmut, die mechanische Durchschlammungen schon ausschließt (s. Tschernoseme). Ferner wird durch die Trockenheit nur eine außerordentlich geringe Verwitterungsintensität ermöglicht. Die Tonverlagerungsprozesse könnten auf diesen Böden damit kaum prä-atlantischen Alters sein. Erst mit der Bewaldung wurde durch das veränderte Bodenklima (langanhaltende Feuchte) eine stärkere Verwitterung und Tonbildung ermöglicht. Ob die Tondurchschlammung noch während des Atlantikums oder erst im Subatlantikum einsetzte, sei offengelassen. Sicher dürfte ihr in unserem Gebiet noch eine Verbraunung vorangegangen sein.

Im süddeutschen und niederösterreichischen Raum setzen K. BRUNNACKER (1958, 1959, 1960) und J. FINK (1962) für die Entstehung der Parabraunerden eine spätglaziale Vorformung voraus. Diese Erscheinung dürfte bei der spätglazialen steppenartigen Ausbildung des nördlichen Lößgürtels für unsere Lößböden nicht zutreffen.

Der wärmezeitlichen Tondurchschlammung stehen die Beobachtungen von E. SCHÖNHALS (1960) über schwache Durchschlammung vor dem Alleröd aus der Umgebung des Neuwieder Beckens nicht unbedingt entgegen. Sie können als lokale Besonderheit oder auch als Ausdruck der Mittelgebirgsverhältnisse angesehen werden. Besonders K. BRUNNACKER (1954, 1956) und J. FINK (1956) haben ja immer wieder auf die regional und lokal sehr unterschiedlichen Ausbildungen der interglazialen und -stadialen Böden hingewiesen.

5. 4. Folgerungen für die bodenkundliche Praxis

Die Bodenschätzung hat den tiefhumosen Horizont besonders registriert, weil sie ihn zur Begründung einer höheren Bewertung verwendete. Profilaufnahmen und Analysen haben aber bei den tiefhumosen Böden ebenfalls stark durchgeschlammte Profile ergeben, deren Ausbildungsgrad lediglich durch die eigenartige Humosität mehr oder weniger deutlich maskiert wird. Die Rost- und Graufleckigkeit und die Aufhellung des Eluvialhorizontes treten gegenüber den nichthumosen Profilen zurück. H. MERBITZ, dem die Kenntnis vieler Vorkommen in der Niederrheinischen Bucht zu verdanken ist, hat nach mündlicher Mitteilung sogar häufig bei den tiefhumosen Böden starke Dichtlagerung und plattiges Gefüge festgestellt, Eigenschaften, die ausgesprochen negativ zu beurteilen sind. Sie könnten z. T. auf das höhere Alter dieser Böden, im Gegensatz zu den normalhumosen Parabraunerden zurückgeführt werden.

Für die bodenkundliche Praxis kann daraus die Frage nach der Berechtigung einer höheren Zustandsstufe gestellt werden, zum anderen könnten Flächen mit tiefhumosen Böden bei scheinbar optimalem Profilbild im Bohrstock durchaus für meliorative Gefügeverbesserungen interessant sein. Diskutable Werte über die positiven und negativen Eigenschaften der Humusrelikte sollen aber ausreichende Analysen erst noch erbringen.

5. 5. Bodentypologische Kennzeichnung

Mit der tiefreichenden Humosität werden in einem großen geographischen Raume besondere genetische und funktionelle Bodenverhältnisse ausgedrückt, die in der bodentypologischen Bezeichnung ihren Ausdruck finden müßten. Eine gesonderte Typenbezeichnung dafür zu verwenden, wäre verfehlt, da hier ein relikthisches Merkmal, das in vielen Typen vorkommt, den heutigen dynamischen Prozessen gegenübersteht. Dagegen scheint es aber angebracht, bei Kartierungen und Feld- und Laboruntersuchungen diesen Böden das Adjektiv „tiefhumos“ als genetischen Ausdruck voranzustellen. Tiefreichende Humosität kommt z. B. bei Anmoorböden, Podsolen, Plaggenböden und in Akkumulationslagen ebenfalls vor, dort versteht sie sich aber aus der Typenbezeichnung von selbst. Die Bezeichnung „tiefhumos“ als qualitative Modifikation (Subtyp) bei den Parabraunerden o. ä. kann genetisch kaum mißverstanden werden. Bei der Horizontierung wäre zur Kennzeichnung dieser tiefreichenden Humosität das Symbol *rlk A* (relikt A) dem *A₃*, *g* oder *B* voranzustellen.

Schriften-Nachweis

- AVERDIECK, F. R. & DÖBLING, H.: Das Spätglazial am Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 341-362, Krefeld 1959.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, S. 49-82, Öhringen 1954.
- BRELIE, G. V. D.: Briefliche Mitt. zur Pollenanalyse. Krefeld 1963.
- BRUNNACKER, K.: Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, S. 83-86, Öhringen 1954. - - Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, S. 43-48, Öhringen 1956. - - Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. - Geol. Jahrb., 76, S. 129-150, Hannover 1959. - - Bemerkungen zur Parabraunerde. - Geol. Jahrb., 76, S. 561-576, Hannover 1959. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavaria, 43, S. 74-150, München 1960.

- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 16-26, Öhringen 1951.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 7, S. 49-77, Öhringen 1956. - - Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 54, S. 1-25, Wien 1962.
- FIRBAS, F.: Über das Verhalten der Artemisia in einigen Pollendiagrammen. - Biol. Zentralblatt, 67, S. 17-21, Leipzig 1948. - - Waldgeschichte Europas I, II. 736 S., Fischer Jena 1949 u. 1952. - - Synchronisierung der Mitteleuropäischen Pollendiagramme. - Danmarks Geologiske Undersøgelse (II), 80, S. 12-21, Kopenhagen 1954.
- FRANZ, H.: Zur Kenntnis der „Steppenböden“ im pannonischen Klimagebiet Österreichs. - Z. Die Bodenkultur, 8, S. 125-135, Wien 1955. - - Zur Kenntnis der jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raume von Retz. - Verh. Geol. Bundesanst., S. 146-196, Wien 1957.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 267-282, Krefeld 1959.
- HALLIK, R.: Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 116-124, Öhringen 1962.
- HALLIK, R. & KUBITZKI, K.: Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel-Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 12, S. 92-98, Öhringen 1962.
- HOHNVEHLMANN, J.: Vergesellschaftung, Entstehung und Eigenschaften der Böden im Soester Hellweggebiet. Diss. Bonn 1963.
- HOLLSTEIN, W.: Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland M. 1 : 1 000 000. Hannover 1963.
- KAISER, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 9, S. 110-129, Öhringen 1958.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. 392 S. Ferdinand Enke-Verlag Stuttgart 1953.
- LAATSCH, W.: Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. - Jahrbuch Halleschen Verbd. Erforsch. mitteld. Bodenschätze, 13, S. 57-112, Halle 1934. - - Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. 280 S., Steinkopff Dresden u. Leipzig 1957.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H.: Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westf. M. 1 : 300 000. Hannover 1953.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. 270 S. DLG-Verlag Frankfurt/M. 1962.
- MÜLLER, E. H.: Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildung in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 255-265, Krefeld 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 12, S. 165-230, Öhringen 1962.
- POSER, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- u. Westeuropa. - Die Naturwissenschaften, 35, S. 269-276, Berlin 1948. - - Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 27-55, Öhringen 1951.
- REUTER, G.: Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs. - Wiss. Abh. D. Akad. Landw. Wiss. Berlin, 49, 128 S., Berlin 1962.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M.: Lössen und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie, 10, S. 9-20, Berlin 1961.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Bodenkunde I, 250 S. - Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart 1956.
- SCHAEFFER, F., FÖLSTER, H. & MEYER, B.: Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartiger Böden. - Z. Chemie d. Erde, 20, S. 502, Jena 1959/60.
- SCHNEEKLOTH, zit. von GRAHLE, H. O.: Vortrag zur Tagg. N. W.-deutscher Geol. in Nienburg/Weser, 21. 5. 1964.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden in nicht vereisten Gebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 109-129, Öhringen 1951. - - Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 8, S. 5-17, Öhringen 1957. - - Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. - 7. Congr. Soil-Science, Sect. V. S. 283, Madison 1960.
- SCHÜTRUMPF, R.: Das Spätglazial. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, S. 41-51, Öhringen 1955.
- SELLE, W.: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, S. 112-119, Öhringen 1952.

- STREMME, H.: Die Steppenschwarzerden. - Handbuch d. Bodenlehre III, S. 257-294, Springer Verlag, Berlin 1940. - - Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. Erläuterungen und Bodenkarte, M. 1 : 1 000 000. - Petermanns Mitt., Ergänz.H. 226, Gotha 1936. - - Internationale Bodenkarte von Europa, M. 1 : 2 500 000. Gea-Verlag Berlin 1937.
- TACKENBERG, K.: Fundkarten zur Vorgeschichte der Rheinprovinz. - Bonner Jb., Beiheft 2, Bonn 1954.
- WILHELMY, H.: Das Alter der Schwarzerde und Steppen Mittel- und Osteuropas. - Z. Erdkunde, 4, S. 5-34, Bonn 1950.
- WILENSKI, D. G.: Bodenkunde, 490 S. Deutscher Bauernverlag Berlin 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter I. 374 S. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1954.
- ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. - Abh. hess. L.Amt Bodenforsch., 37, 46 S., Wiesbaden 1962.
- Bodenkarten auf Grundlage der Bodenschätzung M. 1 : 5000. Bearbeitet vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen. Herausg. v. Landesvermessungsamt Nrh.-Westf., 1952-1963.

Manusk. eingeg. 16. 7. 1964.

Anschrift des Verf.: Dr. Erwin Kopp, Institut für Bodenkunde der Universität, Bonn, Nußallee 13.

Über Aufbau und Altersgliederung des Holozäns der Lüneburger Elbmarsch ¹⁾

Von JOBST-HENRICH BENZLER, Hannover

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung. Zu Beginn des Holozäns waren die glazifluvialen Sande des Elburstromtales von Schmelzwasserrinnen durchzogen, in denen teilweise die alten Elbarme verliefen. Diese Sande wurden zu Dünen aufgeweht, auf denen sich Podsole bildeten. Während des gesamten Holozäns lagerte die Elbe an ihren Ufern lehmig-sandige, im Hinterland tonreiche Sedimente ab, die sich mit Torfen in verlandeten Altarmen und im Sierland verzahnen. Die Bedeichung im Mittelalter beendete die allgemeine Sedimentation. Nur bei Deichbrüchen kamen örtlich fächerförmige Sanddecken zur Ablagerung.

Das Alter von Torflagen und Humusdwoegen innerhalb der tonigen Sedimente wurde mittels ¹⁴C-Untersuchung bestimmt, ebenso von Holzkohle aus den Dünenpodsolen.

Summary. At the beginning of the Holocene the glaciofluvial sands of the Elbe glacial stream valley were traversed by channels of melting waters, through which the old arms of the river Elbe were flowing. The winds accumulated these sands to dunes, on the top of which podzols were formed. During the whole of the Holocene the river Elbe deposited loamy-sandy sediments on the higher zone near the banks, but clayey sediments in the lower zone of the back land. These clayey sediments alternate with peat layers in dead channels of the river Elbe and in the back land. General sedimentation ended through diking during the Middle Ages. Only fan-like sandy layers were deposited locally where dikes were broken.

The ages of peat layers and „Humusdwoegen“ (humic horizons of fossil soils) between clay sediments, and also of charcoal in the dune podzols were determined by the ¹⁴C method.

Seit 1962 führt das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung in Hannover im Rahmen des Küstenplanes geologisch-bodenkundliche Kartierungen in der Lüneburger Elbmarsch zwischen Winsen/Luhe und Bleckede durch. Neben einer Übersichtskartierung des gesamten Gebietes im Maßstab 1 : 25 000 werden bestimmte Bezirke, die für Flurbereinigungs- und Meliorationsmaßnahmen von besonderer Bedeutung sind, im Maßstab 1 : 5000 aufgenommen. Die Bohrtiefe beträgt normalerweise 4 Meter. Im Zusammenhang mit dem Bau der Staustufe Geesthacht erbohrte die hydrogeologische Abteilung des NLFb mehrere Profile bis 10 Meter Tiefe durch die gesamte Lüneburger Elbmarsch. Aus diesen Unterlagen wurde der schematische Schnitt durch die Elbmarsch (Abb. 1) zusammengestellt. Die dabei verwendeten Symbole für die einzelnen Folgen der verschiedenen Ablagerungsperioden (m_1 — m_3 , u_1 — u_2 , O_1 — O_4) entsprechen den Angaben bei W. MÜLLER (1962).

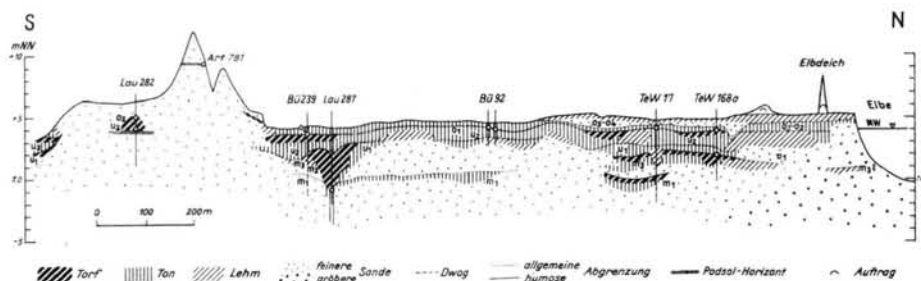


Abb. 1. Schnitt durch die Lüneburger Elbmarsch (schematisch).

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg am 8. 10. 1964.

Zu Beginn des Holozäns war das Elbe-Urstromtal zwischen Bleckede und Winsen/Luhe erfüllt von glazifluviatilen Sanden, deren Korngröße von unten nach oben abnahm. Schmelzwasserrinnen zerschnitten das Gebiet, in denen streckenweise die alten Elbarme verliefen. Diese Sande wurden weithin zu Dünen aufgeweht, deren höchste Punkte heute bei etwa +11 m NN liegen. Auf diesen Dünen bildeten sich Podsole unterschiedlicher Mächtigkeit und Höhenlage, die später bei Verlagerungen der Dünen teils abgeweht, teils überdeckt wurden und heute meist nur noch in Resten erhalten sind.

Im Altholozän setzte in den Rinnen des Gebietes Verlandung und Vermoorung ein. Die Kalkmudden, die sich am Grund der Rinnen finden, dürften ihren Kalkgehalt vom Geschiebemergel der benachbarten Hochflächen erhalten haben. In Altarmen und im Sietland am Rand der höheren „Vorgeest“ kam es zur Bildung mehrere Meter mächtiger Torfe, vorwiegend Bruchwaldtorfe. Anschließend begann die Sedimentation von meist tonreichem Material (bis 80% Teilchen unter $2\ \mu$). Diese Sedimentation wurde verstärkt, als durch den Anstieg des Meeresspiegels der tidebedingte Rückstau des Flusses bis in die Lüneburger Elbmarsch reichte. Die Ablagerungen erfolgten nicht gleichmäßig, sondern in wechselnder Stärke. Dazwischen kam es immer wieder zur Bildung geringmächtiger Torflagen, die das Sediment gliedern. Die Tone enthalten oft größere Mengen organischer Substanz und sind durchweg kalkfrei. Sie stammen wohl überwiegend vom Oberlauf des Flusses und von den benachbarten Hochflächen. Ob sich auch Material aus dem Tidebereich dabei befindet, das stromauf mit der Tide gewandert sein müßte, läßt sich noch nicht entscheiden. Von Dr. HALLIK, Hamburg, und Dr. BENDA, Hannover, durchgeführte Diatomeenanalysen blieben ergebnislos, da die Diatomeen der fraglichen Schichten bis zur Unkenntlichkeit aufgearbeitet und nicht mehr bestimmbar waren.

An der Elbe bildete sich ein Uferwall aus lehmig-sandigem Material, das großenteils vom gegenüberliegenden schleswig-holsteinschen Steilufer stammen dürfte, in das sich die Elbe ständig weiter hineingenagt hat. Zur Karolingerzeit war das gesamte Elbtal von einer Kleidecke überzogen, aus der die Dünen als einzelne Kuppen oder als langgestreckte Rücken herausragten. Die Elbe, die heute durch Deiche und Buhnen in ein festes Bett am Nordrand der Marsch gezwungen wird, zog sich damals in zahlreichen Armen durch das Gebiet, von denen die Wetteren, die Ilau und die Unterläufe von Neetze und Ilmenau der Rest sein dürften. Sie waren so flach, daß Karl der Große die Elbe bei Lauenburg auf Furten durchschreiten konnte.

Die allgemeine Sedimentation fand mit der Bedeichung der Elbmarschen im Mittelalter ihr Ende. Bei Deichbrüchen, die bis ins 18. Jahrhundert ständig auftraten, kam es örtlich noch zur Sedimentation. Um die tief ausgekolkten Bracks herum schütteten die eingebrochenen Wassermassen Sandfächer bis zu 2 km Durchmesser, die im Zentrum mehr als 2 Meter Mächtigkeit aufweisen. Der hohe Anteil nordischen Materials, insbesondere an Feldspäten, und bis zu 3 mm großen Glimmerplättchen deuten darauf hin, daß diese Sande nicht weit transportiert wurden. Wahrscheinlich stammen auch sie vom gegenüberliegenden Steilufer.

Bei der allgemeinen, durch die vorherrschenden Westwinde bedingten Ostwärtswanderung der Dünen wurden am Osthang der Dünen vielfach tonige Sedimente durch Sandüberwehung überlagert.

In jüngster Zeit wurden die Außendeichsflächen an der Elbe weithin mit Sanden aufgespült, die beim Ausbaggern und Begradigen des Flusses anfallen.

Zur Altersgliederung der Sedimente wurden die zwischengeschalteten Torfe und fossilien Bodenbildungshorizonte (Humusdwöge) benutzt, die im NLFb von Herrn GEYH auf ^{14}C untersucht wurden. Die Entnahmepunkte und Tiefen sind in Abb. 1 angegeben.

Die tiefste Rinne, in der heute die Neetze verläuft, reicht bis 4 m unter NN. In ihr befindet sich ein mehrere Meter mächtiger Torf, dessen Wachstum im Boreal (6470 ± 80 v.

Chr. Geb., Probe Lau 287) begann und bis ins Subboreal (2110 ± 100 v. Chr. Geb.) dauerte. Eine weniger mächtige Torflage bei +2 m NN gehört ins Ende des Atlantikums — m_3 nach W. MÜLLER — (3040 ± 70 v. Chr. Geb., TeW 168a), eine darüber liegende bei etwa +3,5—4,0 m NN ins Subboreal — u_2 nach W. MÜLLER — (180 ± 70 bzw. 280 ± 72 v. Chr. Geb., TeW 168a bzw. Bü 239). Die ungefähr +4—4,5 m NN liegenden Humusdwöge sind subatlantisch — o_1 nach W. MÜLLER — (550 ± 70 bzw. 640 ± 60 nach Chr. Geb., TeW 17 bzw. Bü 92), ebenso eine dazugehörige humose Rinnenfüllung (470 ± 50 nach Chr. Geb., Bü 92).

In einem Tümpel am Dünenfuß dauerte das Torfwachstum nach ^{14}C -Untersuchung vom Subboreal (530 ± 60 v. Chr. Geb., Lau 282) bis ins Subatlantikum (930 ± 50 nach Chr. Geb.).

Holzkohle aus dem Bleichhorizont eines Podsoles auf einer Düne (Art 781) hatte ein Alter von 1820 ± 75 v. Chr. Geb., ist also bronzezeitlich.

Auf den Dünen, die in der ständig von Hochwasser bedrohten Elbmarsch bis zur Bedeichung die einzig sicheren Siedlungsstellen waren, fanden sich verschiedene vorgeschichtliche Siedlungsplätze. Nach den bisher gefundenen Scherben, die von Dr. NOWOTHNING, Hannover, und Dr. KÖSTER, Lüneburg, bestimmt wurden, handelt es sich um Siedlungen aus dem Zeitraum von der Bronzezeit bis zum Mittelalter. Nähere Untersuchungen sollen noch erfolgen.

Aus den vorliegenden Daten ergibt sich, daß Sedimentation und Torfbildung in der Lüneburger Elbmarsch während des gesamten Holozäns erfolgten, wobei bald die eine, bald die andere vorherrschte, wie aus der Wechsellagerung von Ton und Torf hervorgeht. Die Altersangaben zeigen ferner, daß sich diese verschiedenen Ablagerungsfolgen in das für die küstennahen Marschengebiete aufgestellte Schema einordnen lassen, obwohl wir uns hier am äußersten Rande des Tidebereiches befinden. Die Korrelierung einzelner Schichten ist aber hier viel schwieriger als in Küstennähe. Durch die häufige Verlagerung der alten Elbarme ist die ursprüngliche Schichtung weithin zerstört. Der starke Wechsel der Schichten in horizontaler und vertikaler Richtung sowie die sehr unterschiedliche Setzung infolge sehr unterschiedlicher Bodenarten an den verschiedenen Stellen erschwert die Zuordnung einzelner Horizonte über größere Entfernungen hinweg. Außerdem steigt die Geländeroberfläche der Elbmarsch von Winsen bis Bleckede von etwa +2 m auf +8 m NN an. Eine sichere Korrelierung einzelner Schichten ist daher oft nur bei einer Feinkartierung möglich.

Literaturverzeichnis

- BENZLER, J.-H.: Beihefte zu Blatt Tespe-West und Bütlingen der Geologisch-bodenkundlichen Karte der niedersächsischen Marschen 1 : 5000, herausgegeben vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1964. - - Bodenkundliche Karte der Marschengebiete 1 : 25 000, Blatt Artlenburg und Lauenburg, herausgegeben vom NLFb, Hannover (im Druck).
- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgression der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. - Eiszeitalter und Gegenwart 13, S. 197-226, 1962.

Manusk. eingeg. 2. 3. 65.

Anschrift des Verf.: Dr. J.-H. Benzler, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus.

Die Umgestaltung des glazigenen Reliefs der norddeutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Uelzener Beckens ¹⁾

VON JÜRGEN HAGEDORN, Göttingen

Mit 3 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Der Einfluß der weichseleiszeitlichen periglazialen Formung auf die Umgestaltung der Altmoränengebiete wird am Beispiel des im Norddeutschen Tiefland gelegenen Uelzener Beckens untersucht. Dieses Gebiet erhielt seine grundlegende Formung durch das Warthe-Inlandeis und lag während der Weichsel-Eiszeit im periglazialen Bereich.

Es werden zwei Beispiele für eine durch fluviale und solifluidale Prozesse verursachte Reliefumkehr im kleinen gezeigt. Eine Abschätzung der Größenordnung der Abtragung im Beckenbereich 1.) seit dem Rückzug des Warthe-Eises und 2.) seit dem Eem-Interglazial wird ermöglicht 1.) durch die Umkehr der Entwässerung nach dem Eiszerfall und 2.) durch die Höhenlage Eemzeitlicher Ablagerungen über dem heutigen Beckenboden. Danach muß man mit einer allgemeinen Erniedrigung des Beckenbodens um etwa 20 m seit der ausgehenden Warthe-Zeit rechnen; davon sind etwa 10 m allein der weichseleiszeitlichen Abtragung zuzuschreiben.

S u m m a r y. The study deals with the influence of the Weichselian periglacial shaping on the modification of older moraine areas; the basin of Uelzen, which is part of the North German lowland, has been taken as an example. It was by the inland-ice of the Warthe-period that this area was fundamentally formed, and during the Weichselian period it was subject to periglacial processes.

Two examples of a small-scale relief inversion caused by fluvial and soliflual processes are demonstrated. A calculation of the dimension of denudation in the basin itself, which has taken place 1.) since the retreat of the Warthe-glaciers and 2.) since the Eem interglacial stage, is possible; it is based 1.) upon the inversion of the drainage after the shrinkage of the ice and 2.) on the altitude of Eem interglacial sediments above the present basin bottom. According to these data an average degradation of the basin bottom of about 20 metres since the late Warthe period must be assumed; about 10 metres of this account are due to the Weichselian denudation exclusively.

Seitdem sich — vor allem als Ergebnis der Arbeiten GRIPPS (1924, 1925 u. a.) — die Erkenntnis durchgesetzt hat, daß die weichseleiszeitlichen periglazialen Formungsprozesse wesentliche Reliefunterschiede zwischen Jung- und Altmoränengebieten hervorgerufen haben, hat sich die Forschung um eine genauere Kenntnis des Ausmaßes der weichseleiszeitlichen Abtragung und Formung in den Altmoränengebieten bemüht. V. MILTHERS (in JESSEN & MILTHERS 1928), GRIPP (1938) und DEWERS (1934, 1950) sprachen sich dabei für eine erhebliche weichseleiszeitliche Abtragung aus und leiteten Abtragungsbeträge von 10 m und mehr ab; aber DEWERS selbst schränkte in einer anderen Arbeit (1941) die Abtragungsleistung in den norddeutschen Periglazialgebieten der Weichseleiszeit wieder wesentlich ein. Von den jüngeren Forschungen lassen die Untersuchungen PICARDS (1959) in Westholstein eher auf eine große Bedeutung der periglazialen Abtragung für die Umgestaltung des Altmoränenreliefs schließen, während ILLIES (1955) und H. HAGEDORN (1961) den periglazialen Prozessen nur eine unbedeutende Überformung des älteren Reliefs zuschreiben möchten. Aufgrund von Untersuchungen im Uelzener Becken (J. HAGEDORN 1964) glaube ich zu dieser Frage einige neue Hinweise beitragen zu können.

Das Uelzener Becken ist ein Teil der nordöstlichen Lüneburger Heide. Ein im Mittel 50 m ü. NN gelegener flacher Beckenboden, in den die Täler der Ilmenau und ihrer Nebenflüsse nur wenig eingetieft sind, wird allseitig von bis zu 130 m ü. NN ansteigenden Höhen umrandet. Diese Beckenumrandung wird im W, S und E durch gleichaltrige warthezeitliche Stauchmoränen gebildet, die sich im W und SW an die äußerste Randlage

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung am 10. Oktober 1964 in Lüneburg.

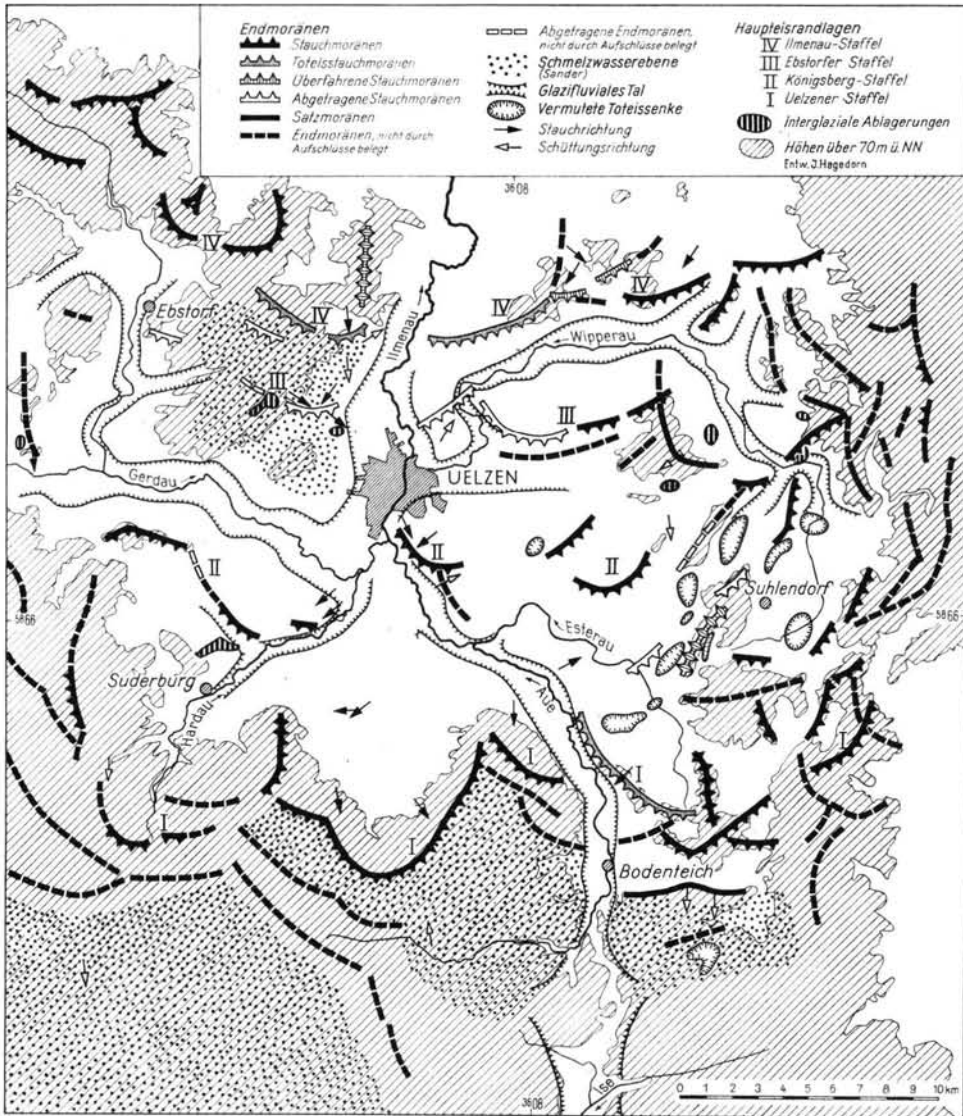


Abb. 1. Glazialmorphologische Übersichtskarte des Uelzener Beckens.

des Warthe-Eises anlehnen (vgl. Abb. 1). Im N wird das Becken durch die Stauchmoränen eines jüngeren warthezeitlichen Gletschervorstoßes abgeriegelt. Endmoränenreste untergeordneter Eisrandlagen befinden sich im Inneren des Beckens, das in groben Zügen die Umrisse eines ehemaligen Zungenbeckens wiedergibt. Sanderflächen, die einigen Endmoränen vorgelagert sind, und die in den größeren Talungen erkennbaren glazifluvialen Täler kennzeichnen die Entwässerung der Eisrandlagen der Warthezeit.

Die Zeugnisse der wechseleiszeitlichen Abtragung und Formung sind uns am deutlichsten in der Vielzahl der Dellen und Flachmuldentäler in den Gebieten flacheren Reliefs vor allem des Beckeninnern und in dem dichten Netz steilhängiger Trockentäler an den steileren Abdachungen vor allem der Beckenumrandung überliefert. Einzelbeobachtungen

lassen erkennen, daß die Umgestaltung des Reliefs während der Weichseiszeit über die Einschneidung dieser Täler durchaus hinausging. Das sei an zwei Beispielen gezeigt.

Den Endmoränen der südlichen Beckenumrahmung ist der bereits von WOLDSTEDT (1939) genannte Bokeler Sander vorgelagert. Daraus erhebt sich im E, am Rande der nach WOLDSTEDT durch Toteisschmelzen entstandenen Senke von Reinstorf, die Kuppe des Fahrbergs. Die Bearbeiter der Geologischen Übersichtskarte von Nordwestdeutschland (1951) sahen in ihm noch den Teil einer Endmoräne. Ein Vergleich der Höhenlage der Kuppe mit der des Sanderansatzes an den Endmoränen und Aufschlüsse auf der Kuppe zeigen aber, daß hier zweifellos ein Teil des ehemaligen Sanders vorliegt. Die Kuppe wird aus ungestörten feinsandigen bis tonigen Sedimenten aufgebaut (Abb. 2), so daß man nach Korngröße und Art der Lagerung sogar auf einen ehemaligen Senkenbereich in der Sanderfläche schließen kann. Man könnte hier also von einer Reliefumkehr im kleinen sprechen.

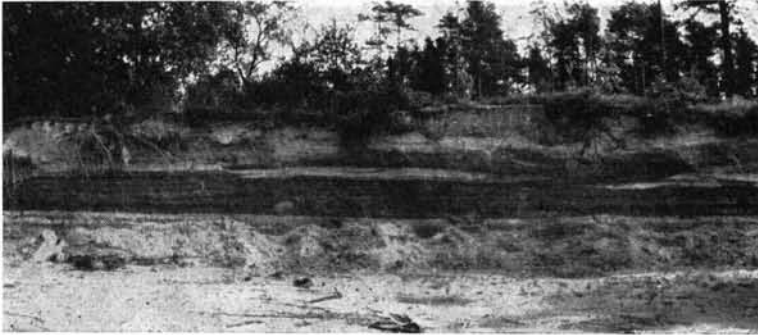


Abb. 2. Beckensedimente in ungestörter Lagerung auf der Kuppe des Fahrbergs, westlich Bodenteich.

Diese Reliefumkehr ist nicht allein dem Toteis zuzuschreiben. Es läßt sich vielmehr erkennen, daß fluviale Täler den Fahrberg im N und S aus der ehemaligen Sanderfläche herausgeschnitten haben. Diese Täler werden heute kaum durchflossen. Ihrer Form nach unterscheiden sie sich nicht von anderen trockenen Tälern im Uelzener Becken und seiner Umrandung und müssen wie diese als im wesentlichen unter den periglazialen Bedingungen der Weichseiszeit entstanden angesehen werden.

Eine andere Beobachtung erhellt die von den Dellen ausgehende Abtragungs- und Formungswirkung: Nördlich von Hamerstorf war in einer Kiesgrube der Querschnitt einer ehemaligen Delle zu erkennen, die mit Abtragungsschutt verfüllt und nicht reaktiviert worden ist (Abb. 3). Vielmehr entstanden durch Eintiefung an anderer Stelle neue Dellen, so daß sich über der verschütteten Delle fast schon eine Reliefumkehr anbahnt.



Abb. 3. Anfänge einer Reliefumkehr über schutterfüllter ehemaliger Delle, nördlich Hamerstorf.

Durch solche Verlegung von Dellen muß der flächenhafte Charakter der periglazialen Abtragung, der in den im Beckeninnern überlieferten flachen Hohlformen erkennbar ist, noch verstärkt worden sein. Das verdient Beachtung, wenn wir uns an eine Abschätzung des Betrages der Abtragung im Uelzener Becken heranwagen.

Bei dieser Abschätzung kann man davon ausgehen, daß die heute zur Elbe gerichtete Entwässerung des Uelzener Beckens ursprünglich über das heutige Isetal und das Oertzetal nach S zum Allerurstromtal erfolgte, was sich im Relief deutlich widerspiegelt (vgl. dazu die Höhenschichtenkarte der Lüneburger Heide von OLBRICHT 1910). Dieser Abfluß muß mindestens solange bestanden haben, wie die Entwässerung nach N durch das warthezeitliche Inlandeis plombiert war. Da im Uelzener Becken nicht mehr überfahrene Ablagerungen eines Stausees fast völlig fehlen, kann man nicht auf einen nach dem Eisrückgang vorhandenen Zungenbeckensee mit einem Überlauf an der niedrigsten Stelle seines Randes schließen, sondern muß annehmen, daß das Ilmenautal mit seinen Nebentälern ursprünglich das Oberlaufgebiet des Isetales und z. T. des Oertzetales im Uelzener Becken darstellte. Diese Annahme wird dadurch gestützt, daß die Täler aller größeren Ilmenau-Nebenflüsse einen etwas nach S gerichteten Verlauf zeigen, an der Mündung aber nach N verschleppt werden. Die Ise wurde demnach durch die von der wesentlich tiefer als das Allertal gelegenen Erosionsbasis des Elbetales rückschreitende Erosion ihres Oberlaufgebietes beraubt.

Die Talwasserscheiden zwischen Ilmenau und Ise bzw. zwischen Gerdau und Oertze liegen heute bei 70 m ü. NN. Da eine Aufschotterung im Wasserscheidenbereich nach der Gefällsumkehr nicht anzunehmen ist und auch nicht mit einer tektonischen Absenkung des Uelzener Beckens gerechnet werden kann, muß man schließen, daß das ehemalige Oberlaufgebiet der nach S entwässernden Flüsse im Uelzener Becken mindestens in Höhe der heutigen Wasserscheide gelegen hat, d. h. ebenfalls 70 m ü. NN. Heute liegt der Beckenboden im Mittel 50 m ü. NN. Daraus ergibt sich eine Abtragung seit der Gefällsumkehr von etwa 20 m, und zwar weitgehend flächenhaft.

Auf die Gefällsumkehr der Ilmenau hat bereits ILLIES (1952) aufgrund von Untersuchungen im Unterelbegebiet hingewiesen. Er stellt sie zeitlich für den Bereich des Uelzener Beckens in das Weichsel-Hochglazial (1952, S. 551). Die Verhältnisse im Uelzener Becken bestätigen diese Datierung nicht. U. a. liegen hier alle bekannten eemzeitlichen Ablagerungen, die nur randlich erhalten sind (vgl. Abb. 1), etwa 60 m ü. NN. Ungefähr soweit muß also der Beckenboden bereits bis zur Eemzeit abgetragen worden sein. Das ist aber nach der oben gegebenen Ableitung wiederum nur nach einer vorher erfolgten Gefällsumkehr denkbar. Diese dürfte daher in die Zeit unmittelbar nach dem Rückzug des Wartheeises bis zum Elbetal fallen. In der ausgehenden Warthezeit wurde demnach der Beckenboden bereits um etwa 10 m erniedrigt. Es bleibt dann noch ein Abtragungsbetrag von weiteren 10 m, den wir im wesentlichen den weichseleiszeitlichen Vorgängen zuschreiben müssen; denn die Abtragung im Holozän kann bei der ohnehin gegebenen Ungenauigkeit der Abschätzung vernachlässigt werden.

Dieser sehr erhebliche Betrag der weichseleiszeitlichen periglazialen Abtragung könnte fast unmöglich erscheinen, wenn man an manche neueren Beobachtungen aus den rezenten Periglazialgebieten denkt, die eher eine Reduzierung der bisherigen Schätzungen über die periglaziale Abtragung in den nicht vereisten Gebieten Mitteleuropas nahelegen, wie z. B. die Untersuchungen von KLIMASZEWSKI (1960) auf Spitzbergen. Aber es ist zu beachten, daß die Altmoränengebiete aus Lockergestein aufgebaut sind, aus Material also, das, ohne der Aufbereitung durch die Verwitterung zu bedürfen, nach dem sommerlichen Auftauen den periglazialen Abtragungsprozessen leichte Arbeit gab. Auch ist im speziellen Falle des Uelzener Beckens wahrscheinlich zu berücksichtigen, daß durch die Gefällserhöhung nach der jungen fluvialen Anzapfung hier besonders günstige Bedingungen für den fluvialen Abtransport des durch Solifluktion und flächenhaft wirkende Abspülung den größeren

Tälern zugeführten Materials gegeben waren. Der heutige Beckenboden erweist sich also als eine Abtragungsfläche. Damit wird zugleich erklärt, warum diese Fläche sehr unterschiedliches glazigenes Material überspannt. Auch ehemalige Endmoränen sind fast völlig in diese Fläche einbezogen worden, z. T. allerdings durch glazifluviale Abtragung, und nur geologische Aufschlüsse ermöglichen uns stellenweise noch den Schluß auf ehemalige Vollformen, die durch Eisvorstöße geschaffen wurden. Da mit ähnlichen Verhältnissen auch in anderen Teilen des norddeutschen Tieflandes gerechnet werden muß, ist es notwendig, die mögliche weichseleiszeitliche Abtragung bei Versuchen einer Feingliederung der Warthezeit und älterer Eiszeiten mit Hilfe der Verknüpfung von Eisrandlagen als bedeutenden Unsicherheitsfaktor zu berücksichtigen.

Zitierte Literatur:

- DEWERS, F.: Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. - Abh. naturw. Ver. Bremen 29, 33-47, Bremen 1934. - - Das Diluvium. In: Das Känozoikum in Niedersachsen. - Geologie und Lagerstätten Niedersachsens 3 - Schr. Wirtschaftswiss. Ges. z. Studium Nieders. NF 3, S. 53-267, Oldenburg 1941. - - Einige charakteristische Züge der Oberflächengestalt des norddeutschen Flachlandes. - N. Archiv f. Niedersachsen, 18, 475-488, Bremen-Horn 1950.
- GRIPP, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 36, 159-245, Hamburg 1924. - - Über eine morphologische Grenze im nordwestdeutschen Flachlande und deren Bedeutung. - Z. deutsch. geol. Ges. 77, Monatsberichte, 128-130, Berlin 1925. - - Der Oberflächenabtrag im Alt-Diluvium und seine Bedeutung für das Vorkommen paläolithischer Funde. - Offa 4, 59-82, Neumünster 1939.
- HAGEDORN, H.: Morphologische Studien in den Geestgebieten zwischen Unterelbe und Unterweser. - Göttinger geogr. Abh. 26, Göttingen 1961.
- HAGEDORN, J.: Geomorphologie des Uelzener Beckens. - Göttinger geogr. Abh. 31, Göttingen 1964.
- ILLIES, H.: Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes. - Geol. Jb. 66, 525-558, Hannover 1952. - - Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 7-54, Hamburg 1955.
- KLIMASZEWSKI, M.: Geomorphological Studies of the Western Part of Spitzbergen between Kongsfjord and Eidembukta. - Zeszyty Naukowe Univ. Jagiellönskiego 32, Prace Geograficzne Z. I, 93-167, Krakow 1960.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany. - Danmarks geol. Unders., II. R., 48, Kobenhavn 1928.
- PICARD, K.: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. - N. Jb. Geol. Paläont., Monatshefte 6, 259-272, Stuttgart 1959.
- WOLDSTEDT, P.: Die Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. - Abh. naturw. Ver. Bremen 31, 236-246, Bremen 1939.

Karten:

- OLBRICHT, K.: Höhenschichtenkarte der Lüneburger Heide 1 : 200 000. - Petermanns Geogr. Mitt. 56, Gotha 1910.
- BENTZ, A. (Herausg.): Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1 : 300 000. - Hannover 1951.

Manusk. eingeg. 2. 3. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. J. Hagedorn, 34 Göttingen, Herzberger Landstr. 2, Geographisches Institut der Universität.

Zur Altersstellung der Torfe und Gytjen von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz

Von ILSE PETERS, Bonn

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung. Die in den Tongruben Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern vorkommenden Torfe und Gytjen wurden pollenanalytisch untersucht, um dem immer noch nicht geklärten Datierungsproblem der dort angeschnittenen Pleistozänserien näher zu kommen.

Für die Ablagerung der Herxheimer Torfe ergab sich eine subarktische Klimaphase, die den Beginn oder das Ende einer Warmzeit, aber auch ein Interstadial während einer Kaltzeit bezeichnen kann. Die nähere Zuordnung zu einem bestimmten Interglazial bzw. Glazial ist nach den pollenanalytischen Ergebnissen allein jedoch nicht möglich.

Die Torfe und Gytjen der nur wenige Kilometer voneinander entfernt liegenden Tongruben Jockgrim und Rheinzabern sind gleichaltrig. Die spurenweise in ihnen enthaltenen tertiären Gattungen *Tsuga*, *Castanea*, *Pterocarya* und *Carya* sowie auch *Fagus* sprechen für ein frühpleistozänes Alter der Torfe. Da aus dem süddeutschen Raum bisher noch keine vollständigen Pollendiagramme aus dem Altpleistozän vorliegen, ist die sichere stratigraphische Einordnung der Jockgrimer und Rheinzaberner Torfe vorläufig nicht möglich.

Summary. In order to clarify the Pleistocene successions present in the clay-pits at Herxheim, Jockgrim and Rheinzabern in Vorderpfalz, a pollen analysis has been made of peat and silt deposits. The following results have been obtained:

1) The Herxheim peat-layers can be assigned to a subarctic phase, which may belong either at the beginning or end of any Interglacial or Interstadial. The pollen diagrams do not permit a definite dating.

2) The clay-pits of Jockgrim and Rheinzabern are located not far apart and the peat- and silt-layers are of the same age. They contain pollen of the Tertiary forms: *Tsuga*, *Castanea*, *Pterocarya* and *Carya* and also some *Fagus*. These indicate a lower Pleistocene age for the deposits. Up to now, no complete pollen diagrams are available for the southern German area. Therefore it is not possible at present to date definitely the deposits of Jockgrim and Rheinzabern.

Einleitung

Die in den Tongruben Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern (Vorderpfalz) aufgeschlossenen Pleistozänserien sind bereits mehrfach Gegenstand stratigraphischer und paläontologischer Untersuchungen gewesen (SCHWEGLER 1935, PLEWE 1938, KUSS 1961). Dabei ist es jedoch bisher nicht gelungen, einen sicher datierbaren Leithorizont zu finden, der einen Hinweis für die Einstufung der übrigen Schichten geben würde.

Im Zuge einer vom Geographischen Institut Bonn durch Frau S. HAFNER ausgeführten Dissertation, die sich mit der Quartärmorphologie der Vorderpfalz befaßt, übertrug mir Herr Professor Dr. Dr. h. c. C. TROLL die pollenanalytische Bearbeitung der Torfe von Herxheim, Jockgrim und Rheinzabern.

Im Frühjahr 1963 wurde mit der Probenentnahme begonnen. Erst nachdem bereits ein Teil des gesammelten Materials bearbeitet war, erfuhr ich von den gleichlaufenden Untersuchungen von Herrn Dr. E. KOLUMBE, Hamburg. Nach Rücksprache mit Dr. KOLUMBE stellte ich meine Untersuchungen sofort ein. Da jedoch die Kenntnis der pollenanalytischen Ergebnisse für die Dissertation von S. HAFNER von großem Interesse war, wurde auf Wunsch von Herrn Professor TROLL die begonnene Arbeit wieder aufgenommen. Ich führte sie soweit fort, wie es für die Klärung des mir gestellten Fragenkomplexes notwendig war. Die hier mitgeteilten Ergebnisse sind somit nur als vorläufige zu werten. Die eingehende Bearbeitung der Torfe und Gytjen erfolgt weiterhin durch Dr. KOLUMBE, der über ein sehr reichhaltiges Material verfügt. Ich danke Herrn Dr. KOLUMBE für seine gleich zu Anfang geäußerte, selbstlose Bereitwilligkeit, mich an der Bearbeitung der genannten Torfvorkommen teilnehmen zu lassen. Die Veröffentlichung der hier mitgeteilten Ergebnisse erfolgt mit seinem Einverständnis.

I. Herxheim (Grube Speth)

Das in Abb. 1 in etwa 8 m Tiefe eingezeichnete Torfband¹⁾ war im Frühjahr 1963 in der Ostwand der Grube mit rd. 70 cm Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Proben wurden, von der Oberkante des Torfes ausgehend, in Abständen von je 5 cm entnommen, außerdem eine Sammelprobe aus dem liegenden Ton, um die Pollenführung dieses Sedimentes zu prüfen.

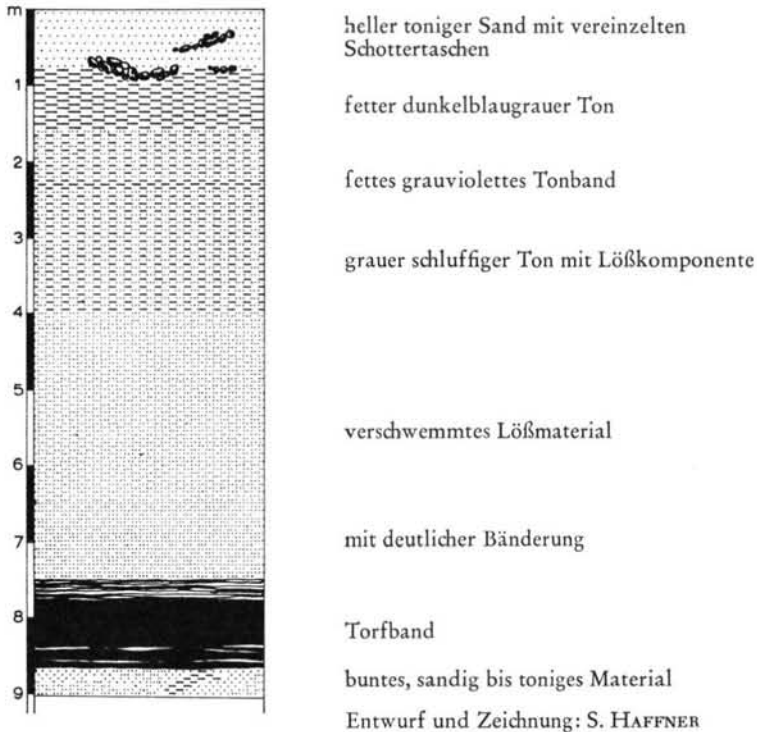


Abb. 1. Profil der Ziegelei in Herxheim b. Landau. Entwurf und Zeichnung S. HAFNER.

Das Torfflöz, das als einzige Schicht von Herxheim pollenanalytisch untersucht wurde, enthielt über seine gesamte Höhe in wechselndem Maße tonig-schluffige Beimengungen, in den untersten 15 cm außerdem einen geringen Gehalt an Feinsand. Daher mußten fast alle Proben mit Flußsäure aufbereitet werden. Nur zwischen 37 cm und 47 cm unter seiner Oberfläche wurde der Torf so rein, daß sogar der Kalilauge-Aufschluß genügte.

In seinem unteren Drittel ließ sich der stark gepreßte Torf in Form einzelner, großer Platten aus dem Verband lösen. Nach oben hin wurde er im lufttrockenen Zustand je nach Tongehalt mehr oder weniger bröckelig. An keiner Stelle wurden größere Pflanzenreste vermerkt. Nach der mikroskopischen Durchmusterung handelt es sich um einen mit Gräsern und Cyperaceen durchsetzten *Hypnum*-Torf. Der Erhaltungszustand der Pollen wechselte; meist war er sehr schlecht. Zerrissene *Pinus*- und *Picea*-Pollen, die bei der Zählung aus ihren Bruchstücken zusammengesetzt werden mußten, waren keine Seltenheit. Das deutet auf eine beträchtliche mechanische Beanspruchung des Pollen-Niederschlags während oder nach seiner Ablagerung hin, wie es bereits der Schluffanteil des Torfes vermuten läßt. Örtlich mag es auch zu Austrocknungen gekommen sein; denn selbst die sehr

¹⁾ Die stratigraphischen Skizzen wurden von S. HAFNER angefertigt.

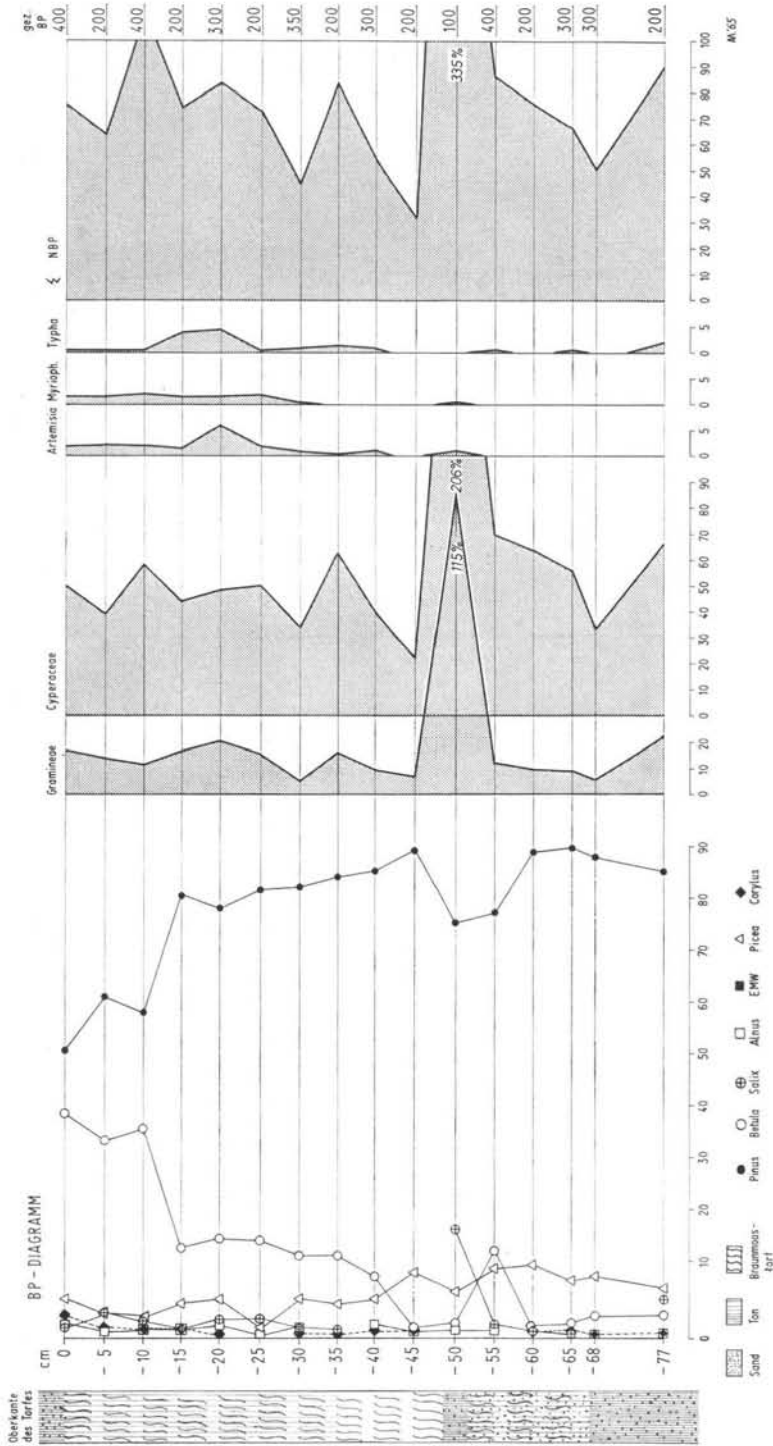


Abb. 2. Herxheim, Grube Speth, Pollendiagramm.

widerstandsfähigen *Pinus*-Pollen waren teilweise bis zur hyalinen Durchsichtigkeit zersetzt.

Offenbar veranschaulichen uns die Herxheimer Torfe mit ihren liegenden und hangenden Tonen einen zur Versumpfung fortschreitenden Fluß-Totarm, der immer wieder überflutet wird, bis schließlich das Wasser endgültig die Oberhand behält.

Obwohl der Probenabstand mit 5 cm für den stark gepreßten Herxheimer Torf ziemlich groß erscheint, wirkt er sich auf die Auswertung des Diagramms nicht störend aus, da die Kurven der einzelnen Pollenkomponenten sehr eintönig verlaufen (Abb. 2). *Pinus* herrscht im gesamten Diagramm weitaus vor. Ihre hohen, um 80% schwankenden Werte werden erst in den drei obersten Spektren durch einen entsprechenden Vorstoß von *Betula* auf 60% und schließlich 50% zurückgedrängt. Der sich sprunghaft vollziehende Umschwung deutet sich in den darunterliegenden Spektren bereits an.

Da im gesamten Profil nur ein einziges Mal (—68 cm) eine schlecht erhaltene *Koniferen*-Spaltöffnung gefunden wurde, muß der *Pinus*-Pollen auf Fernflug zurückgeführt werden. Gleiches gilt auch für alle übrigen Vertreter der Baumflora, vielleicht mit Ausnahme von *Salix*. Selbst *Betula* scheint kein unmittelbarer Bestandteil des versumpften Altwasserbereichs gewesen zu sein, denn die Suche nach Früchten und Kutikeln in den oberen Proben, die besonders reichlich ihre Pollen enthielten, blieb erfolglos.

Neben *Pinus* und *Betula* weist nur noch *Picea* eine geschlossene Kurve auf. Mit Werten bis knapp 10% ist sie die dritthäufigste Art in Herxheim. Die übrigen BP-Komponenten²⁾ — *Alnus*, *Corylus* und *Salix* — bewegen sich in unterbrochenen Kurven ganz am linken Rand des Diagramms. Der Vorstoß von *Salix* in —50 cm ist durch das Platzen einer zufällig mit der Probe aufgesammelten Anthere bedingt.

Die Ablagerung des Herxheimer Torfes hat sich nach diesen Befunden offenbar während einer recht kühlen, als subarktisch zu bezeichnenden Klimaphase vollzogen. Das äußert sich auch in der Krautflora (Tab. 1): sämtliche wärmebedürftigen Typen fehlen auch hier, dafür treten *Ephedra*-Pollen (*fragilis*-Typ) auf.

Der subarktische Charakter der Herxheimer Flora bereitet Schwierigkeiten für ihre zeitliche Einordnung. Sie kann ebenso den Beginn wie den Endabschnitt irgendeines Inter-glazials bezeichnen oder auch ein Interstadial. Da der hangende Tonkomplex des Torfes gern der Günz-Kaltzeit zugewiesen wird, wäre die Deutung als günz-interstadial nicht abwegig. Die Entscheidung kann vielleicht durch die pollenanalytische Untersuchung der hangenden Tonschichten erbracht werden, eine zwar mühsame, aber doch lohnende Arbeit.

II. Jockgrim und Rheinzabern

Auch an diesen beiden, nur wenige Kilometer voneinander entfernten Orten liegen die Torfe in Tonschichten eingebettet tief unter der heutigen Oberfläche (Abb. 3 u. 5). In Jockgrim war im Frühjahr 1963 das durchlaufende, 50 cm mächtige Torfband in der Hauptabbauwand (SW-Wand) aufgeschlossen. Es enthielt im unteren Drittel eine etwa 10 cm mächtige Toneinlagerung, die sich als sehr pollenarm erwies und daher nicht statistisch ausgewertet wurde.

In Rheinzabern fehlte das obere, von KOLUMBE 1960 beschriebene Torfband ganz. Nach einer Mitteilung von Frau HÄFFNER war es bereits im Vorjahr nicht mehr durchgehend aufgeschlossen, sondern brach plötzlich ab (Abb. 3).

Von dem unteren Torfband war dicht unter seiner Oberkante eine schmale Humuszone durch eine 10—30 cm mächtige Tongyttja-Einlagerung abgespalten.

²⁾ Es werden folgende Abkürzungen benutzt: BP = Baumpollen, NBP = Nichtbaumpollen, EMW = Eichenmischwald (*Quercus* + *Ulmus* + *Tilia* + *Fraxinus*).

Tabelle 1

Herxheim: Zusammenstellung der im Diagramm nicht aufgeführten Pollen und Sporen
(in % der BP).

Tiefe in m v. d. Oberkante d. Torfes	Caryophyllac.	Chenopodiac.	Compositae	Umbelliferae	Filipendula-Typ	Ephedra fragilis-Typ	Valeriana	Polygonum bistoria-Typ	Lycopodium	Indeterminata
0			0,5	0,5						4,0
0,05					1,5					5,5
0,10				0,5	24,0		0,5			12,5
0,15	1,0		2,0		0,5					3,5
0,20			0,5			0,5			1,0	2,5
0,25								0,5		2,5
0,30			0,5	0,5				0,5		2,0
0,35										3,5
0,40		0,5			0,5					3,0
0,45			0,5	1,0						1,0
0,50	2,0	1,0	5,0						2,0	11,0
0,55			0,5	0,5			0,5	0,5		2,0
0,60										3,0
0,65						0,5	0,5			0,5
0,67			0,5			0,5				
0,77		0,5	2,5							1,0

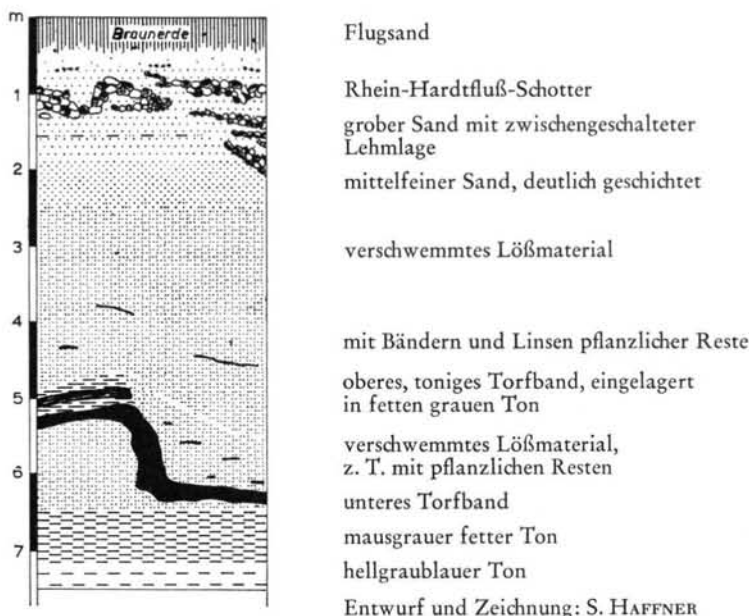


Abb. 3. Profil der Ziegeleigrube in Rheinzabern. Entwurf und Zeichnung S. HAFFNER.

Infolge der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse wurden von Rheinzabern nur wenige Stichproben aus der unteren Torfzone entnommen. Von dem oberen Torfband und den es unter- bzw. überlagernden Tongyttjen erhielt ich je eine Probe aus den Aufsammlungen von Frau HAFFNER.

Die bereits stark zersetzten Torfe von Jockgrim und Rheinzabern ließen sich nur schwer charakterisieren. Sie enthielten verschiedenartige Blattfragmente sowie Holz- und Rindenreste, das untere Torfband von Rheinzabern auch Schilfrhizome, so daß die Bezeichnung „Schwemmtorf“ zutreffend erscheint. Bei der oberen humosen Zone handelt es sich nach der mir übergebenen Probe um eine Gytjtja.

Die Pollen zeigten auch hier fortgeschrittene Korrosionserscheinungen. Es ist daher möglich, daß gewisse Formen mit wenig widerstandsfähiger Exine durch ihre schlechte Erhaltungsfähigkeit unzureichend oder vielleicht auch gar nicht erfaßt worden sind. Auch die Bestimmung war aus dem gleichen Grunde manchmal schwierig. So könnte es sich bei den als cf. *Thalictrum* bezeichneten Formen auch um *Alisma* handeln. Obwohl sich *Alisma* der Vergesellschaftung von *Typha* und *Stratiotes* besser einfügen würde, wurde *Thalictrum* der Vorzug gegeben, da die morphologischen Merkmale doch insgesamt mehr für diese Gattung sprachen. Infolge ihres hohen Tongehaltes mußten auch die Jockgrimer und Rheinzaberger Proben mit Flußsäure aufbereitet werden; sie wurden anschließend azetolysiert.

Bei der Betrachtung des Jockgrimer Pollendiagramms (Abb. 4) fällt ähnlich wie in Herxheim die führende Rolle von *Pinus* auf. Doch hat hier die BP-Flora einen ganz anderen Charakter. Abgesehen davon, daß die Werte von *Pinus* niedriger und die von *Picea* höher liegen als in Herxheim, tritt als weiterer Nadelbaum in dem obersten und in den beiden untersten Horizonten *Abies* mit über 20% hinzu. Außerdem ist der EMW mit seinen Begleitern vorhanden — wenn auch nur in geringen Prozentsätzen — und schließlich kommen spurenweise die tertiären Elemente *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya* und *Castanea* vor sowie ein Pollenkorn von *Fagus*.

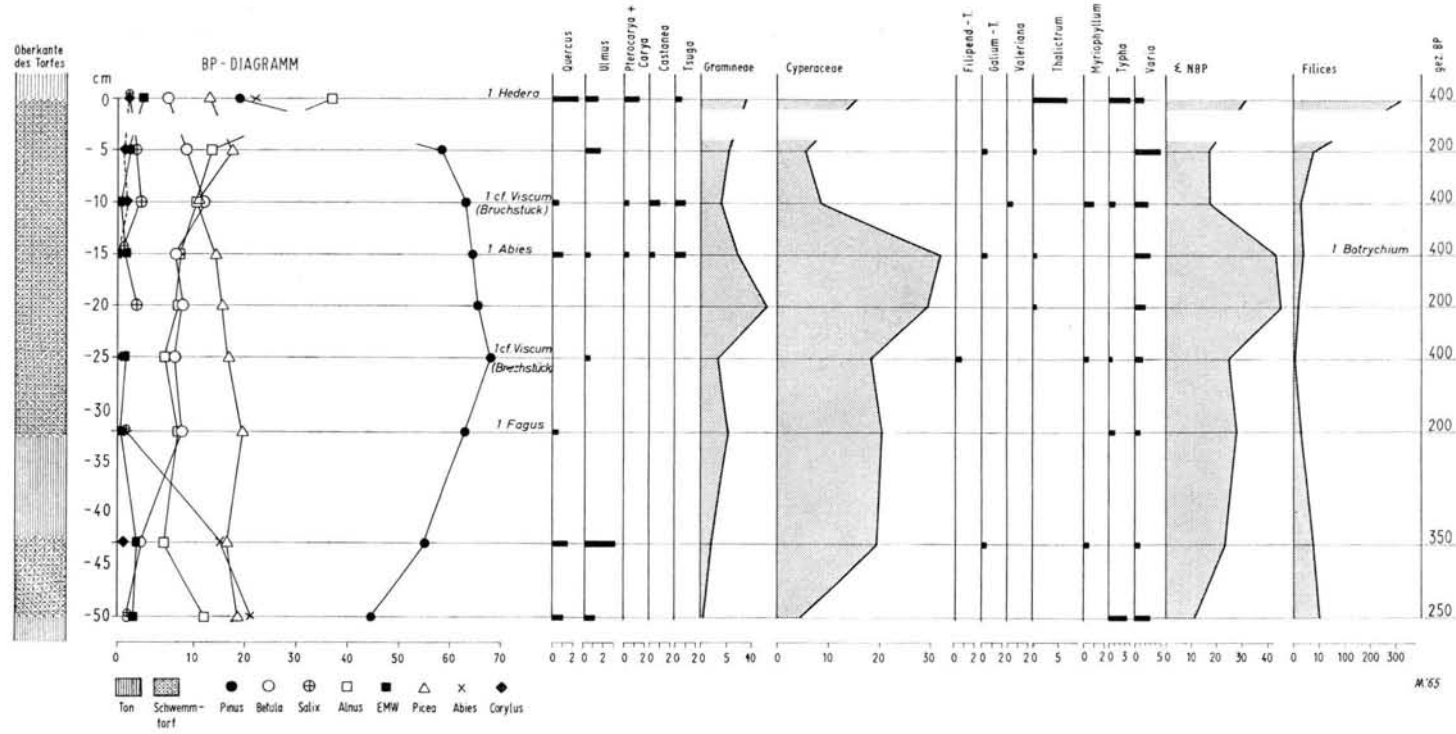


Abb. 4. Jockgrim, Pollendiagramm.

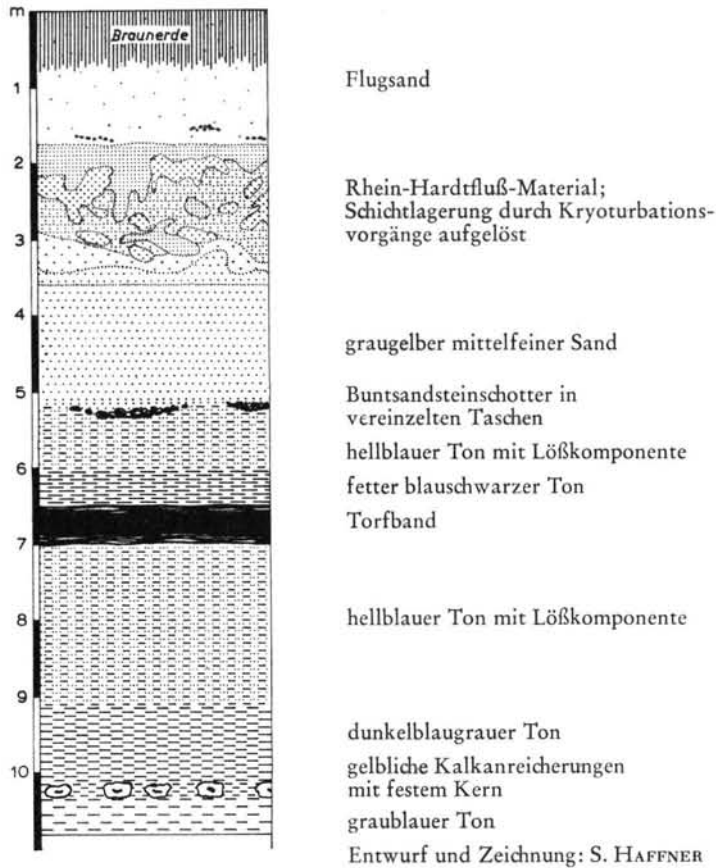


Abb. 5. Profil der Ziegeleigrube in Jockgrim. Entwurf und Zeichnung S. HAFNER.

Zwischen den beiden obersten Horizonten liegt vermutlich ein Hiatus. Denn es steigen nicht nur die *Abies*-Werte sprunghaft von 0% auf 22% an, sondern auch *Alnus* erfährt einen beträchtlichen Vorstoß, während *Pinus* von 56% auf 19% zurückgeht. Die Farnsporen steigen sogar von 8% auf 330% an!

In der Beschaffenheit des Sedimentes ließ sich makroskopisch kein Unterschied feststellen. Doch erwies sich die obere Probe im Gegensatz zur unteren als überaus pollenreich, wobei der Erhaltungszustand der Pollen ausnahmsweise gut war. Leider wurden keine Zwischenproben aus dem fraglichen Bereich entnommen, die diese Frage hätten klären können.

Ein steiler, aber offenbar synchroner *Abies*-Abfall liegt im unteren Teil des Profils vor. Der Rückgang der Tanne erfolgte hier wahrscheinlich während der zwischengeschalteten Tonsedimentation. —

Betrachtet man von den Rheinzaberner Pollenspektren (Abb. 6) zunächst die der unteren Torfzone, so zeigt sich, daß das obere, abgespaltene Humusbändchen (Probe I) zeitlich mit dem eigentlichen Torfband zu vereinigen ist. Weiterhin lassen sich die Spektren von Probe II und III sehr genau mit den beiden obersten Horizonten von Jockgrim parallelisieren. Denn in Rheinzabern sind in gleicher Weise die sprunghaften Änderungen der *Abies*-, *Alnus*- und *Pinus*-Werte ausgebildet wie dort. Auch die Werte der übrigen BP sowie der Krautflora und — unter Einbeziehung von Probe I — auch der *Filices* lassen sich gut miteinander vergleichen. Vor allem finden wir in Rheinzabern die tertiären

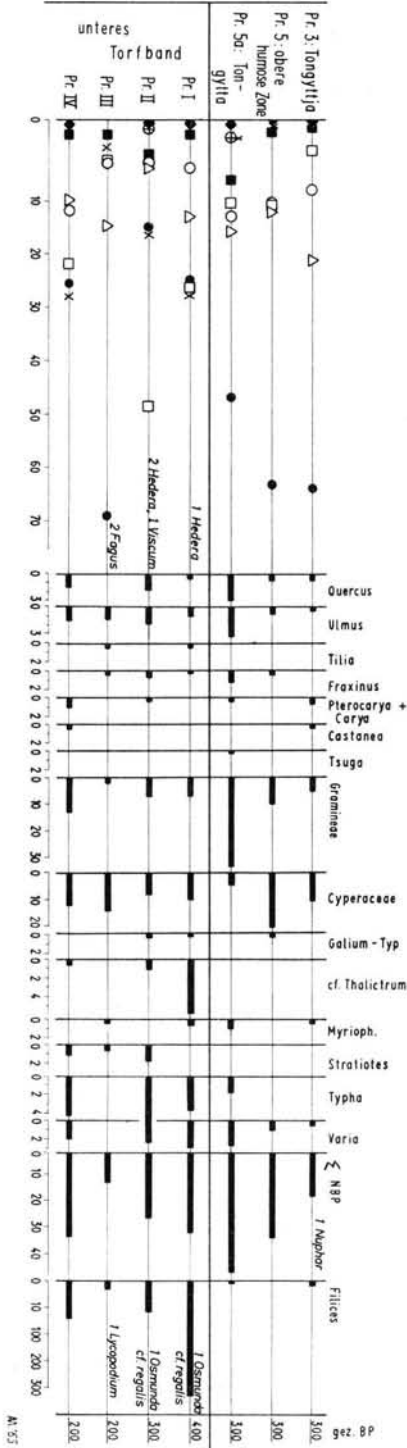


Abb. 6. Rheinzabern, Pollendiagramm.

Formen und *Fagus* wieder, die in Jockgrim ebenfalls in den entsprechenden Horizonten vorkommen. Probe II war noch pollenreicher als die betreffende von Jockgrim; sie enthielt nur wenig organische Verunreinigungen und mußte zum Zählen sogar verdünnt werden; man kann das Sediment als interglazialen Fimmit bezeichnet. Die Pollenerhaltung war auch hier außergewöhnlich gut.

Es dürfte wohl kein Zweifel darüber bestehen, daß die Torfe von Jockgrim und Rheinzabern gleichaltrig sind. Abweichend verhält sich nur Probe IV von Rheinzabern. Da sie direkt an der unteren Grenze vom Torf zum liegenden Ton entnommen wurde und das gesamte Torfband einen wahrscheinlich tektonisch bedingten, welligen Verlauf aufwies, darf man hier wohl eine Störung der Schichten als Erklärung annehmen.

Die obere Humuszzone (Gyttja) läßt ebenso wie die sie dicht über- und unterlagernden Tone keine wesentliche Änderung in der Zusammensetzung der Pollenflora erkennen.

Für die zeitliche Einordnung der Jockgrimer und Rheinzaberner Torfe geben uns die auch im Altpleistozän noch vorkommenden, tertiären Gattungen *Tsuga*, *Castanea*, *Pterocarya* und *Carya* sowie die im Laufe des Altpleistozän zunächst aussterbende Buche (*Fagus*) einen Hinweis. Nach den sehr vollständigen und ausführlichen Diagrammen aus den Niederlanden (ZAGWIJN 1956—1963), die uns in einmaliger Weise den Florenwechsel vom ausgehenden Tertiär bis ins mittlere Pleistozän wiedergeben, wären Jockgrim und Rheinzabern dem frühen Pleistozän — wahrscheinlich Tegelen — zuzuordnen. Denn nach ZAGWIJN erreicht nur *Tsuga* manchmal noch den Beginn der Cromer-Warmzeit. *Carya* und *Pterocarya* sterben mit dem Waal-Interglazial aus, während *Castanea* und *Fagus* auf das Tegelen beschränkt bleiben, letztere sogar auf dessen tiefere Horizonte.

Zwischen den Niederlanden und der Vorderpfalz liegt jedoch eine Entfernung von mehreren hundert Kilometern, und es fragt sich, ob Parallelisierungen über so weite Strecken möglich sind. Versucht man, die in den Jockgrimer und Rheinzaberner Torfen überlieferten Vegetationsabschnitte in den holländischen Diagrammen wiederzufinden, so gelingt dies nicht. Zwar ist es immer schwierig, kurze Profilabschnitte in Vergleichsdiagramme einzuordnen, zumal wenn sie nicht ganz typisch sind; doch liegt hier noch ein anderer Grund vor: die hohen *Abies*-Werte von Jockgrim und Rheinzabern sind aus dem gesamten Altpleistozän der Niederlande wie auch aus den benachbarten deutschen Vorkommen unbekannt. Sie fehlen auch in der als tegelen-zeitlich angesehenen „kolchischen Phase“ von Buchenau in Hessen (LESCHIK 1952) und finden sich erst in der den pfälzischen Vorkommen am nächsten gelegenen Schwanheimer Flora bei Frankfurt/M. wieder (BAAS 1932). Nach allgemeiner Ansicht wurde sie ebenfalls während der Tegelen-Warmzeit gebildet. Hier erinnern die beiden obersten Spektren des Pollendiagramms an die Verhältnisse von Jockgrim und Rheinzabern, weil die sonst bei etwa 5% liegenden *Abies*-Werte plötzlich auf 27% und sogar 36% ansteigen. Diese hohen Werte sind gewiß nicht nur die Folge einer selektiven Zersetzung, wie sie BAAS aus dem Sedimentwechsel vom „Braunkohlenton“ zum sandigen Ton erklärt. Gegen eine solche Annahme spricht der Verlauf der übrigen BP-Komponenten.³⁾ Wahrscheinlich verbindet sich mit dem Sedimentationswechsel ein Hiatus — ähnlich wie in Jockgrim. Leider bricht hier das Diagramm ab, und der untere, hauptsächlich von *Tsuga* beherrschte Teil läßt keine weiteren Vergleiche zu.

So spärlich die bisherigen Befunde auch sind, deuten sie doch darauf hin, daß innerhalb Mitteleuropas während des Altpleistozäns ein differenziertes Florenbild bestand. Auch wird man mit Verschiebungen im zeitlichen Aussterben der tertiären Gattungen zwischen Nord und Süd rechnen müssen. Daher bleibt das genaue Alter der Torfe von Jockgrim und Rheinzabern solange problematisch, wie noch keine weiteren, vollständigeren Vergleichsdiagramme aus dem süddeutschen Raum vorliegen, die entweder mit Hilfe geologischer Methoden sicher datierbar sind oder sich mit den niederländischen

³⁾ Der Abfall der *Abies*-Werte in den beiden untersten Spektren läßt sich jedoch zwanglos durch selektive Zersetzung erklären.

Diagrammen einwandfrei konnektieren lassen. Wir dürfen wohl mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Torfe von Jockgrim und Rheinzabern älter als Cromer sind und auf die Übereinstimmung der hohen *Abies*-Werte mit denen der beiden obersten Horizonte von Schwanheim hinweisen. Nähere Aussagen sind unserem heutigen Wissensstand gemäß jedoch nicht vertretbar.

Literatur:

- BAAS, J.: Eine fröhilduviale Flora im Mainzer Becken. - Ztschr. f. Bot. 25, Jena 1932.
- BERTSCH, K.: Die diluviale Flora der Schwäbischen Alb. - Ber. Dtsche Bot. Ges. 48, 1930.
- BERTSCH, F.: Eine neue Interglazialflora aus Süddeutschland. - (Sonderdruck ohne Angabe der Zeitschrift), 1932. - - Eine Faulschlammabildung unter dem Travertinblock von Cannstatt-Münster. - Jahresh. Ver. f. vaterländ. Naturk. i. Württ. 1950.
- V. D. BRELIE, G.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenw. 6, Öhringen 1950. - - Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, Krefeld 1959.
- V. D. BRELIE, G., KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozänprofil von Frimmersdorf a. d. Erft. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, Krefeld 1959.
- V. D. BRELIE, G. & REIN, U.: Die Interglazialbildungen im Niederrheinischen Diluvium. - Der Niederrhein 19, Krefeld 1952. - - Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. - Geol. en Mijnbouw 18, 1956.
- CHANDA, S.: Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte im Leinetal und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). - Geol. Jb. 79, Hannover 1962.
- FLORSCHÜTZ, F. & VAN SOMEREN, M. H.: The palaeobotanical Boundary Pliocene-Pleistocene in the Netherlands. - Internat. Geol. Congress, Report of the Eighteenth Session Great Britain 1948, Part. IX, 1950.
- V. D. HAMMEN, T.: A contribution to the Palaeobotany of the Tiglian. - Geol. en Mijnbouw 7, 1951.
- KAISER, K. & SCHÜTRUMPF, R.: Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenw. 11, Öhringen 1960.
- KOLUMBE, E.: Pollenanalytische Untersuchungen an Interglazialen im Raum von Karlsruhe. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, Öhringen 1960. - - Die interglazialen und interstadialen Ablagerungen von Steinbach bei Baden-Baden. - Oberrhein. geol. Abh. 12, Karlsruhe 1963.
- KORTENBOUT VAN DER SLUIJS, G. & ZAGWIJN, W. H.: An Introduction to the Stratigraphy and Geology of the Tegelen clay-pits. - Med. Geol. Sticht., N.S. 15, 1962.
- KUSS, S. E.: Ein Beitrag zur Pleistozän-Fauna von Herxheim (Pfalz). - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 51, 1961.
- LESCHIK, G.: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). - Palaeontographica 92, B, Stuttgart 1952.
- LÜTTIG, G. & REIN, U.: Das Cromer (Günz/Mindel)-Interglazial von Bilshausen (Untereichsfeld). (Vorläufige Mitteilung). - Geol. Jb. 70, Hannover 1954.
- PLEWE, E.: Geomorphologische Studien am pfälzischen Rheingrabenrand. - Bad. geogr. Abh. 19, Freiburg i. Br. 1938.
- REIN, U.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän. - Eiszeitalter u. Gegenw. 6, Öhringen 1955.
- SZAFER, W.: Pleistocene Stratigraphy of Poland from the floristical point of view. - Ann. Soc. géol. Pologne 22, Krakau 1953.
- V. D. VLEK, I. M. & FLORSCHÜTZ, F.: The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. - Verhand. kon. nederl. Akademie van Wetenschappen, afd. Natuurkunde. Eerste Reeks, Deel XX, No. 2. Amsterdam 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Bd. I u. II. - Enke-Verlag, Stuttgart 1954 u. 1958.
- ZAGWIJN, W. H.: Zum heutigen Stand der pollenanalytischen Untersuchungen des Pleistozäns in den Niederlanden. - Geol. en Mijnbouw 18, 1956. - - Vegetation, Climate and Time-correlations in the Early Pleistocene of Europe. - Geol. en Mijnbouw, N.S. 19, 1957. - - Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. - Med. geol. Sticht., Serie C-III-I, no. 5, 1960. - - Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. - Proc. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen. 1963. - - Pollen-analytical investigations in the Tiglian of the Netherlands. - Med. geol. St. N.S. 16, 1963.

Manuspr. eingeg. 29. 5. 1965.

Anschrift des Verf.: Dr. Ilse Peters, Geograph. Institut der Universität, 53 Bonn, Franziskanerstr. 2.

Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pléistocènes de la Dépression de Braşov (Roumanie)

par C. RADULESCO, P. SAMSON, N. MIHĂILĂ et Al. KOVÁCS, Bucarest

Avec 17 figures, 4 planches et 9 tableaux

S o m m a i r e		Seite
Zusammenfassung		132
Summary		133
I. Introduction		134
II. Géologie		135
1. Considérations générales		135
A. Situation		135
B. Historique		137
2. Stratigraphie		138
3. Age des dépôts		142
III. Paléontologie		144
1. Faunes du Pléistocène inférieur (Villafranchien)		144
A. Phase I (Horizon I)		144
B. Phase II (Horizon II — partie inférieure)		153
2. Faunes du Pléistocène moyen		160
A. Phase I (Horizon III — partie inférieure)		160
B. Phase II (Horizon III — partie supérieure)		167
C. Phase III (Horizon IV — partie inférieure)		179
3. Faune du Pléistocène supérieur (Horizon IV — partie supérieure)		182
IV. Conclusions		184
Références bibliographiques		186

Zusammenfassung. Die Autoren befassen sich in dieser Arbeit mit der Geologie und der Paläontologie der Becken von Baraolt und Sfintu-Gheorghe, welche zu der im Südosten von Transylvanien (Siebenbürgen) gelegenen Senke von Braşov (Kronstadt) gehören. Diese Senkung tektonischen Ursprungs bildete fast während des ganzen Pleistozäns ein großes Seebecken. Die auf mesozoischem Grund abgelagerten Sedimente wurden in vier Horizonte eingeteilt, welche gleichzeitig ebenso vielen Phasen in der Entwicklung der Becken entsprechen. Die Säugetierfauna dieser Horizonte wurde in drei Hauptkomplexe gruppiert, welche dem Unter-, Mittel- und Oberpleistozän entsprechen. Der erste faunistische Komplex umfaßt zwei Phasen, der zweite drei und der letzte eine einzige Phase. Die vier Horizonte sind von unten nach oben betrachtet (vgl. die Tabelle 1) die folgenden:

Horizont I, mergelig-sandig mit drei Lignitflözen, von denen das oberste (Schicht III) am bedeutendsten ist. Dieser Horizont entspricht der ersten Phase der Bildung des Seebeckens, als, besonders im Nordteil des Beckens von Baraolt (Căpeni) und im Becken von Vîrghiş, die Moorfazies vorherrschend war. Es scheint, daß diese erste Phase mit einer Fazies von tieferem Wasser abschließt, welcher die sandigen Ablagerungen mit Küstencharakter entsprechen würden, welche sich ziemlich hoch auf dem kretazischen Uferstrand im Süden des Baraolter Beckens (Araci - Fintina Fagului) befinden und vielleicht auch im Becken von Sf. Gheorghe (die Ablagerungen mit Mastodonten von Ghidfalău). Im allgemeinen ist die Fauna dieses Horizontes durch das Erscheinen des Pferdes und des Rindes gekennzeichnet, welches Phänomen eine wesentliche Wiedererneuerung im Vergleich zur Fauna des Oberen Pliozäns aufweist und gleichzeitig den Beginn des Pleistozäns anzeigt. Genauer gesagt, kann dieser Horizont wegen der Anwesenheit einiger archaischer Arten (*Zygodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Dicerorhinus* cf. *megarhinus*, *Propotamochoerus* cf. *provincialis*, *Ursus rusciniensis*) und des Fehlens der Elefanten dem Unteren Villafranchium (Phase I) zugeschrieben werden. Diese auch im Süden der Moldau (Măluşteni und Bereşti) und im Südwesten der Sowjet-Union bekannte faunistische Assoziation ist ein wenig älter als die Fauna von Perrier-Etouaires, aber bestimmt jüngeren Datums im Vergleich zu der von

Roussillon. Folglich muß die Grenze Plio-Pleistozän in diesem Teil Europas an der Basis der Sedimente gezogen werden, welche diese faunistische Gesellschaft geliefert haben.

Horizont II, mergelig in der Achsenzone und mit verschiedenen Fazies in der Küstenzone (Sand, Schotter, Seekreide, Lignit usw.). Infolge der fortschreitenden Senkung des Seegrundes wurde das Seebecken sehr tief und breitete sich stark gegen die Kreideumrahmung aus. Während dieser Phase haben sich auch die kleinen anliegenden Becken (Ilieni u. a.) gebildet. Während der Ablagerung dieses Horizontes haben auch die vulkanischen Phänomene im Harghita-Gebirge begonnen und sich weiter entwickelt, welche in den mächtigen Strömen von Basalt und der Bildung von Andesit-Agglomeraten im Norden des Beckens von Baraolt den Höhepunkt erreichen. Die Fauna, welche im unteren Teil dieses Horizontes in dessen litoralen Fazies entdeckt wurde, ist noch durch die Persistenz der zwei Mastodonten (*Z. borsoni*, *A. arvernensis*) und des Tapirs gekennzeichnet und durch das Erscheinen von neuen Formen, wie *Ursus etruscus* und einem Nashorn (*Dicerorhinus* sp.), welches sich von *D. megarhinus* durch eine weniger robuste Gestalt und durch einige entwickelte morphologischen Merkmale unterscheidet. Diese Fauna entspricht dem Unteren Villafranchium, II. Phase. Dieser Horizont scheint mit dem klassischen von Perrier-Etouvaires übereinzustimmen. Das heftige Auftreten von vulkanischen Phänomenen ist sehr wahrscheinlich in das Obere Villafranchium zu stellen.

Horizont III. Dieser aus Sanden, Tonen und Schotter gebildete Horizont ist auf die südliche Zone der Becken von Baraolt und Sf. Gheorghe beschränkt. Die Fauna umfaßt zwei aufeinanderfolgende Phasen, von denen die erste in dem unteren Teil des Horizontes III (Rotbav - Silvestru), die zweite sich in dessen oberen Teil befindet (Araci - Sandgrube, Rotbav - Dealul Tiganilor, Feldioara). In der ersten Phase, welche an den Beginn des Mittleren Pleistozäns (Günz?) zu stellen ist, enthält die faunistische Gesellschaft neben einem primitiven Megacerinen (gen. et spec. nov.) und einem kleinen caballinen Pferd noch die Überlebenden des Unteren Pleistozäns (*Archidiskodon meridionalis*, *Hippotigris* cf. *stenonis*, einen „rusoiden“ Hirsch). Dieser Komplex entspricht ungefähr der Fauna von St. Prest, Aalen, Jockgrim, Taman u. a. und kennzeichnet den Beginn des Mittleren Pleistozäns in unseren Gegenden. Die zweite Phase ist durch das Erscheinen des *Parelephas trogontherii* (archaische Form), *Dicerorhinus kirchbergensis*, die Fortentwicklung der Megaceriden (*Dolichodoryceros savini*), die Anwesenheit eines sehr mächtigen Elches (*Praealces latifrons*), der ersten Elaphinen usw. bestimmt. Diese Phase entspricht wahrscheinlich dem Ende des Cromer-Interglazials und dem Mindel-Glazial. Die Fauna scheint sich in jener Welle einzureihen, die vom Forest-Bed durch die gut bekannten mitteleuropäischen Fundstellen wie Mosbach, Süßenborn usw. bis Tiraspol verbreitet war. Während dieser Phase hat sich der See nur im Süden behauptet, wo der Senkungsvorgang weiter anhielt.

Der **Horizont IV** ist durch sehr verschiedene Ablagerungen vertreten: Torrent-, Fluß-, Hangablagerungen usw. In diesem letzten Stadium, welches der Aufteilung und der endgültigen Auffüllung des Sees entspricht, hat der Olt den magmatischen Damm von Tuşnad durchbrochen und einen mächtigen Schwemmkegel abgelagert, welcher im Becken von Sf. Gheorghe den unteren Teil dieses Horizontes bildet. Die Fauna, welche *Parelephas trogontherii* (entwickelte Form), ein dem *Equus steinheimensis* nahestehendes Pferd und *Coelodonta antiquitatis* umfaßt, gehört zu der III. Phase des faunistischen Komplexes des Mittel-Pleistozäns und kennzeichnet die Riß-Eiszeit; sie ist der Fauna aus dem „trogontherii-primigenius-Schotter“ von Steinheim und der des älteren Lösses von Achenheim ähnlich. Der obere Teil des IV. Horizontes umfaßt die Flußschotter, die auf den Schwemmkegel des Oltes abgesetzt wurden, sowie verschiedene Hang- und Torrentablagerungen, die eine Fauna mit *Mammuthus primigenius*, *Equus germanicus*, *Megaceros giganteus* u. a. geliefert haben. Sie gehört in das Ober-Pleistozän (Würm).

Summary. The present paper deals with the geology and the paleontology of the Baraolt and Sf. Gheorghe Basins, that are part of the Braşov Depression lying in the south-eastern part of Transylvania. This structural depression represented a big lacustrine basin almost during the whole Pleistocene. The deposits were laid down on a Mesozoic floor and are to be divided into four horizons in accordance with a same number of phases of the basin development. Mammalian faunas of these horizons were grouped into three main complexes corresponding to the Lower, Middle and Upper Pleistocene. The first faunal complex comprises two phases, the second three and the last only one. The four horizons from bottom to top are as follows:

Horizon I is a marly-sandy one and includes three lignite layers, out of which the top one (layer III) is the most developed. This horizon corresponds to the first phase in the development of the lacustrine basin. In the northern part of the Baraolt Basin (Căpeni) and in the Virghiş Basin the marshy facies was then mainly prevalent. It seems that this first phase ended by a deeper water facies. The sandy, littoral deposits, lying somewhat up on the Cretaceous rim of the southern part of the Baraolt Basin (Araci-Fîntîna Fagului) would correspond to this facies as well as the *Mastodon*-bearing sediments from Ghidfalău of the Sf. Gheorghe Basin. As a rule the fauna of this horizon is distinguished by the occurrence of horse and ox. The phenomenon points out an essential renewal in comparison with the Upper Pliocene fauna and indicates at the

same time the advent of the Pleistocene. More precisely this horizon can possibly be assigned to the Lower Villafranchian (first phase) on account of the presence of some archaic species, e. g., *Zygodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Dicerorhinus* cf. *megarhinus*, *Proptamochoerus* cf. *provincialis*, *Ursus ruscinensis*. This faunal assemblage known likewise from the southern Moldova (Mălușteni and Berești) and the south-western Soviet Union is somewhat older than the Perrier-Etouaires fauna, but obviously younger than the Roussillon fauna. The Pliocene-Pleistocene boundary is consequently to be traced in eastern Europe at the base of the deposits which yielded the above-mentioned faunal assemblage.

Horizon II is a marly one in the axial region and includes various facies in the littoral zone (sands, pebbles, lacustrine chalk, lignite, etc.). Following the successive subsidence of the bottom, the lake became very deep and at the same time extended far over the Cretaceous rim. During this phase small adjoining basins (Ilieni, a.s.o.) were also formed. During the deposition of this horizon volcanic activity started and developed in the Harghita range, culminating with strong basaltic flows and the genesis of andesitic agglomerates in the north-eastern Baraolt Basin. The fauna discovered in the lower part of this horizon within its littoral facies is characterized by the persistence of two mastodons (*Zygodon borsoni* and *Anancus arvernensis*) and of the tapir, but also by the occurrence of new forms, e.g., *Ursus etruscus* and of a rhinoceros (*Dicerorhinus* sp.). This latter differs from *D. megarhinus* in having a less robust size and some more advanced morphological features. This fauna corresponds to the second phase of the Lower Villafranchian. This horizon seems to correspond to the classical one of Perrier-Etouaires. The paroxysm of volcanic phenomena occurring in this region can very likely be assigned to the Upper Villafranchian.

Horizon III is composed of sands, clays and pebbles, and is to be found in the southern part of the Baraolt and Sf. Gheorghe Basins. The fauna comprises two successive phases out of which the first corresponds to the lower part of Horizon III (Rotbav-Silvestru) and the second one to its upper part (Araci-sand quarry, Rotbav-Dealul Țiganilor, Feldioara). In the first phase, i. e., advent of the Middle Pleistocene (Günz ?), the faunal assemblage comprises besides a primitive megacrine deer (gen. et sp. nov.) and a small caballine horse, also some survivors from the Lower Pleistocene (*Archidiskodon meridionalis*, *Hippotigris* cf. *stenonis*, a "rusoid" deer). This complex corresponds approximately to the St. Prest, Aalen, Jockgrim, Taman, a.s.o., faunas and is indicative of the beginning of the Middle Pleistocene in our parts. The second phase is distinguished by the occurrence of *Parelephas trogontherii* (archaic form) and *Dicerorhinus kirchbergensis*, the further evolution of megacrine deers (*Dolichodoryceros savini*), the presence of a very robust elk (*Praealces latifrons*), belonging already to the first *Elaphus*-deers, etc. This phase likely corresponds to the close of the Cromer Interglacial and to the Mindel Glacial, with its fauna belonging to the wave extending from England (Forest Bed), through Central Europe (Mosbach, Süssenborn, etc.) as far as the Soviet Union (Tiraspol). During this phase the lake was only restricted to the southern part of the Brașov Depression where gradual subsidence continued.

Horizon IV is represented by highly different deposits. During this last stage corresponding to both the splitting up and definitive filling of the lake, the Olt river broke through the magmatic dam of Țușnad and laid down a strong alluvial fan. This forms the basal part of this horizon in the Sf. Gheorghe Basin. The fauna comprising *Parelephas trogontherii* (advanced form), a horse close to *Equus steinheimensis*, and *Coelodonta antiquitatis* is to be assigned to the third phase of the faunal complex of the Middle Pleistocene and is indicative of Riss Glacial. It is similar to the fauna from "trogontherii-primigenius Schotter" of Steinheim and from the older loess of Achenheim. The top part of Horizon IV is composed of sands, sandy clays, pebbles, etc., the origin of which is very different (slope deposits, fluvial sediments, etc.). The fauna which comprises *Mammuthus primigenius*, *Equus germanicus*, *Megaceros giganteus*, etc. is indicative of the age assignment of these deposits to the Upper Pleistocene (Würm).

I. Introduction

Le but de ce travail est de mieux faire connaître les faunes successives de Mammifères, témoins, durant un long laps de temps, de la naissance et de la disparition de ce grand bassin lacustre qui occupait la Dépression de Brașov et à la fois, spectateurs effrayés, désertant la région devant les grands phénomènes volcaniques qui participèrent au comblement de l'ancien lac et à la formation des puissants agglomérats andésitiques et des énormes coulées de basalte.

Objet de recherches qui s'étalent pendant plus d'un siècle, les dépôts charbonneux de cette région ont livré une faune de Mammifères dont l'importance exerça toujours une grande attraction. Malgré cela, aucune étude d'ensemble n'est venue satisfaire la curiosité

par une description plus ample. Malheureusement, de nos jours, le matériel fossile, irrémédiablement perdu ou éparpillé dans différentes collections européennes, reste presque inconnu.

Les investigations récentes ont non seulement conduit à de nouvelles récoltes de pièces fossiles dans les couches ligniteuses, mais encore révélé, dans les autres dépôts, l'existence d'une faune assez riche qui vient combler une importante lacune de nos connaissances sur l'histoire des Mammifères de la Dépression de Braşov et même de notre pays.

Les recherches furent commencées et effectuées entre 1960 et 1961 par l'un de nous (N. M.) qui, à l'occasion des études stratigraphiques entreprises dans la région, a signalé la présence de plusieurs horizons fossilifères. Les restes de Mammifères recueillis alors ont fourni les bases d'un premier travail sur la stratigraphie générale du Bassin de Baraolt (E. LITTEANU, N. MIHĂILĂ, T. BANDRABUR 1962).

Les recherches ultérieures (AL. K., C. R. et P. S.), poursuivies entre 1962 et 1964, ont contribué à l'enrichissement des associations faunistiques et ont apporté de nouvelles précisions sur leur stratigraphie. Une grande partie de ces découvertes a été utilisée par deux d'entre nous (P. S. et C. R.) à des fins chronologiques dans une note générale sur les faunes du Pléistocène inférieur et moyen de Roumanie, présentée à l'Académie des Sciences de Paris (1963), ensuite dans une communication plus détaillée au Symposium International de Paléontologie à Weimar (1965).

Le matériel que nous avons recueilli fut substantiellement complété par les pièces fossiles provenant de diverses collections.

Nous désirons exprimer nos vifs remerciements au Directeur du Musée Régional de Sfîntu-Gheorghe, Mr. Z. SZÉKELY, qui nous a toujours aidé dans nos recherches. Nous demeurons également reconnaissants à la Direction de l'Exploitation Minière de Căpeni et surtout à Mr. Z. KISGYÖRGY, géologue à cette entreprise, qui a obligeamment mis à notre disposition sa collection de Mammifères découverts à Căpeni et Vîrghiş, ainsi que certains profils concernant les zones fossilifères.

Nous avons aussi bénéficié, grâce à Mr. I. CROITORU, Directeur de l'école de Rotbav, de l'importante collection, provenant des points fossilifères de Silvestru et Dealul Țiganilor, qu'il a soigneusement gardée depuis 1936, pour la faire don récemment au Musée de Sf. Gheorghe. Qu'il veuille trouver ici le témoignage de toute notre reconnaissance. Nous remercions encore MM. G. KÁSZONI de Baraolt et J. TÖRÖK, instituteur à Hăghig, pour certaines pièces fossiles, trouvées à Căpeni, Feldioara et Iarăş qu'ils nous ont aimablement confiées pour étude.

Dans notre travail nous avons été constamment soutenus par Mr. le Docteur TR. ORGHIDAN, Directeur de l'Institut de Spéologie "E. Racoviţă" de Bucarest, qui a bien voulu aussi accepter l'ingrate tâche de faire les belles photographies qui accompagnent ce mémoire. Nous sommes heureux de lui exprimer ici notre profonde gratitude.

II. Géologie

1. Considérations générales

A. Situation

La grande zone dépressionnaire, d'origine tectonique, du Sud-Est de la Transylvanie, connue sous le nom de la Dépression de Braşov (fig. 1), représente un ancien bassin lacustre rempli de sédiments, de divers faciès, qui reposent sur un socle crétacé.

Orientées vers le Nord, les ramifications centrale et occidentale, qui correspondent aux Bassins de Sf. Gheorghe et de Baraolt, constituent la région où nous avons effectué nos

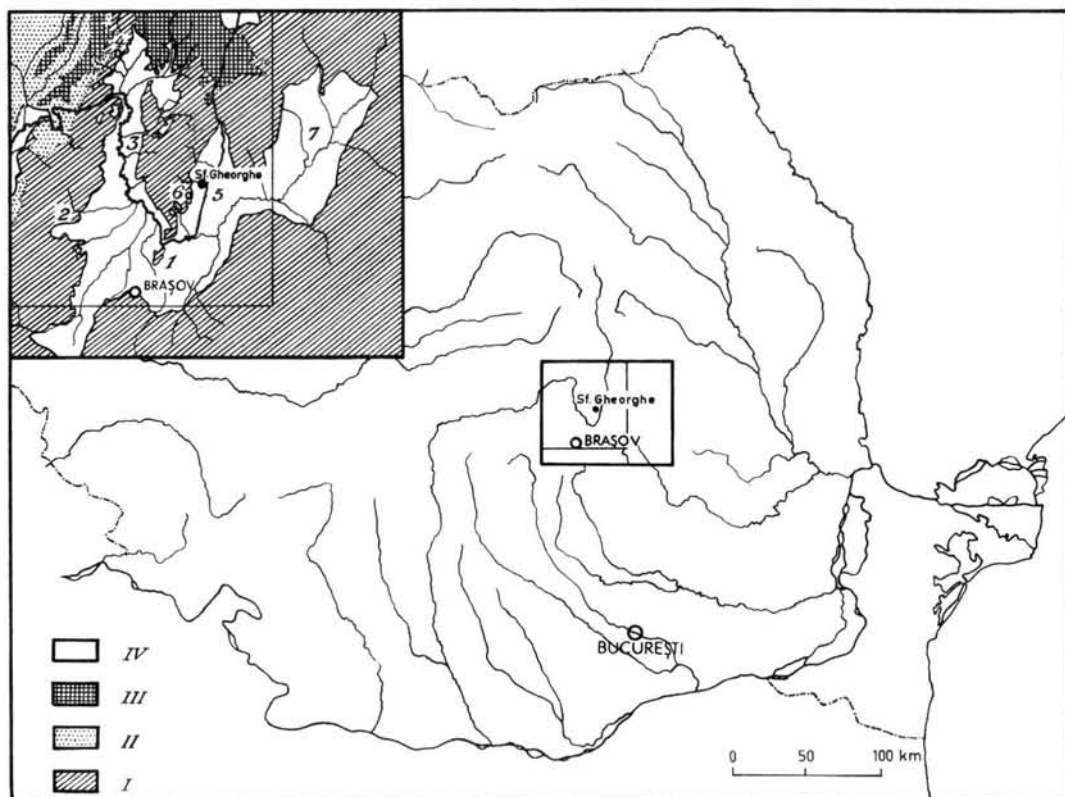


Fig. 1. Carte de la Dépression de Braşov (d'après E. JEKELIUS 1932). 1. Bassin de Bîrsa; 2. Bassin de Vlădeni; 3. Bassin de Baraolt; 4. Bassin de Vîrghiş; 5. Bassin de Sfîntu-Gheorghe; 6. Bassin de Ilieni; 7. Bassin de Tîrgu-Secuiesc (la partie délimitée par la ligne mince est détaillée dans la fig. 2). I. Pré-tertiaire; II. Néogène; III. Andésites; IV. Quaternaire.

recherches (fig. 2). Ces deux bassins sont parcourus par l'Olt, le premier en direction Nord-Sud, le deuxième en sens inverse.

Nos principales investigations se rapportent au Bassin de Baraolt, qui est le plus riche en restes de Mammifères fossiles. Ce bassin, bordé à l'Ouest par les Monts Perşani, au Nord par le massif éruptif de Harghita, à l'Est par les Monts Baraolt, communique largement vers le Sud avec la Dépression de Bîrsa. Long d'approximativement 45 km, le Bassin de Baraolt est plus large au pied de Harghita (10 km), se rétrécit entre les localités Căpeni et Măieruş (de 4 à 7 km) et s'élargit de nouveau (plus de 15 km) au Sud de Feldioara.

Le petit bassin lignitifère de Vîrghiş, situé dans le Nord-Ouest, bien que séparé du Bassin de Baraolt par une barrière mésozoïque, forme avec ce dernier un même système.

Le Bassin de Sfîntu-Gheorghe est limité à l'Ouest par les Monts Baraolt et à l'Est par les Monts Bodoc. Vers le Sud il communique à son tour avec la Dépression de Bîrsa et vers le Sud-Est avec le Bassin de Tîrgu-Secuiesc. Plus réduit que le Bassin de Baraolt, il a seulement 30 km de longueur et 12 km de largeur maxima.

Quelques petits bassins isolés, parmi lesquels il convient d'appeler l'attention sur celui de Ilieni, se trouvent sur le versant Est des Monts Baraolt et sont étroitement liés à l'évolution du bassin plus grand de Sf. Gheorghe.

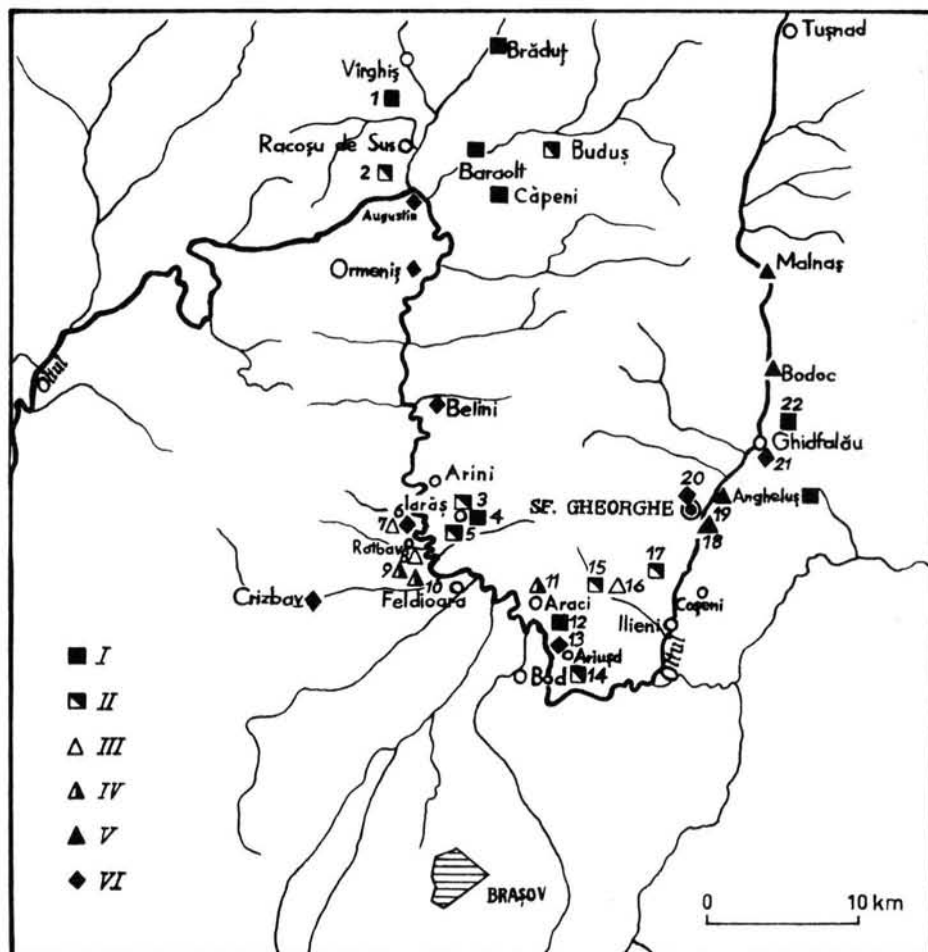


Fig. 2. Carte des points fossilifères des Bassins de Baraolt et Sfîntu-Gheorghe. 1. Virghiș I, Secteur Ouest; 2. Racoșul de Sus, Remete; 3. Iarăș, Cariera Nouă; 4. Iarăș, ancienne exploitation de lignite; 5. Iarăș, Cariera Veche; 6. Rotbav, Cariera de sub Brazi, partie supérieure; 7. Rotbav, Cariera de sub Brazi, partie inférieure; 8. Rotbav, Silvestru; 9. Rotbav, Dealul Țiganilor; 10. Feldioara, carrière; 11. Araci, carrière; 12. Araci, Fîntîna Fagului; 13. Ariujd, carrière; 14. Ariujd, dépôts de l'horizon II; 15. Ilieni, dépôts de lignite; 16. Ilieni, dépôts supérieurs; 17. Sîncrai, dépôts de lignite; 18. Sf. Gheorghe, carrières Sud; 19. Sf. Gheorghe, La Moară; 20. Sf. Gheorghe, dépôts de pente; 21. Ghidfalău, carrière; 22. Ghidfalău, dépôts de l'horizon I en bordure. I. Villafranchien inférieur, phase I; II. Villafranchien inférieur, phase II; III. Pléistocène moyen, phase I (Gênz?); IV. Pléistocène moyen, phase II (Cromérien, Mindel); V. Pléistocène moyen, phase III (Riss); VI. Pléistocène supérieur (Würm).

B. Historique

Les opinions plus anciennes (datant de la deuxième moitié du XIX^e et du commencement du XX^e siècle) sur la géologie et la stratigraphie de la Dépression de Brașov, concernant surtout le Bassin de Baraolt, furent synthétisées par E. JEKELIUS (1932) dans son étude, devenue classique, sur la faune de Mollusques d'eau douce de cette région. C'est pourquoi nous n'y revenons plus.

D'après ce dernier ouvrage, les sédiments sont groupés en trois horizons, qui correspondent aussi à trois phases principales dans l'évolution du bassin lacustre:

— L'horizon inférieur, charbonneux, contenant trois couches principales de lignite (I-III), est limité seulement au centre du Bassin de Baraolt (Căpeni).

— L'horizon moyen est représenté spécialement par des marnes, dans la zone profonde, par des sédiments de faciès variés, même des affleurements de lignite, dans la zone littorale.

— L'horizon supérieur, constitué par des sables et graviers se développe surtout dans la partie centrale de la Dépression de Braşov (Bod).

En 1959, V. POPOVICI, à la suite de très nombreux forages effectués dans la région septentrionale du Bassin de Baraolt, indique l'existence encore de deux couches charbonneuses supérieures très sporadiques (couches IV et V); ces dernières semblent correspondre à celle qui fut mentionnée par I. LÖRENTHEY (1909) au-dessus de la couche III de lignite de Căpeni.

Le schéma récent de E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR (1962), tout en complétant les données de E. JEKELIUS et V. POPOVICI, en diffère par certaines interprétations nouvelles, dont nous allons signaler les points les plus importants. Ce schéma, bien qu'il se réfère surtout au Bassin de Baraolt, s'étend à toute la Dépression de Braşov. Les auteurs sus-mentionnés y distinguent 5 complexes lithologiques: charbonneux, marneux, sablo-argileux, pséphito-psammitique et pséphitique.

Dans le complexe charbonneux sont englobés tous les sédiments qui contiennent des intercalations de lignite (inclusivement les couches IV et V, réunies dans la couche IV). Les affleurements charbonneux de la zone littorale des deux bassins (Baraolt et Sf. Gheorghe), rapportés par E. JEKELIUS à son horizon moyen, sont attribués à la couche III de lignite.

L'horizon supérieur de E. JEKELIUS (1932) est divisé en un complexe inférieur sablo-argileux et un autre supérieur pséphito-psammitique, qui présente deux faciès: le premier alluvionnaire, situé sous la plaine de l'Olt, le deuxième déluvial, dans la zone du relief piedmontan.

Le complexe pséphitique n'entre pas dans le cadre de ce travail, parce qu'il représente les accumulations des réseaux hydrologiques subactuels.

Enfin, le tableau 1 nous dispense de tout autre détail en ce qui concerne les opinions émises sur la succession lithologique générale dans la Dépression de Braşov (spécialement dans les Bassins de Baraolt et Sf. Gheorghe), que nous avons mentionnée plus haut.

2. Stratigraphie

Dans la présente étude, en nous appuyant sur les recherches antérieures et sur nos propres observations, ainsi que sur la succession des faunes de Mollusques et notamment de Mammifères (P. SAMSON & C. RADULESCO 1963, 1965), nous avons adopté un point de vue un peu différent, renforcé aussi par certaines dissemblances qui existent entre les successions lithologiques des Bassins de Baraolt et de Sf. Gheorghe, dont nous signalerons les particularités à leur place.

Nous avons reconnu, dans les sédiments pléistocènes de la Dépression de Braşov, de bas en haut, 4 horizons (Tableau 1).

Horizon I (= Horizon inférieur de E. JEKELIUS 1932 = Complexe charbonneux p. p. de E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & BANDRABUR 1962).

Le premier horizon, épais de 50 à 150 m, repose directement sur le socle mésozoïque et comprend, au Nord du Bassin de Baraolt, les dépôts formés de marnes, marnes sableuses, argiles et sables, qui renferment trois couches importantes de lignite, dont la supérieure (couche III) est la plus puissante. Celle-ci a livré une faune malacologique banale de

marécage, représentée par des coquilles écrasées de *Planorbis*, *Limnea*, *Pisidium*, etc. De cette même couche, ainsi que de l'argile sous-jacente, provient l'association de Mammifères connue dans la littérature de spécialité, dès la fin du dernier siècle, sous le nom de "la faune de Barót-Köpecz" (= Baraolt-Căpeni). Au-dessus de la couche III de lignite, se trouve, en certains points, une marne claire faiblement développée, riche en Valvates, Dreissènes, Nérinites, etc.

Vers le Sud, se déposèrent en même temps, dû, semble-t-il, à une subsidence accrue de cette zone, des sédiments à prédominance sableuse, observables surtout en bordure autour de la cote 620 m (Araci-Fîntîna Fagului).

D'une manière générale, les dépôts de l'horizon I se sont formés pendant le stade initial d'évolution du bassin, lorsque les marécages constituaient, spécialement vers le Nord, le faciès dominant (couches de lignite); un enfoncement graduel a permis ensuite l'installation d'un régime d'eau un peu plus profonde et sans végétation (marnes claires au Nord, sables au Sud).

Dans notre acception, ce premier complexe de sédiments prend fin avec les marnes claires, comme l'a proposé E. JEKELIUS (1932), vu l'importance tout à fait locale des niveaux de lignite IV et V.

Les couches charbonneuses du premier horizon, dans l'état actuel de nos connaissances, sont présentes, comme l'a souligné E. JEKELIUS (1932) seulement dans le Bassin de Baraolt (mine de Căpeni), mais il faut reconnaître avec E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR (1962), que c'est la couche III de lignite qui s'étend, dans ce bassin, largement vers la bordure crétacée, formant les exploitations de Iarăş et Vîrghiş, considérées par E. JEKELIUS (1932) comme appartenant au faciès littoral de son horizon moyen.

Les localités fossilifères sont les suivantes: Vîrghiş I-Secteur Ouest (V), Căpeni-Secteur I (C), Araci-Fîntîna Fagului (F. F.); à celles-ci on peut ajouter, d'après les données de la littérature, Brăduţ (Br.) (A. KOCH 1879), Baraolt (B) et Iarăş (I) (G. SCHLESINGER 1922). L'association faunique générale comporte¹⁾:

- Zygodon borsoni* (HAYS) — (C), F. F., (I)
- Anancus arvernensis* (Cr. & Job.) — V, (C), (Br.), (B)
- Dicerorhinus cf. megarhinus* (DE CHRIST.) — V, (C), F. F.
- Tapirus cf. arvernensis* DEV. & BOUILL. — V, (C)
- Equus* sp. (*Hippotigris* ?) — (C)
- Propotamochoerus cf. provincialis* (GERV.) — V, (C)
- Cervus* sp. (taille d'un *Capreolus*) — C
- Cervus* sp. — (C)
- Bovini* cf. *Bison* — C
- Canis* sp. — (C)
- Ursus rusciniensis* DEP. (= *U. boeckhi* SCHLOSSER) — (C)
- Parailurus anglicus* (DAWK.) — (C)
- Castor* sp. — (C)
- Prospalax priscus* (NEHRG.) — (C)

Dans le Bassin de Sf. Gheorghe, le faciès charbonneux de l'horizon I n'a pas encore été mis en évidence. Cependant, ainsi que dans le Bassin de Baraolt, certains dépôts sableux déposés en bordure, approximativement entre les cotes 620 et 650 m, pourraient appartenir à cet horizon.

Les seules localités connues sont Ghidfalău et probablement, d'après A. KOCH (1879) et Th. FUCHS (1879), aussi Angheluş qui ont livré *Anancus arvernensis* (CR. & JOB.)

¹⁾ Entre parenthèses les localités dont les espèces sont reportées à la mesure où une révision a été possible d'après: I. HALAVATS 1891; M. SCHLOSSER 1899; E. JEKELIUS 1932; T. KORMOS 1933, 1937; M. MOTTL 1939; M. KRETZOI 1954.

Horizon II (= Horizon moyen de E. JEKELIUS (1932) = Complexe carbonneux p. p. + Complexe marneux de E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR 1962)

Le deuxième horizon, dont l'épaisseur atteint 300 m, comprend les dépôts représentés, dans la zone profonde du bassin, spécialement par des marnes à *Limnocardium fuchsii* (NEUM.), Ostracodes et impressions végétales, rarement par des sables et couches sporadiques de lignite (couches IV et V); dans la zone littorale se déposèrent à la fois des sédiments de faciès bien variés (argiles, sables, graviers, calcaires lacustres, même lignite, etc.), extrêmement riches en Gastropodes et Lamellibranches (*Teodoxus*, *Viviparus*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Pyrgula*, *Bulimus*, *Melanopsis*, *Gyraulus*, *Ancylus*, *Dreissena*, *Psilunio*, etc.); les restes de Mammifères fossiles n'y manquent non plus. A la limite des zones axiale et marginale on remarque une alternance répétée des formations de profondeur avec celles du littoral.

Pendant la constitution de ces dépôts ont commencé et se sont développés les puissants phénomènes volcaniques de Harghita — témoin les nombreuses intercalations de piroclastites, agglomérats et tufs andésitiques — dont le paroxysme est marqué par l'énorme masse d'agglomérats andésitiques et de coulées de basalte, qui recouvrent au Nord les sédiments lacustres du deuxième horizon.

Cet horizon caractérise une nouvelle phase dans l'évolution du bassin, qui était plus profond par suite des phénomènes d'enfoncement progressif; cela n'a pas exclu l'installation dans la zone axiale même, pour des périodes très courtes et dans des régions très restreintes, de faciès marécageux.

Les sédiments du deuxième horizon ont été mis en évidence tant dans le Bassin de Baraolt que dans celui de Sf. Gheorghe. Le faciès littoral, qui a livré des ossements de Mammifères, se présente sous des aspects divers: sables graveleux dans le Bassin de Baraolt, sables, argiles et dépôts importants de lignite dans les bassins de Sf. Gheorghe et Ilieni; ces derniers dépôts appartiennent, comme l'a supposé E. JEKELIUS (1932), à son horizon moyen et non pas au complexe inférieur carbonneux (E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR) (1962).

Les points fossilifères sont: Racoşul de Sus (R), Iarăş-Cariera Nouă (C. N.), Iarăşi-Cariera Veche (C. V.), Ariujd (A) et d'après la littérature Buduş (Bd.) (G. SCHLESINGER 1922) dans le Bassin de Baraolt, auxquels s'ajoutent deux bassins isolés, Ilieni-dépôt ligniteux (II) et, selon E. JEKELIUS (1932), Sîncrai (S), contigus au grand Bassin de Sf. Gheorghe. Dans l'ensemble la faune est représentée par ²⁾:

- Zygodolophodon borsoni* (HAYS) — R, C. N.
- Anancus arvernensis* (CR. & JOB.) — C. N., A, (S)
- Dicerorhinus* sp. — C. N., II
- Dicerorhinus etruscus* (FALC.) — C. V.
- Tapirus* cf. *arvernensis* DEV. & BOUILL. — (II)
- Cervus* sp. (taille d'un *Capreolus*) — (II)
- Cervus* sp. — (II)
- Cervus* sp. (*Euctenoceros* ?) — C. V.
- Gazella* sp. — (II)
- Ursus etruscus* G. CUV. — II
- Castor* sp. — (II)

Horizon III (= Horizon supérieur p. p. de E. JEKELIUS 1932 = Complexe sablo-argileux de E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR 1962).

Cet horizon consiste en sables et sables argileux avec intercalations d'argile et lentilles de gravier; son développement le plus remarquable (155 m d'épaisseur) se trouve dans la

²⁾ Entre parenthèses les localités dont les espèces sont reportées à la mesure où une révision a été possible d'après: F. TOULA 1911, E. JEKELIUS 1932.

partie centrale du Bassin de Baraolt (forage de Bod, E. JEKELIUS 1923 a, b), mais il s'est conservé partiellement aussi dans les zones marginales. A l'exception des restes de Mammifères, on a trouvé dans ces dépôts des Mollusques appartenant aux genres *Valvata*, *Lithoglyphus*, *Planorbarius*, *Helicopsis*, *Clausilia* etc. et Ostracodes (E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR 1962). L'horizon III prend fin, comme nous l'avons observé à Rotbav — Dealul Tiganilor, avec des argiles grisâtres à séparations calcaires et Mollusques de marais (Planorbis, etc.).

Les sédiments du troisième horizon correspondent à la phase finale de l'évolution du Bassin de Braşov. Le lac, beaucoup plus restreint, était localisé dans la partie Sud de ce bassin, affectée toujours par le phénomène d'enforcement auquel nous avons déjà fait allusion. Durant cette phase, le niveau du lac s'est abaissé considérablement, certaines de ses régions, par suite du matériel détritique apporté par les cours d'eau étant amenées au voisinage de l'assèchement (les argiles grisâtres mentionnées à Rotbav).

Les dépôts de l'horizon III, profondément entaillés par l'Olt, sont observables dans la partie méridionale des deux bassins, de Baraolt et de Sf. Gheorghe; ils forment, entre les cotes 520 et 540 m, de larges surfaces presque planes, situées en contrebas des sédiments du faciès littoral du deuxième horizon. Le troisième horizon commence au Nord de Rotbav et s'étend, sur les deux versants du Bassin de Baraolt, vers le Sud; du côté droit de l'Olt, il se continue dans le Bassin de Sf. Gheorghe jusqu'au Nord de la commune de Ilieni.

Les espèces fossiles, trouvées seulement dans le Bassin de Baraolt, se groupent en deux associations distinctes, la première se rapportant à la partie inférieure de l'horizon III (phase I), la deuxième à sa partie supérieure (phase II).

La faune de la phase I fut découverte dans les points de Rotbav-Silvestru et Rotbav-Cariera de sub Brazi (dépôt basal) et renferme:

- Archidiskodon meridionalis* (NESTI)
- Hippotigris* cf. *stenonis* (COCCHI)
- Hippotigris süssenbornensis* (WÜST)
- Equus* sp. (petite taille)
- Megacerini* gen. et sp. nov.
- Cervus* sp. (groupe "rusoïde")
- Trogontherium* cf. *boisvilletti* (LAUGEL)

La faune de la phase II fut recueillie dans les points suivants: Rotbav-Dealul Tiganilor (R. T.) avec trois niveaux fossilifères (1-3), Feldioara (F), Araci-Carrière (A) et comprend les espèces ci-dessous:

- Parelephas trogontherii* (POHLIG), forme archaïque — R. T. 1
- Dicerorhinus kirchbergensis* (JAEG.) — R. T. 1, A
- Equus mosbachensis* v. REICH. — R. T. 1, 3, F
- Praealces latifrons* (JOHN.) — R. T. 1, F
- Dolichodoryceros savini* (DAWK.) — A
- Capreolus capreolus* (L.) — R. T. 1
- Cervus* sp. (groupe *Elaphus*) — F, A

Il n'est pas exclu que les dépôts sableux qui recouvrent les lignites du Bassin de Ilieni appartiennent aussi à l'horizon III; ils ont fourni *Cervus* cf. *elaphus* L.

Horizon IV (= Horizon supérieur p. p. de E. JEKELIUS 1932 = Complexe pséphito-psammitique de E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR 1962).

Les sédiments de cet horizon sont de genèse très différente (dépôts torrentiels, fluvio-atiles, de pente etc.) et ont une composition lithologique bien variée.

Les formations les plus importantes sont dues, dans le Bassin de Sf. Gheorghe, à l'activité de l'Olt. Nous y avons pu séparer deux parties: l'une plus ancienne, inférieure,

qui représente le puissant cône de déjection de l'Olt, déposé à la suite du perçage de la barrière magmatique de Tuşnad; ce cône, constitué par des sables, graviers et blocs, parfois énormes, s'étend jusqu'au Sud de la commune de Coşeni; l'autre partie, plus récente, — partie supérieure — recouvre les sédiments du cône, étant formée de graviers, sables limoneux etc., à la constitution desquels ont aussi participé les torrents venus des massifs avoisinants (Ghidfalău-Carrière).

A cette partie supérieure nous avons rattaché les divers dépôts torrentiels observables surtout dans le Bassin de Baraolt à Rotbav et spécialement à Arini, où l'accumulation de graviers, provenant des Monts Baraolt, dépasse 12 m d'épaisseur. Nous y avons rattaché encore les dépôts de pente, largement répandus (Crizbav, Sf. Gheorghe), dont la puissance peut atteindre vers la bordure montagneuse de 10 à 20 m.

Les localités à restes fauniques correspondant à la partie inférieure de l'horizon IV sont: Malnaş (M), Bodoc (Bd), Sf. Gheorghe-La Moară (G. M.) et Sf. Gheorghe-Carières Sud (G. C.); elles ont livré:

Parelephas trogontherii (POHLIG), forme évoluée — M, G. M., G. C.

Coelodonta antiquitatis (BLUMB.) — Bd., G. C.

Equus sp. (grande taille) — Bd., G. C.

Marmota sp. — G. C.

Les points fossilifères de la partie supérieure du même horizon, dans le Bassin de Baraolt, sont: Rotbav-Cariera de sub Brazi (dépôt supérieur) (R. B.), Crizbav (Cr.), Ariujd (A) et d'après la littérature Belini (Bl.), Ormeniş (O) et Augustin (Ag.). (A. KOCH 1876); dans le Bassin de Sf. Gheorghe, Ghidfalău-Carrière (Gd.) et Sf. Gheorghe (G). La faune est la suivante:

Mammuthus primigenius (BLUMB.) — R. B., A, (Bl.), (O), (A), Gd.

Equus germanicus NHRG. — Cr.

Megaceros giganteus (BLUMB.) — Gd.

Bison priscus (BOJ.) — G.

3. Age des dépôts

Les opinions sur la chronologie des dépôts de la Dépression de Braşov ont été très diverses et ont subi de multiples fluctuations à travers plus d'un siècle de recherches. Le travail de E. JEKELIUS (1932) nous dispense d'insister sur les interprétations plus anciennes d'après lesquelles, par exemple, les couches ligniteuses de Căpeni furent, tour à tour, considérées d'âge pontien sinon même sarmatien (Fr. HERBICH & M. NEUMAYR 1875), levantin (I. LÖRENTHEY 1895, 1909; T. KORMOS 1917; L. RÜGER 1931), encore pontien (M. SCHLOSSER 1899) et méotien (E. JEKELIUS 1923).

Dans sa belle monographie E. JEKELIUS (1932) attribue ses horizons inférieur et moyen au Dacien, le supérieur au Levantin et au Pléistocène (Tableau 1).

Plus récemment, la faune de Căpeni a servi à M. KRETZOI (1938) pour créer un nouvel étage "Barotium", qui succède à l'Astien, mais appartient encore au Pliocène. Ensuite, M. KRETZOI (1953) a situé son étage à la base du Quaternaire. Dans un de ses derniers travaux sur la chronologie du Pléistocène (M. KRETZOI 1961), il englobe le "Barotium" dans une notion plus large: "Villanyium". Enfin, en 1962, M. KRETZOI situe de nouveau la faune de Căpeni dans le Pliocène final (= "Csarnotanum" créé par M. KRETZOI en 1959).

E. LITEANU, N. MIHĂILĂ & T. BANDRABUR (1962) assignent à leur complexe charbonneux un âge levantin supérieur (= astien supérieur); le complexe marneux correspond, dans leur schéma, au Villafranchien et peut-être au Saint-Prestien, le complexe sablo-argileux au Mindélien et le complexe psammo-pséphitique au Pléistocène supérieur.

Tableau 1

Dépression de Braşov (Bassins de Baraolt et de Sfîntu - Gheorghe) Succession lithologique, divisions, chronologie

E. JEKELIUS 1932			E. LITEANU et collab. 1962			P. SAMSON et C. RADULSCU 1963 + nouvelles données					
Bassin de Baraolt	Bassin de Sf.Gheorghe	Age	Bassin de Baraolt	Bassin de Sf.Gheorghe	Age	Bassin de Baraolt	Bassin de Sf.Gheorghe	Age	Phases fauniques		
Horizon supérieur		Levantin + Pléistocène	Complexe pséphito-psammitique		Pléistocène supérieur	Dépôts torrentiels, fluviatiles, de pente		Pléistocène supérieur	Würm	Phase unique	
						Horizon IV					
						Cône de déjection de l'Olt					
Horizon moyen (lignite en bordure)		Dacien	Complexe marneux		Villafranchien + Saint-Prestien	Agglomérats andésitiques		Pléistocène moyen	Riss	Phase III	
						Coulées de basalte (au Nord)					
						Horizon II faciès de profondeur: marnes; faciès littoral: sables, graviers, craie lacustre, diatomite etc.					
Horizon inférieur Lignite (Couches I—III) seulement dans la zone axiale		Dacien	Couche IV de lignite	Complexe	Levantin supérieur (= Astien supérieur)	Couches IV et V de lignite		Pléistocène inférieur (Villafranchien)	Cromer Mindel	Phase II	
			Extension de la Couche III de lignite en bordure			charbonneux	Sables en bordure				
							Marnes claires (au Nord)				
						Horizon I Marnes sableuses avec couches de lignite (I—III) Extension de la Couche III de lignite en bordure		Günz ?	Phase I		
						Lignite en bordure		Villafranchien supérieur		Faune inconnue	
						Villafranchien moyen ?				Phase I	
						Villafranchien inférieur				Phase I	

Dans une récente esquisse de corrélation des principaux gisements fossilifères mammalogiques de Roumanie (P. SAMSON & C. RADULESCO 1963), nous avons considéré les horizons I et II comme pléistocènes inférieurs (villafranchiens) et l'horizon III comme pléistocène moyen. Il faut ajouter à cette esquisse l'horizon IV d'âge pléistocène moyen et supérieur (Tableau 1).

Ce sera le but même de ce travail de confirmer et de développer les prémisses de 1963 par l'étude d'une faune de Mammifères plus riche et de tenter une corrélation plus précise entre les divers niveaux fossilifères de la Dépression de Braşov.

III. Paléontologie

Dans l'étude paléontologique nous décrivons les espèces fossiles de Mammifères de la Dépression de Braşov groupées en complexes, pour mieux faire ressortir leur succession chronologique et pour en faciliter à la fois les comparaisons. C'est ainsi que nous avons pu séparer trois complexes fauniques principaux, correspondant au Pléistocène inférieur, moyen et supérieur. La faune du Pléistocène inférieur (Villafranchien) comporte deux phases rapportables, l'une à l'horizon I, l'autre à la partie inférieure de l'horizon II. Dans le cadre du Pléistocène moyen nous avons distingué trois phases appartenant, la première à la base de l'horizon III, la seconde à la partie terminale de celui-ci (P. SAMSON & C. RADULESCU 1965) et la troisième à la partie inférieure de l'horizon IV. Le complexe pléistocène supérieur se rapporte à la partie supérieure de l'horizon IV.

1. Faune du Pléistocène inférieur (= Villafranchien)

A. Phase I (Horizon I)

Ord. Proboscidea

Zygodon borsoni (HAYS)

Matériel: Araci-Fîntîna Fagului — Uncinatum sin. fragmentaire.

Les faces antérieure et postérieure de l'os sont un peu endommagées du côté interne, ce qui ne nous a permis de prendre qu'approximativement son diamètre antéro-postérieur (~136 mm); en revanche, nous avons pu mesurer le diamètre transverse maximum qui atteint 134 mm; la hauteur, en arrière de la facette d'articulation pour le magnum, devrait avoir 120 mm environ.

Généralement, la morphologie et les proportions excluent la possibilité que cet os appartienne à un Eléphant et plaident en faveur de son rattachement à un Mastodonte; les grandes dimensions et le rapport longueur/largeur < 1 montrent nettement que la pièce de Fîntîna Fagului ne pouvait pas provenir d'un *Anancus arvernensis*; nous l'attribuons par conséquent à *Zygodon borsoni*. Il convient de souligner encore les étroites affinités de cet os avec l'onciforme du spécimen de petite taille de *Z. borsoni* de Vialette (J. VIRET 1954).

Anancus arvernensis (CROIZET & JOBERT)

Matériel: Vîrghiş I - Secteur Ouest — M₃ dext. fragmentaire

— M₃ sin. fragmentaire

Ghidfalău

— M₂ dext. (Pl. I, fig. 2)

La morphologie des dents de Vîrghiş I, très caractéristique, nous dispense d'en faire toute description. L'état trop fragmentaire des pièces nous a empêché de prendre des mensurations et nous signalons seulement la largeur de la M₃ dext. qui est de 94 mm.

La pièce de Ghidfalău représente le germe de M₂ dext. Ses dimensions sont indiquées ci-dessous:

longueur	142.5 mm
largeur au métalophe	81.0 mm
hauteur interne au tritolphe, non usé	61.5 mm

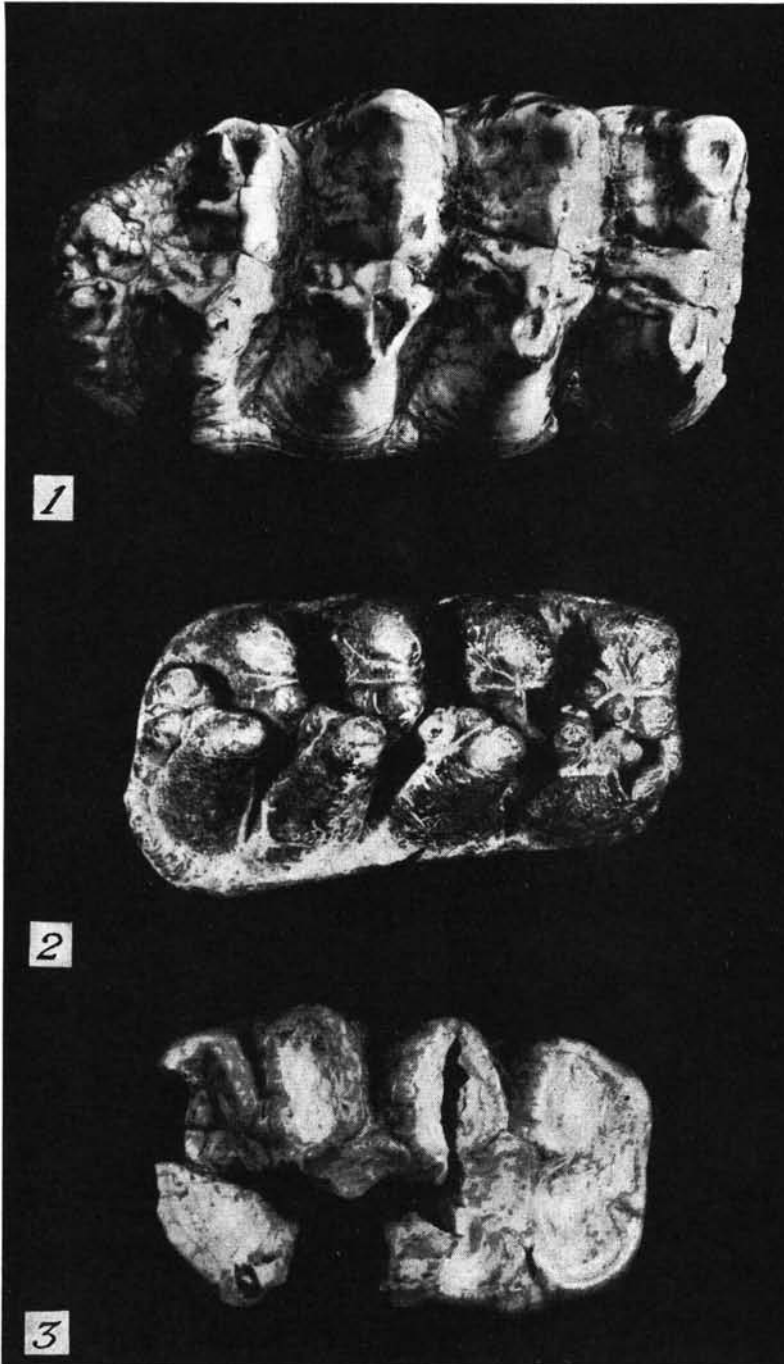


Planche I. Fig. 1. *Zygodon borsoni* (HAYS). Racoșul de Sus (Bassin de Baraolt). M_3 dext., vue occlusale. Fig. 2: *Anancus arvernensis* (CR. et JOB.). Ghidfalău (Bassin de Sf. Gheorghe). M_2 dext., vue occlusale. Fig. 3: *Anancus arvernensis* (CR. et JOB.). Ariujd (Bassin de Baraolt). M^1 dext., vue occlusale. ($1/2$).

Ord. Perissodactyla

Dicerorhinus cf. *megarhinus* (DE CHRISTOL)

Matériel: Araci-Fîntîna Fagului — Crâne et mandibules fragmentaires, M², M³ et M₃, d'un même sujet sénile (Pl. II, fig. 1; fig. 3-5).

Vîrghiş I-Secteur Ouest — M² dext. fragmentaire (Pl. II, fig. 2)

Crâne. De la tête osseuse brisée nous avons seulement les nasaux, conservés entièrement, presque tout le toit cranien et l'arcade zygomatique gauche.

Nous décrivons surtout les nasaux qui permettent une série d'observations importantes concernant les caractères utilisés habituellement dans la systématique des Rhinocéros. Ces os sont allongés et relativement étroits (tableau 3); leur face supérieure, relevée en bosse pour soutenir la corne antérieure, possède de nombreuses rugosités, généralement serrées et basses, qui forment une sorte de plaque compacte; celle-ci, délimitée nettement à sa partie antérieure et sur les côtés, devient graduellement lisse en arrière et se confond avec la partie postérieure des nasaux. Cette plaque, à son extrémité proximale, présente deux sillons symétriques, disposés latéralement, qui commencent chacun au bord du nasal et avancent vers la ligne médiane sans l'atteindre. Au voisinage du point de départ du sillon gauche il y en a encore un autre, dirigé obliquement en haut et en avant, qui finit près du sommet rugueux. Ce deuxième sillon donne naissance à une ramification qui décrit un

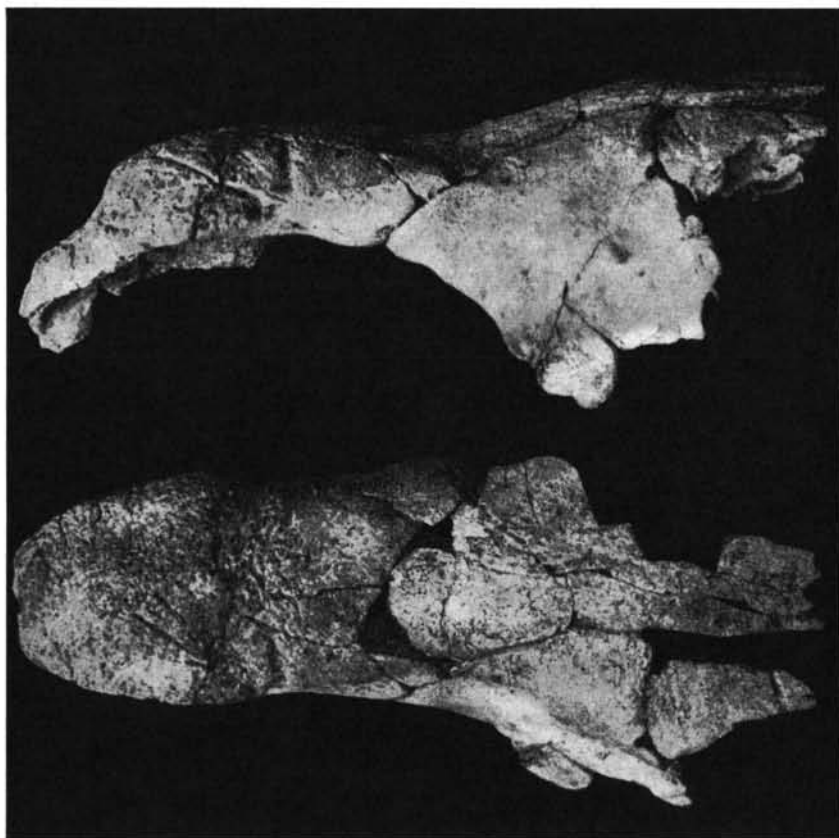


Fig. 3. *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* (DE CHRIST.), femelle. Araci-Fîntîna Fagulu (Bassin de Baraolt). Crâne, partie antérieure: face latérale (en haut), face supérieure (en bas) (1/4).

lange arc de cercle le long du bord nasal correspondant. Du côté droit, on n'observe aucune trace de telle formation (fig. 3).

Une structure semblable, mais plus régulière, a été décrite par E. THENIUS (1955) sur des exemplaires femelles de *Dicerorhinus megarhinus* provenant de Hajnačka et Montpellier.

Sur la face inférieure des nasaux, à leur partie antérieure, se conservent les traces d'une cloison ossifiée, relativement mince, dont la longueur mesure 128 mm. Il semble cependant, autant que l'on en puisse juger par l'état fragmentaire de la pièce, que la cloison proprement dite était plus courte, sa partie postérieure étant formée par une protubérance de renforcement. De chaque côté de la moitié proximale de la cloison, se trouve une dépression qui s'atténue vers la partie postérieure; dans cette portion, les bords des nasaux sont faiblement saillants. Deux sections transversales, la première au niveau de la cloison, la deuxième en arrière de celle-ci montrent cette conformation (fig. 4 A, B). L'échancrure nasale est très profonde.

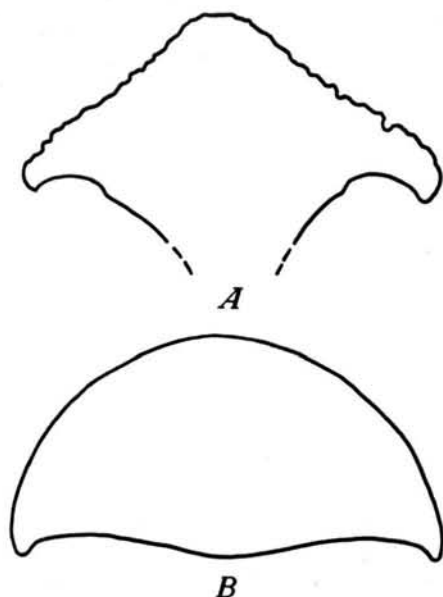


Fig. 4. *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* (DE CHRIST.), femelle. Araci-Fintina Fagului (Bassin de Baraolt). Sections transversales des nasaux: A. au niveau de la cloison nasale; B. en arrière de la cloison nasale. ($1/2$).

Les frontaux présentent, eux aussi, une proéminence médiane, plus réduite, qui supportait la corne.

En ce qui concerne la partie postérieure du crâne, nous relevons seulement que les crêtes pariétales sont très atténuées.

Malgré la forte taille du spécimen, le crâne, dans l'ensemble, reste assez gracile. L'étroitesse des nasaux, le maigre développement des bosses d'insertion pour les cornes et les crêtes pariétales très réduites fournissent des arguments qui prouvent le sexe femelle de l'individu. L'usure très poussée des dents, ainsi que l'effacement complet des sutures montrent son âge bien avancé.

Mandibule. Seuls deux fragments de la même mandibule droite valent d'être décrits. Le premier représente la partie postérieure de la branche horizontale avec M_3 et la paroi distale de M_2 (fig. 5). Ce qui frappe à la mandibule c'est l'épaisseur très accusée au niveau de la dernière molaire (voir le tableau 3).

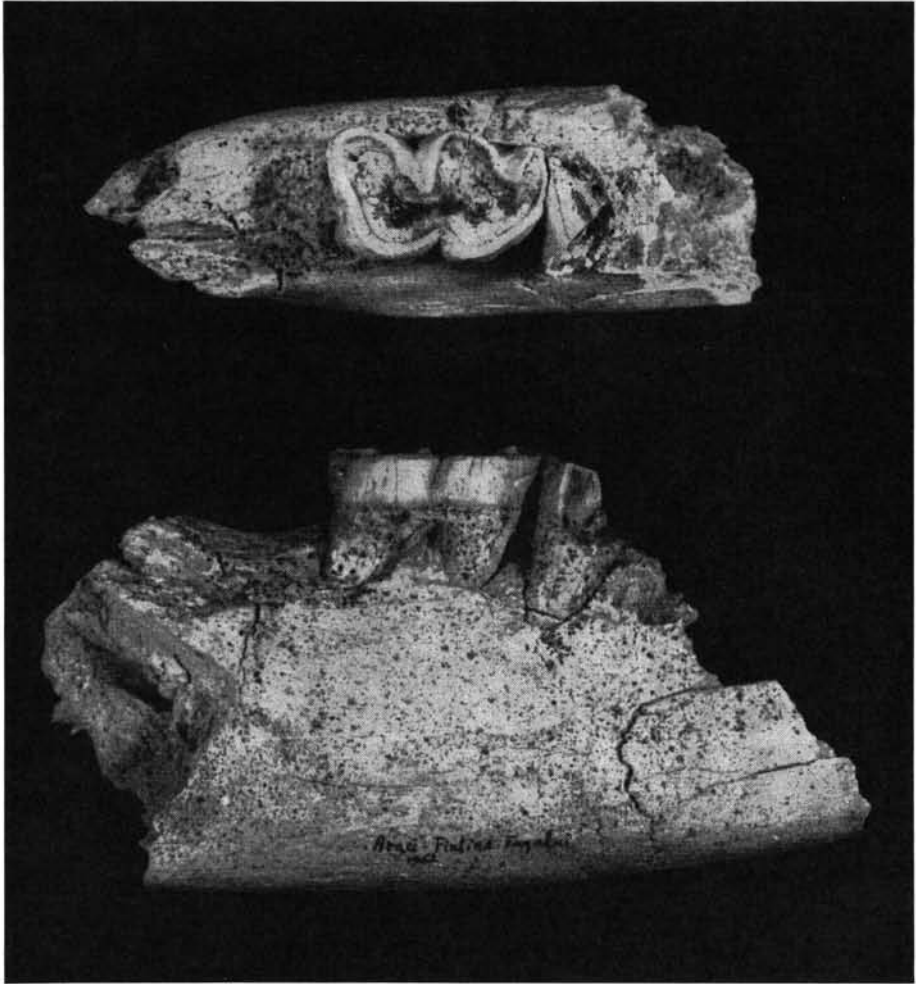


Fig. 5. *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* (DE CHRIST.), femelle. Araci-Fintina Fagului (Bassin de Baraolt). Mandibule, branche horizontale dext., fragment postérieur avec M₃: vue occlusale (en haut), vue externe (en bas). (1/2).

On peut conclure que le Rhinocéros de Fintina Fagului se distingue nettement par la massivité de la mandibule, surtout comparativement à *D. etruscus*.

Le deuxième fragment représente la partie antérieure de la branche horizontale à laquelle nous nous sommes rapportés. On remarque les alvéoles de P₂ et P₃. En avant et en dessous de P₂, il y a un double trou mentonnier.

Dentition supérieure.³⁾ Parmi les jugales recueillies avec le crâne que nous venons de décrire, il y en a dont le crochet forme un angle très ouvert avec le métalophe (Pl. II, fig. 1). C'est là probablement, comme l'ont montré entre autres H. FALCONER (1868), P. LEONARDI (1947) et tout récemment A. AZZAROLI (1963), un trait caractéristique de *Dicerorhinus megarhinus*.

³⁾ Les dimensions ont été prises ainsi: longueur = longueur de l'ectolophe à 1,5—2 cm au-dessus du collet; largeur = largeur à la base de la couronne (voir aussi W. O. DIETRICH 1945 et U. LEHMANN 1954).

La M^2 droite de Vîrghiş I (Pl. II, fig. 2) complète les données que nous possédons sur la dentition du grand Rhinocéros de la Dépression de Braşov. Le crochet a la base large et l'extrémité pointue; ainsi que dans les dents de Fintîna Fagului, l'angle entre le métalophe et le crochet est très ouvert et présente une petite excroissance. L'ectolophe présente aussi deux minces excroissances (les "combing plates" de H. FALCONER 1868); ces dernières et le crochet sont convergents. Cette morphologie, jointe aux grandes dimensions, approche sensiblement la dent de Vîrghiş des molaires de Montpellier décrites minutieusement par H. FALCONER (l. c.).

Dentition inférieure.⁴⁾ La M_3 du fragment de mandibule droite de Fintîna Fagului, bien que très usée, permet quelques observations (fig. 5): sa paroi labiale est séparée en deux parties à peu près égales par un sillon qui s'arrête à 5 mm au-dessus du collet; nous signalons ce caractère parce que les M_3 de *Dicerorhinus* sp. (Iarăş-Cariera Nouă) et de *D. etruscus*, que nous utilisons pour des fins comparatives, présentent le même sillon jusqu'à la base de la couronne. Le cingulum, à position presque horizontale (H. G. STEHLIN 1930), est limité aux parois mésiale et distale de la dent. L'épaisseur de l'émail est remarquable (4 mm). Les dimensions de la molaire sont indiquées dans le tableau 3.

La longueur alvéolaire de P_2 et P_3 mesure respectivement 31 et 40 mm.

Dans l'ensemble, les dents, autant supérieures qu'inférieures, sont encore assez brachyodontes.

Rapports et différences. Le Rhinocéros de Fintîna Fagului, par ses dimensions craniennes et dentaires, se range près de grands spécimens de *Dicerorhinus megarhinus* de Montpellier-Roussillon. Par la présence d'une cloison nasale ossifiée, notre exemplaire se distingue suffisamment de *D. megarhinus*, tel que l'ont fait connaître depuis G. CUVIER toute une série de savants. Il semble toutefois que certains sujets, probablement de sexe mâle du Roussillon, avaient déjà un commencement de septum nasal, si l'on tient compte de la découverte de Millas (E. THENIUS 1955).

Les représentants plus tardifs de *D. megarhinus* de Hajnačka paraissent avoir constamment une cloison nasale partiellement ossifiée chez les mâles.

Une fructueuse parallèle nous a permis le Rhinocéros de Vialette, chez lequel les deux sexes semblent pourvus d'une cloison nasale, plus ou moins développée.

L'exemplaire de Fintîna Fagului se rapproche beaucoup, par la grande extension de son échancrure nasale, du spécimen femelle de Vialette, figuré par E. THENIUS (l. c., planche, fig. 3 et 4), ayant, comparativement à ce dernier, les nasaux un peu plus épais et plus larges, mais sans atteindre les proportions du sujet mâle de la même localité. Il faut mentionner encore que la cloison nasale est beaucoup moins étendue vers la partie postérieure chez notre spécimen. Cela lui confère apparemment un cachet plus archaïque.

En présence des molaires seulement, nous n'aurions pas hésité à réunir notre matériel à l'espèce de Montpellier-Roussillon. Les caractères craniens nous imposent cependant plus de prudence.

En conclusion, on peut accepter que le Rhinocéros de Araci-Fintîna Fagului et Vîrghiş I est très probablement un descendant de *D. megarhinus* du Pliocène, ainsi que le Rhinocéros de Vialette avec lequel il a les affinités les plus étroites, malgré sa taille un peu plus grande.

Notre spécimen est de taille nettement supérieure à celle de *D. etruscus* villafrançien et c'est pourquoi il nous semble inutile d'insister sur leurs caractères différentiels.

4) Les mensurations ont été prises comme suit: longueur = longueur de la paroi interne à 1,5—2 cm au-dessus du collet; largeur = largeur maxima aux lobes antérieur et postérieur à la base.

Tapirus cf. arvernensis DEVÈZE & BOUILLET

Matériel: Vîrghiş I-Secteur Ouest — Deux fragments du même arc mandibulaire avec P₃, P₄ fragmentaire, M₁ et M₂ sin. (fig. 6)

Description. Les fragments représentent, le premier la région symphisaire, le second une grande partie de la branche horizontale gauche.

La région symphisaire est détériorée à l'avant, où se sont conservés seulement les alvéoles des canines. Le diamètre transverse dans la zone rétrécie, en arrière des canines, atteint 33.5 mm. La branche horizontale gauche est cassée en avant des alvéoles de P₂; P₃, P₄ dont la moitié postérieure manque, M₁ et M₂ sont les seules dents en place; en arrière de M₂ la mandibule est également brisée.

Les mensurations dentaires sont les suivantes:

	P ₃	P ₄	M ₁	M ₂
longueur	20.2	21.5	22.5	23.8 mm
largeur antérieure	15.3	17.0	16.5	17.3 mm
largeur postérieure	16.0	—	15.6	16.0 mm

La longueur alvéolaire de P₂ atteint 21.0 mm.



Fig. 6. *Tapirus cf. arvernensis* DEV. et BOUILL. Vîrghiş I, Secteur Ouest (Bassin de Vîrghiş). Mandibule, branche horizontale sin., avec P₃-M₂, vue occlusale. (1/1).

Rapports et différences. Il est difficile de se faire une idée très exacte sur l'appartenance spécifique du Tapir de Vîrghiş seulement d'après les restes que nous venons de décrire. Pour le moment, nous ne connaissons pas la structure de son crâne qui aurait été décisive dans ce problème.

Les espèces susceptibles d'avoir existé dans notre région au commencement du Pléistocène, dans l'état actuel des connaissances, sont *Tapirus hungaricus* v. MEYER et *T. arvernensis* DEV. & BOUILL. D'après les mensurations des dents, on peut convenir que notre spécimen a plus d'affinités avec *T. arvernensis*, présentant comme celui-ci une taille plus robuste (H. v. MEYER 1867, D. del CAMPANA 1910) par rapport à *T. hungaricus*. Bien que l'on puisse convenir aussi que ce critérium n'est pas toujours suffisant, jusqu'à la découverte d'un nouveau matériel plus significatif, nous attribuons les deux fragments de mandibule de Vîrghiş à *T. arvernensis*.

Dans les listes successives sur la faune de Căpeni, qui représente le même horizon qu'à Vîrghiş, on constate des vues différentes sur les Tapiridés: T. KORMOS (1935) mentionne un Tapir, mais ses réserves sur l'appartenance spécifique de celui-ci s'expriment par un point d'interrogation; M. MOTIL (1939) signale *T. hungaricus*; M. KRETZOI (1954), en revanche, s'abstient de toute détermination précise indiquant un *Tapirus* sp. indet.

Bien que les deux espèces *T. hungaricus* et *T. arvernensis* soient représentées, toutes les deux, en Tchécoslovaquie dans l'association faunique de Hajnačka (O. FEJFAR 1962), il nous semble, d'après notre documentation actuelle, prématuré d'admettre cette coexistence aussi dans le Bassin de Baraolt. Il est bien possible au contraire que l'on soit à Căpeni et Vîrghiş en présence d'une seule espèce inséparable de *Tapirus arvernensis*.

Ord. Artiodactyla

Propotamochoerus cf. *provincialis* (GERVAIS)

Matériel: Vîrghiş I-Secteur Ouest — Humérus dext., fragment de diaphyse.

Propotamochoerus provincialis a été déjà indiqué dans l'association faunique de Căpeni par T. KORMOS (1935). Plus tard, M. MOTTL (1939) mentionne deux M³ de la même localité qu'elle attribue à la race *minor* de cette espèce. La liste dressée par M. KRETZOI (1954) comprend aussi *P.* cf. *provincialis*.

Il semble par suite bien probable que le fragment d'humérus de Suidé de taille modeste, que nous possédons, dénote la présence de la même espèce, qui aurait persisté au commencement du Pléistocène, non seulement dans la Dépression de Braşov, mais aussi dans le Sud de la Moldavie à Măluşteni (I. SIMIONESCU 1930).

Cervus sp. (taille d'un *Capreolus*)

Matériel: Căpeni — Mandibule dext. fragmentaire avec P₂—M₃.

Description. La mandibule est assez mal conservée, de toute la série jugale seulement P₃ étant complète; les autres dents sont plus ou moins endommagées.

La rangée dentaire mesure 69.4 mm de longueur aux alvéoles et 66 mm à la surface masticatrice. A. KOCH (1880) indique des dimensions semblables pour une mandibule qu'il attribue à *Cercus capreolus* L. *fossilis*, provenant aussi du lignite de Căpeni (longueur P₂—M₃ = 65 mm).

Notre pièce frappe, à première vue, par le degré général de brachyodontie et par la persistance du pli *palaeomeryx* sous une forme atténuée; on observe encore que P₂ est assez développée; P₃ et P₄ ont les longueurs à peu près égales; en jugeant par son empreinte en lignite, P₄ avait le métaconide soudé au paraconide (type molarisé).

Le cingulum est assez bien exprimé et toutes les molaires possèdent une colonnette externe relativement puissante; à M₃, entre le second et le troisième lobe, il n'y a que l'esquisse d'une telle formation.

Dans l'ensemble, la dentition se rapproche beaucoup, par sa morphologie et les dimensions, de celle du Chevreuil actuel et c'est pourquoi A. KOCH (1880) avait inscrit *C. capreolus fossilis* dans l'association faunique de Căpeni.

Rapports et différences. La détermination, non seulement spécifique, mais encore générique, du petit Cerf de Căpeni est très délicate d'après cet unique document et nos comparaisons avec les Cervidés de la fin du Pliocène et du commencement du Pléistocène n'ont pas donné un résultat concluant.

Il convient de rappeler cependant l'attention sur la découverte, dans l'Est européen, de quelques Cervidés primitifs pourvus de traces du pli *palaeomeryx*. Dans notre pays, ils apparaissent à Măluşteni et Bereşti en Moldavie méridionale (*Capreolus australis* DE SERRES, d'après I. SIMIONESCU 1930, 1932); on les retrouve également en Pologne (*Cervocerus wenzensis*, T. CZYZEWSKA 1960) et ils ne manquent non plus dans l'Union Soviétique (*Cervus [Rusa] moldavicus*, N. M. JANOVSKAJA 1954).

Il s'agit, paraît-il, d'un groupe, encore peu connu, à caractères archaïques, peut-être descendant des Pliocervinés. Le problème se complique en plus par la persistance, très possible dans les mêmes régions, des *Capreolini* primitifs de type *Procapreolus* (M. SCHLOSSER 1924).

Dans ces circonstances, pour discerner les rapports possibles de l'espèce de Căpeni avec ces différents Cervidés, nous préférons être mieux documentés.⁵⁾

⁵⁾ La révision des petits Cervidés du Sud de la Moldavie, ainsi que l'étude du matériel récemment découvert dans les dépôts villafranchiens d'Olténie par Mr. M. FERU, nous permettrons peut-être quelques précisions dans ce domaine (C. R. et P. S.)

Bovini cf. *Bison*

Matériel: Căpeni-Secteur I — Métacarpe sin., extrémité distale (fig. 7).

Le fragment représente l'articulation distale dont la morphologie exclue sa provenance d'un Cervidé, mais justifie son attribution à un Boviné de grande taille, probablement un Bison. La largeur de la pièce est indiquée dans le tableau 2.

Tableau 2
Dimensions comparées du canon antérieur de *Bison* ? de Căpeni (Bassin de Baraolt)

	<i>Bison</i> ? Căpeni - Sect. I	<i>Leptobos</i> <i>elatus</i> Perrier	<i>Leptobos</i> <i>stenometopon</i> Saint-Vallier (J. VIRET 1954)	<i>Leptobos</i> <i>etruscus</i> Senèze (P. TEILHARD DE CHARDIN et J. PIVETEAU 1930)	<i>Bison</i> <i>palaeosinensis</i> Nihowan
largeur de l'extrémité distale	66.5	52.8 ¹⁾ -58.0 ²⁾	57.0-67.0	61.0	65.0

1) J. VIRET 1954; 2) P. TEILHARD DE CHARDIN et J. PIVETEAU 1930. Dans tous les tableaux les mensurations sont en mm.

Afin de faciliter les comparaisons, nous avons introduit dans ce tableau encore quelques valeurs concernant les métarpes de *Leptobos* de Perrier (Villafranchien inférieur) — le gisement le plus proche chronologiquement de celui de Căpeni — de Saint-Vallier (Villafranchien moyen) et de Senèze (Villafranchien supérieur). Nous avons emprunté aussi à P. TEILHARD DE CHARDIN & J. PIVETEAU (1930) certaines mensurations relatives à *Bison palaeosinensis*, un des plus anciens Bisons connus en Asie.

On peut constater, en examinant ce tableau, que par sa largeur distale, le métacarpe de Căpeni dépasse visiblement les pièces correspondantes du *Leptobos* de Perrier. On peut encore noter que Saint-Vallier a fourni un seul document comparable au nôtre. Les métarpes de *B. palaeosinensis* égalent par leurs dimensions la pièce de Baraolt.

Pour donner encore un argument en faveur de l'attribution du fossile qui nous intéresse à un Bison, nous ferons appel à la découverte d'une phalange I, très puissante, à Mălușteni, dépôt synchrone avec celui de Căpeni. Cette phalange, décrite et figurée par I. SIMIONESCU (1930), a le rapport longueur/largeur de la diaphyse de 2, 37; le même rapport, d'après les données de G. MERLA (1949), pour *Leptobos etruscus* oscille de 2,66



Fig. 7. *Bovini* cf. *Bison*. Căpeni, Secteur I (Bassin de Baraolt). Canon antérieur sin., extrémité distale, vue antérieure. (1/1).

à 2,70; une phalange de *B. palaeosinensis* offre presque le même indice (2,33) que la pièce de Mălușteni; *Bos primigenius* et *Bison priscus* fournissent des chiffres encore moindres (<2,30).

La présence à Mălușteni d'une espèce rapportable au Bison par la robustesse de ses phalanges, nous a permis d'attribuer — sous toute réserve, jusqu'à de nouvelles découvertes plus probantes — le reste fossile de Căpeni également à ce genre.

L'histoire phylétique des Bisons est loin d'être élucidée et il est bien possible d'avoir affaire à un rameau très ancien dont l'évolution aurait eu lieu en Asie et en Europe Orientale (P. SAMSON & C. RADULESCO 1965).

B. Phase II (Horizon II — Partie inférieure)

Ord. Proboscidea

Zygalophodon borsoni (HAYS)

Matériel: Racoșul de Sus — M₃ dext. (Pl. I, fig. 1)
Iarăș - Cariera Nouă — D³ sin. (fig. 8)

La molaire de Racoșul de Sus est très bien conservée et présente la surface de mastication modérément entamée par l'usure. La morphologie n'offre rien digne d'être souligné. L'émail a une épaisseur de 4 à 6 mm.

Les dimensions plus importantes de la pièce sont:

longueur	180.0 mm
largeur au métalophe	98.5 mm
hauteur interne au tritolophe, non usé	72.0 mm

La petite dent de Iarăș-Cariera Nouă représente une jugale de lait, fort probablement la D³ sin. qui, à notre connaissance, n'a pas encore été décrite chez *Z. borsoni*.

La couronne, en très bon état de conservation, est faiblement usée; les racines sont cassées entièrement. La dent, rétrécie à sa partie antérieure, peut être inscrite approximativement dans un trapèze.

La surface masticatrice est formée de deux crêtes transversales (proto- et métalophe), chacune étant constituée par 4 tubercules, dont les deux externes sont plus développés et à peu près égaux; du côté externe de la dent s'observent deux arêtes — respectivement sur la face postérieure du protocône et sur la face antérieure du métacône — qui sont orientées vers l'intérieur et se rencontrent dans la vallée séparant les deux crêtes. Les tubercules de la moitié interne de la couronne sont de grandeur différente, le médian étant plus réduit. Le sulcus médian est bien exprimé, divisant les crêtes transversales en deux parties distinctes (fig. 8 A).

La face antérieure est bordée, sur toute sa longueur, d'un cingulum qui, à la base du sulcus, donne naissance à un petit tubercule lié par une faible arête au sommet du protocône (fig. 8 B). On observe encore l'empreinte de D².

La face postérieure est pourvue d'une puissante formation cingulaire mamelonnée, surtout du côté interne où elle s'étend jusqu'à mi-hauteur de l'hypocône (fig. 8 C).

Sur la face interne, la vallée, qui sépare les deux crêtes de la dent, est obstruée par un tubercule légèrement entamé par l'usure et prolongé en direction mésiale et distale par un cingulum modéré (fig. 8 D).

La face externe ne présente qu'un tubercule bifide au niveau de la vallée transversale (fig. 8 E).

Généralement, l'émail épais de 1 à 1,5 mm est très ridé; les plis sont accusés vers le sommet de la couronne et deviennent moins évidents vers la base de celle-ci.

Voici les dimensions de la pièce:

longueur maxima (externe)	46.5 mm
largeur du protolophe	42.0 mm
largeur du métalophe	50.0 mm
hauteur du métalophe (interne)	30.5 mm

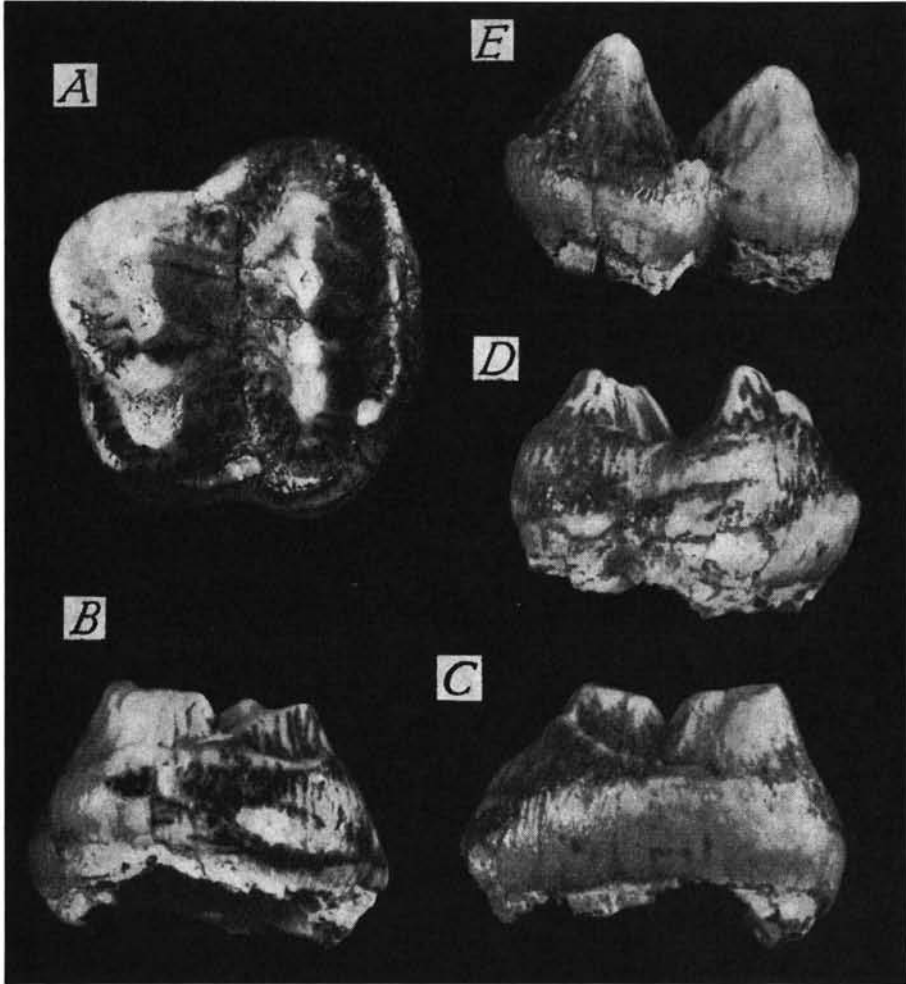


Fig. 8. *Zyglophodon borsoni* (HAYS). Iarăș - Cariera Nouă (Bassin de Baraolt). D³ sin.: A. vue occlusale; B. vue antérieure; C. vue postérieure; D. vue interne; E. vue externe. ($\frac{1}{1}$).

Anancus arvernensis (CROIZET & JOBERT)

Matériel: Iarăș-Cariera Nouă — Défenses très fragmentaires
 Ariujd — M¹ dext. (Pl. I, fig. 3)
 Ilieni — Deux fragments de molaires.

De ce matériel nous ne décrivons que les pièces mieux conservées. Nous mentionnons toutefois, en jugeant d'après plusieurs fragments d'une même défense, que celle-ci pouvait atteindre jusqu'à 3 m de longueur.

La M¹ dext. de Ariujd, usée complètement et endommagée du côté postéro-interne, comporte les dimensions suivantes:

longueur	113.0 mm
largeur du métalophe	66.0 mm
épaisseur de l'émail	3 à 4 mm

Une M¹, également droite, qui nous a servi pour comparaison, signalée de la commune de Vladimir en Olténie par S. ATHANASIU (1909), bien que plus fraîche, présente une morphologie tout à fait semblable et presque les mêmes dimensions que la molaire de Ariujd.

Ord. Perissodactyla

Dicerorhinus sp.

Matériel: Iarăș-Cariera Nouă — M² sin. (Pl. II, fig. 3)
 — mandibule sin. fragmentaire avec P₄ et M₃
 Ilieni — P₃ (?) sin.

Description. La molaire supérieure de Cariera Nouă ressemble beaucoup à celles de Araci-Fîntîna Fagului et Vîrghiș I autant par sa morphologie que par sa robustesse. L'usure étant peu avancée, on observe que la crochet présente une base large et devient pointu à son extrémité; son angle de divergence avec le métalophe est assez ouvert; enfin, les mêmes "combing plates" apparaissent. Il y a cependant certaines différences entre cette molaire et celle de Vîrghiș qui se reflètent dans l'hypsodontie plus marquée et les dimensions un peu moindres de la première (tableau 3).

Le fragment de mandibule indique aussi un spécimen assez robuste. Dans l'ensemble, les dents sont plus hypsodontes et se distinguent facilement de celles de Araci-Fîntîna Fagului. La P₄ (long. x larg. ant. x larg. post. = 39.5 x 28.0 x 29.7 mm) se caractérise par son cingulum bien développé, qui n'est pas restreint aux parois mésiale et distale, mais s'étend, bien que moins exprimé, aussi à la face labiale de la dent. La M₃ présente, à son tour, un cingulum assez puissant dans sa partie antérieure, mais qui devient beaucoup moins accusé à sa paroi postérieure. Généralement, les formations cingulaires mésiale et distale sont situées assez haut et disposées obliquement.

Du lignite de Ilieni, nous possédons une P₃ (?) gauche, qui se distingue par certaines particularités en quelque sorte inattendues pour un *Dicerorhinus*. Ainsi, la paroi externe de son lobe antérieur n'est pas convexe comme dans ce genre, mais sensiblement aplatie, même un peu concave à la limite avec le lobe postérieur. A cause de cette morphologie, le sillon qui sépare du côté labial les deux croissants s'efface dans son tiers médian.

Pour le moment, par manque de matériel comparatif plus complet, l'importance de ces modifications nous échappe; cependant, il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un cas extrême de variation individuelle. En raison de sa longueur (= 38 mm), nous avons attribué provisoirement cette prémolaire à l'espèce de Iarăș-Cariera Nouă.

Dans la description des fossiles de Ilieni, F. TOULA (1911) a mentionné, sous le nom de "*Rhinoceros (Aceratherium ?) spec*" une P₂ gauche (long. x larg. = 33 x 21 mm). D'après l'ensemble de la faune et la position stratigraphique des couches ligniteuses, telle que nous l'avons définie précédemment, la présence d'un *Aceratherium* est tout à fait invraisemblable. Il est plus probable que cette dent appartienne aussi à l'espèce de Iarăș-Cariera Nouă.

Rapports et différences. Il est bien difficile à présent de pouvoir se faire une idée précise sur la physionomie du spécimen de Iarăș-Cariera Nouă; il se place au point de vue de la taille entre *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* de Araci-Fîntîna Fagului et *D. etruscus*, tel que nous le connaissons de Iarăș-Cariera Veche où apparaissent des exemplaires très proches de ceux du Valdarno superiore. S'il faut chercher des affinités métriques, notre matériel correspond assez bien à *Dicerorhinus "megarhinus"* du Valdarno inferiore (A. AZZAROLI 1963).

Dans le tableau 3, nous avons mis en parallèle les principales mensurations concernant les Rhinocéros du Pléistocène inférieur de la Dépression de Brașov; comme terme de comparaison nous avons choisi certaines pièces de notre pays et de l'étranger, afin de fournir une base plus exacte à nos remarques précédentes.

Tableau 3
Dimensions comparées craniennes et dentaires des *Dicerorhinus* villafranchiens du Bassin de Baraolt

	<i>Dicerorhinus</i> cf. <i>megarhinus</i> Araci - Fîntîna Fagului	<i>Dicerorhinus</i> sp. Iarăş - Cariera Nouă	<i>D. etruscus</i> Iarăş - Cariera Veche	<i>D. megarhinus</i> Montpellier	<i>D. "megarhinus"</i> Valdarno inferiore	<i>D. etruscus</i>
longueur du crâne	740.0	—	—	727.5 ¹⁾ 760.0 ²⁾ 780.0 ³⁾	—	600.0—650.0 ²⁾
largeur des nasaux	121.0	—	130.0	170.0 ³⁾	—	114.0 ¹⁾
longueur de l'échancrure nasale . . .	265.0	—	—	207.0 ³⁾ 248.0	—	195.5 ¹⁾
hauteur de la mandibule au-dessous de M ₃ (du côté interne)	99.0	89.0	95.0	—	—	89.5—92.0 ⁴⁾
largeur de la mandibule au-dessous de M ₃	68.0	55.0	49.5	—	—	47.5—48.8 ⁴⁾
longueur M ₁ —M ₃	—	144.0	125.5 128.5	155.0 ²⁾ 152.4 ¹⁾	144.0 ²⁾	125.0 ²⁾
M ₃ longueur x largeur	54.0 x 35.5	49.5 x 31.0	—	55.8 x — ¹⁾	—	48.2 x — ¹⁾
M ² longueur x largeur	58.5 x 63.0	56.0 x 62.4	51.0 x 55.5	58.4 x 63.4 ¹⁾	—	50.8 x 55.8 ¹⁾
M ³ longueur x largeur	59.0 x 54.5	—	50.8 x 51.0	53.3 x 60.8 ¹⁾	—	45.7 x 53.3 ¹⁾

1) H. FALCONER 1868; 2) A. AZZAROLI 1963; 3) P. GERVAIS 1859; 4) matériel de Covrigi (Olténie)

A l'exclusion de tout critérium de taille, assez significatif cependant, l'espèce de *Cariera* Nouă se distingue de *D. megarhinus* par des traits progressifs (hypsodontie plus manifeste, développement des formations dues au cingulum); elle se distingue à la fois de *D. etruscus* par certains caractères, que l'on peut qualifier d'archaïques (morphologie du crochet, angle plus ouvert entre ce dernier et le métalophe). Nous espérons que de nouvelles découvertes, plus importantes, nous fournissent l'occasion de revenir sur la place systématique du spécimen dont nous venons de nous occuper.

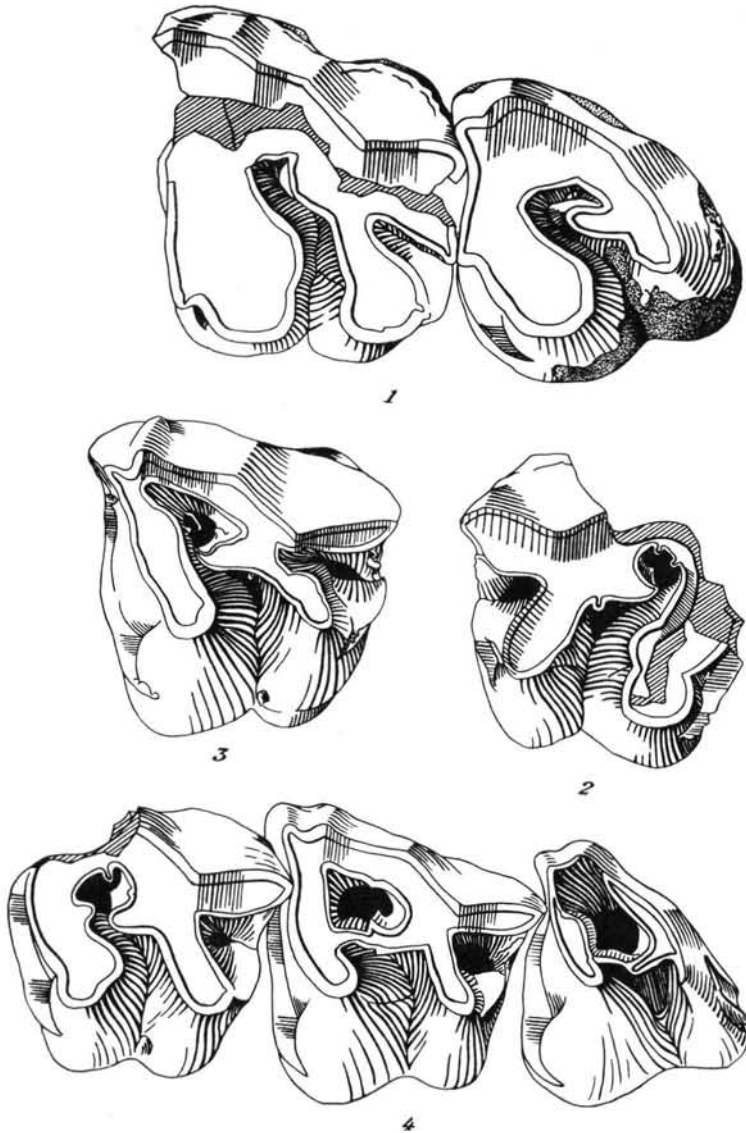


Planche II. Fig. 1: *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* (DE CHRIST.). Araci - Fintina Fagului (Bassin de Baraolt). M²—M³ sin., vue occlusale. Fig. 2: *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* (DE CHRIST.). Vîrghiș I, Secteur Ouest (Bassin de Vîrghiș). M² dext., vue occlusale. Fig. 3: *Dicerorhinus* sp. Iarăș - Cariera Nouă (Bassin de Baraolt). M² sin., vue occlusale. Fig. 4: *Dicerorhinus etruscus* FALC. Iarăș - Cariera Veche (Bassin de Baraolt). M¹—M³ sin., vue occlusale. (3/4).

Dicerorhinus etruscus (FALCONER)

Matériel: Iarăș-Cariera-Veche — Nasal sin. fragment (fig. 9)
 — M¹—M³ sin. (Pl. II, fig. 4)
 — Mandibules fragmentaires, droite avec P₃—P₄ et gauche édentée. Toutes ces pièces proviennent très probablement d'un même individu.

Nasal. Le fragment qui nous intéresse représente la portion proximale du nasal avec la partie postérieure de la région rugueuse pour l'insertion de la corne.

Comparativement au Rhinocéros femelle de Fintîna Fagului, on observe que les rugosités sont très puissantes et nettement délimitées en arrière; des trois sillons latéraux, le médian, qui est le plus développé, se dirige obliquement en haut et en avant, mais s'efface bien vite après avoir pénétré dans la zone marginale rugueuse; les autres sillons, très courts, sont à peine indiqués. Malgré l'état fragmentaire de la pièce, on peut encore constater, sur sa face inférieure, que la cloison nasale était beaucoup plus forte et le bord latéral plus épais et plus proéminent.



Fig. 9. *Dicerorhinus etruscus* (FALC.), mâle. Iarăș - Cariera Veche (Bassin de Baraolt). Nasal sin., vue latérale. (1/2).

Toutes ces différences morphologiques et la grande largeur des nasaux, qui dépasse même en valeur absolue celle du spécimen de Fintîna Fagului d'une taille évidemment plus grande, démontrent l'appartenance du matériel de Iarăș-Cariera Veche à un sujet mâle (tableau 3).

Mandibule. Les deux mandibules sont représentées seulement par les branches horizontales. La mandibule, la mieux conservée, nous a permis une comparaison utile avec la même pièce des autres Rhinocéros du Pléistocène inférieur du Bassin de Baraolt. Comme il résulte du tableau 3, la mandibule de *D. etruscus* montre des proportions différentes, parce qu'à une hauteur sensiblement égale, elle est moins épaisse, ayant par suite une allure plus élancée.

Dents supérieures. Pour ce qui est des M¹—M³ (Pl. II, fig. 4), nous désirons indiquer seulement certaines caractéristiques permettant de les distinguer des mêmes dents de *D. megarhinus*.

Ainsi, dans l'ensemble, ces molaires, à part leur moindre taille, sont plus hypsodontes et le crochet forme avec le métalophe un angle moins ouvert, qui diminue encore avec l'usure.

Dents inférieures. La mandibule gauche possède seulement deux dents en place: P₃ et P₄. Ces prémolaires se caractérisent par un cingulum assez bien développé, qui est présent aussi sur la face labiale, spécialement du croissant antérieur.

Voici les dimensions des prémolaires de Iarăş-Cariera Veche:

	P ₃	P ₄
longueur	35.8 mm	38.3 mm
largeur antérieure	22.4 mm	26.4 mm
largeur postérieure	26.5 mm	27.5 mm

Ord. Artiodactyla

Cervus sp. (*Euctenoceros*?)

Matériel: Iarăş-Cariera Veche — Métacarpe sin. fragmentaire.

L'os est brisé à partie proximale, immédiatement au-dessous de la surface articulaire. Nous n'avons trouvé aucune différence par comparaison à un métacarpien de *Euctenoceros* des dépôts villafranchiens supérieurs de Bugiuleşti (Olténie).

	Jarăş Cariera Veche	Bugiuleşti Valea Grăunceanului
longueur totale	300.0 mm	298.0 mm
diamètre transverse au milieu de la diaphyse	29.5 mm	29.0 mm
largeur maxima de l'extrémité distale	51.5 mm	49.5 mm

De même, la pièce de Iarăş ne diffère pas sensiblement du canon antérieur des autres *Euctenoceros* de l'Europe (A. AZZAROLI 1947, J. VIRET 1954).

Nous n'avons pas encore une opinion ferme sur l'appartenance spécifique de ce grand Cerf de Iarăş et l'unique document qui le représente est trop insuffisant pour en tirer une conclusion. Il est cependant très possible que l'on soit en présence d'une espèce de *Euctenoceros*.

Ord. Carnivora

Ursus etruscus G. CUVIER

Matériel: Ilieni — I² fragmentaire, C sup. dext., C sup. sin., P⁴ sin. fragmentaire, M¹ sin. fragmentaire, M² dext. et M² sin., provenant d'un même individu (fig. 10).

L'usure des dents n'étant pas trop avancée, on peut reconnaître certains aspects morphologiques propres au stade évolutif des Ursidés du Pléistocène inférieur de notre

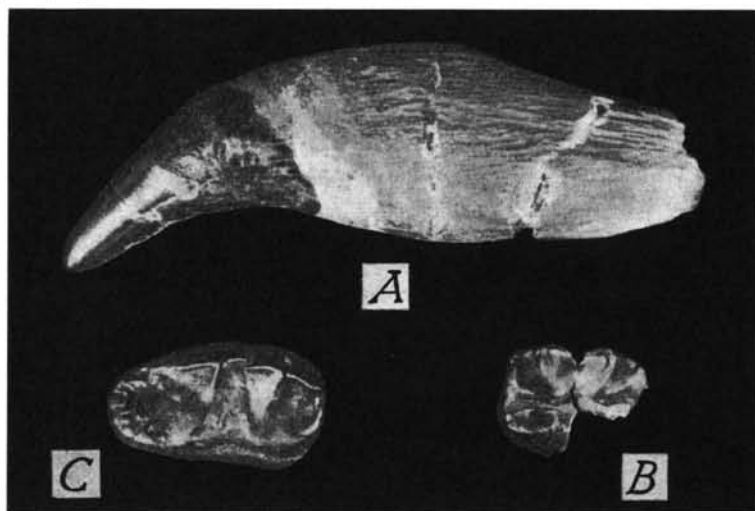


Fig. 10. *Ursus etruscus* G. CUVIER. Ilieni (Bassin de Ilieni). A. C supérieure sin., vue externe; B. M¹ sin., vue occlusale; C. M² dext., vue occlusale. (1/1).

continent. Comparativement à l'Ours brun, on observe sur nos pièces, malgré la fluctuation des caractères, une brachyodontie plus visible, la forme sensiblement carrée de M¹, M² à talon encore réduit.

Les canines, par leur diamètre transverse pris au collet, semblent donner un caractère de différenciation entre les sexes (F.-E. Koby 1949). Dans notre cas, il est possible d'accepter la présence d'un individu mâle.

Les dimensions des dents sont groupées ci-dessous:

	C sup.	M ¹	M ²
longueur	22.0 (au collet)	20.0	30.0 mm
largeur	15.0 (au collet)	16.0	17.0 mm

La volumineuse bibliographie sur les Ursidés (voir entre autres D. P. ERDBRINK 1953), particulièrement les descriptions minutieuses du matériel du Valdarno superiore (G. RISTORI 1897), nous dispense d'insister sur les détails de la morphologie des dents trouvées à Ilieni. L'Ursidé de ce bassin pourrait offrir, tout au plus, encore une nuance, mais il ne dépasse pas les limites de variabilité de l'espèce et les menurations indiquent l'appartenance de notre matériel à un exemplaire de taille "normale" (J. VIRET 1954).

2. Faunes du Pléistocène moyen

A. Phase I (Horizon III — partie inférieure)

Ord. Proboscidea

Archidiskodon meridionalis (NESTI)

Matériel: Rotbav-Silvestru — Arc mandibulaire avec M₃, fragmentaire (fig. 11)
 — P₄ sin., fragmentaire
 — Scapulum sin., extrémité inférieure
 — Fragments de mandibules, vertèbres, os longs.

L'arc mandibulaire est représenté par les branches horizontales avec les dernières molaires (M₃) en place, au niveau desquelles la paroi interne de la mandibule manque complètement, étant brisée. La symphyse, assez profondément cannelée sur sa face supérieure, se continue avec un bec dont le bout est cassé; à en juger par sa base, le rostre relativement court se dirigeait en avant et modérément en bas. Les quelques mensurations que nous avons pu prendre sont les suivantes:

largeur maxima de l'arc mandibulaire en arrière de M ₃	560 mm
largeur maxima de la gouttière symphysaire	82 mm
hauteur de la branche horizontale au milieu de M ₃	170 mm
hauteur de la branche horizontale en avant de M ₃	198 mm
angle de convergence des branches horizontales	77°

Les dents de l'arc mandibulaire (M₃), dans un état très avancé d'usure, sont cassées dans la partie antérieure. Leur aspect est caractéristique pour *A. meridionalis*: la couronne large, les lames épaisses, l'émail légèrement plissé formant de petits sinus médians opposés, les figures d'abrasion tripartites à ellipses latérales. Voici quelques données concernant ces pièces:

	M ₃ sin	M ₃ dext.
formule laminaire	— 1/2 6 x	— 1/2 5 x
largeur maxima	109.5	107.8 mm
épaisseur de l'émail	4—5 mm	

Ce qui frappe, de prime abord, c'est le desserrement accentué des lames (fig. 11) qui détermine une fréquence laminaire très basse, approximativement 4. En considérant ce chiffre à lui seul, sans d'autres remarques, on pourrait se méprendre sur le degré d'évolution de l'Eléphant méridional de Rotbav. Il faut absolument tenir compte du fait que

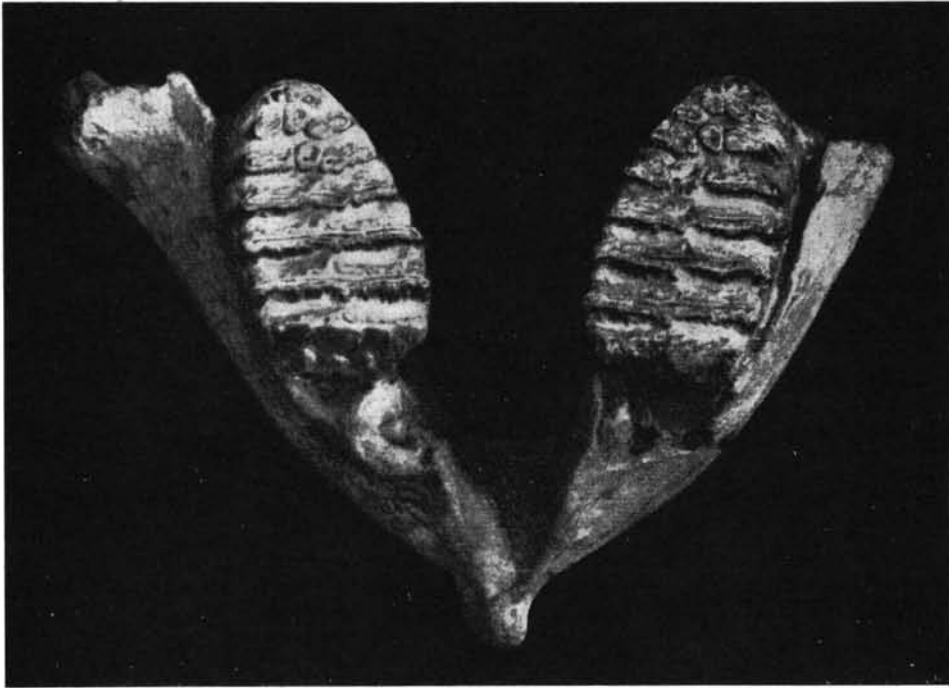


Fig. 11. *Archidiskodon meridionalis* (NESTI). Rotbav - Silvestru (Bassin de Baraolt). Arc mandibulaire avec M₃, vue supérieure. (1/4).

nous sommes en présence des molaires inférieures très usées et spécialement de leur partie postérieure où la disposition en éventail des lames est plus accusée; dans ce cas la fréquence laminaire peut se réduire d'un tiers environ (H. F. OSBORN 1942, R. VAUFREY 1958 etc.).

La P₄, très usée-même, est aussi brisée à sa partie antérieure. On n'observe que 5 lames assez épaisses et desserrées, dont l'émail a la tendance de former des sinus; la largeur maxima de la dent atteint 67 mm.

Le fragment de scapulum, avec la cavité articulaire pour l'humérus, comporte les dimensions suivantes:

largeur maxima de l'extrémité inférieure	319 mm
largeur du col	277 mm
grand diamètre de la cavité glénoïde	245 mm
petit diamètre de la cavité glénoïde	120 mm

Ord. Perissodactyla

Hipprotigris cf. *stenonis* (COCCHI)

Matériel: Rotbav-Silvestru — M sup. sin. (M¹ ?) (fig. 12 A).

La dent, par son protocône très court, suggère à première vue son rattachement à *Hipprotigris stenonis*.

Nous donnons ci-dessous les mensurations de la pièce:

longueur	26.8 mm
largeur	27.4 mm
hauteur	29.0 mm
longueur de protocône	8.4 mm
indice du protocône	31.3

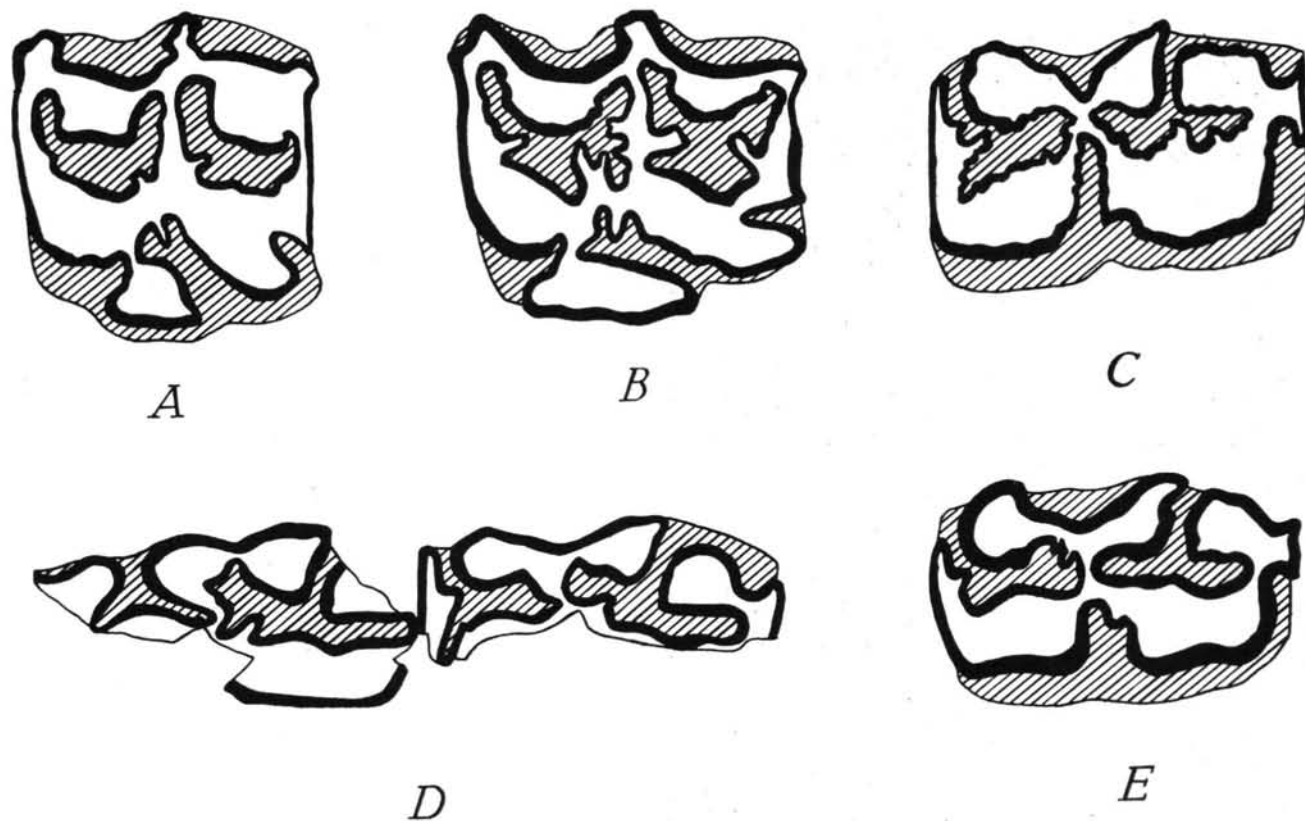


Fig. 12. A. *Hippotigris* cf. *stenonis* (Cocchi). Rotbav - Silvestru (Bassin de Baraolt). M^1 ? sin., vue occlusale; B. *Equus mosbachensis* v. REICH. Feldioara (Bassin de Baraolt). M^2 ? sin., vue occlusale; C. *Hippotigris süssenbornensis* (Wüst). Rotbav - Cariera de sub Brazi, partie inférieure (Bassin de Baraolt). P_4 sin., vue occlusale; D. *Equus mosbachensis* v. REICH. Rotbav - Dealul Tiganilor (Bassin de Baraolt). P_2 — P_3 sin., vue occlusale; E. *Equus* sp. Bodoc (Bassin de Sf. Gheorghe). P_3 sin., vue occlusale. ($3/2$).

Il convient de reconnaître que l'usure très avancée de la molaire rend difficile une détermination spécifique exacte. L'indice du protocône (31.3), ainsi que les proportions générales, penchent en faveur de son attribution à un *H. stenorhis* de taille moyenne.

Comme on l'a répété maintes fois, aucun critérium morphologique dentaire, à lui seul, n'est pas décisif pour caractériser un spécimen. C'est pourquoi nous remarquons encore, à part la brièveté du protocône, la tendance des styles à devenir bifides, ce dédoublement étant visible surtout au parastyle. C'est là un trait, semble-t-il, plus progressif. Outre cela, l'existence, bien que pour le moment incertaine, de plusieurs espèces de type zébrin en Europe durant le Pléistocène moyen (W. v. REICHENAU 1915), vient compliquer considérablement le problème.

Encore que la persistance de *H. stenorhis* au début du Pléistocène moyen ne soit pas totalement à écarter, nous préférons avoir des documents plus significatifs avant de l'affirmer avec certitude.

Hippotigris süssenbornensis (Wüst)

Matériel: Rotbav-Cariera de sub Brazi — P₄ sin. (fig. 12 C)

Rotbav-Silvestru — Tibia dext.

La morphologie et les dimensions de P₄ montrent son appartenance à l'espèce de Süssenborn. Comme on peut le voir dans la figure 12 C, le sinus interne est en forme de "V"; le métastylide est allongé en arrière et vers l'extérieur, ce qui lui donne un aspect différent par rapport au métaconide; la paroi interne de l'entoconide est sensiblement aplatie; l'émail des fossettes centrales très plissé.

Voici les mensurations de la prémolaire de Rotbav-Cariera de sub Brazi, comparées à celles de P₄ de *H. süssenbornensis* de la localité éponyme.

	Rotbav Cariera de sub Brazi	Süssenborn (W. v. REICHENAU 1915)
longueur	33.8 mm	35.0 mm
largeur	19.5 mm	17.8 mm
hauteur	62.0 mm	91.0 mm

La ressemblance métrique de ces deux dents s'accroît encore si l'on tient compte du fait que la longueur de la prémolaire de Süssenborn se réduit graduellement vers la base de la couronne: à 51 mm de hauteur elle mesure 33.6 mm (W. v. REICHENAU 1915).

Nous attribuons à la même espèce un tibia droit qui présente de grandes dimensions:

longueur totale	390.0 mm
largeur de l'extrémité proximale	117.5 mm
largeur au milieu de la diaphyse	50.0 mm
largeur de l'extrémité distale	86.5 mm

L'os se caractérise par la hauteur de l'épine tibiale, ce qui l'approche du tibia de *H. stenorhis*; cependant, la fosse pour le ligament rotulien moyen est peu profonde et la malléole interne moins développée comparativement à cette dernière espèce, morphologie qui donne au tibia de Silvestru un aspect légèrement caballin.

Equus sp. (petite taille)

Matériel: Rotbav-Silvestru — M sup. sin. (M² ?)

— P inf. dext. (P₄ ?)

Ces deux jugales sont les seules pièces de notre matériel qui prouvent l'existence, au commencement du Pléistocène moyen, d'un petit Cheval dont les affinités nous restent encore obscures. Il semble représenter la même forme que nous avons rencontré en Olténie à la même période (C. RADULESCO & P. SAMSON 1962 a) ⁶⁾

⁶⁾ Nous pensons avoir affaire à une nouvelle espèce qui fera l'objet d'une publication à part. (C. R. et P. S.)

Ord. Artiodactyla
Cervus sp. (groupe "rusoïde")

Matériel: Rotbav-Silvestru — Bois de mue sin., fragment basilaire.

Description. A cause de certaines particularités de la pièce, nous insisterons un peu plus sur les détails.

Le fragment de bois étant légèrement roulé, les traces de la meule, bien que reconnaissables, sont très faibles. Le premier andouiller, qui se trouve à une distance de 88.5 mm par rapport à la rose, est brisé à sa naissance. Entre la meule et cet andouiller, la perche se courbe doucement en dehors et en arrière; après le départ de l'andouiller, elle continue sa course vers l'extérieur en se dirigeant plus en arrière encore. Sur tout son trajet, la perche présente sa face externe aplatie, tandis que la face interne est convexe. Au-dessus de l'andouiller, la section du bois est ovoïdale à partie postérieure allongée.

Les mensurations de la pièce fournissent les chiffres suivants:

diamètre antéro-postérieur du merrain au-dessus de la meule	32.5 mm
diamètre médio-latéral du merrain au-dessus de la meule	26.0 mm
circonférence du merrain au-dessus de la meule	98.5 mm
diamètre antéro-postérieur du merrain au-dessus du premier andouiller	32.5 mm
diamètre médio-latéral du merrain au-dessus du premier andouiller	28.4 mm
circonférence du merrain au-dessus du premier andouiller	99.5 mm

Rapports et différences. Il est bien difficile de préciser la place systématique de l'espèce à laquelle appartient le fossile de Rotbav-Silvestru. En écartant la possibilité d'être en présence d'un individu juvénile — parce que tous les bois adultes, trouvés dans le même gisement, se rapportent à un Cerf encore inédit dont les phases plus jeunes présentent une morphologie différente du type que nous venons de décrire — il nous semble possible de rapprocher notre forme des Cerfs d'aspect "rusoïde" du Villafranchien d'Europe et nous pensons spécialement à *Cervus philisi* (S. SCHAUB 1941). Une identification avec cette dernière espèce est pour le moment problématique ayant en vue non seulement l'insuffisance de la documentation, mais encore la taille moindre de notre exemplaire et son âge géologique plus récent. De plus, dans les associations fauniques du Pléistocène moyen de notre continent, le groupe "rusoïde" semble ne plus apparaître. Toutefois, il n'est pas exclu que notre spécimen représente un descendant tardif du petit Cervidé de Senèze, auquel nous avons fait allusion plus haut.

En tout cas, le Cerf de Rotbav-Silvestru, dont les affinités sont incertaines, confère un cachet archaïque à l'ensemble de la faune de cette localité.

Megacerini gen. et sp. nov.

Un important matériel (fragments de crâne, de bois, d'os longs etc.), provenant de Rotbav-Silvestru, indique l'apparition d'un type mégacérin primitif qui sera décrit dans une étude spéciale (C. R. & P. S.).

Ce nouveau type semble caractériser le début du Pléistocène moyen autant dans notre pays (P. SAMSON & C. RADULESCO 1963, 1965), que dans l'Ouest de l'Union Soviétique où quelques découvertes isolées montrent l'existence de la même forme.

Ord. Rodentia
Trogontherium cf. *boisvilletti* (LAUGEL)

Matériel: Rotbav-Silvestru — I inf. sin., fragment apical (fig. 13).

Description. Généralement, par ses caractères les plus significatifs, cette pièce appartient sans conteste à un *Trogontherium*. On observe que la structure de l'émail et de



Fig. 13. *Trogontherium* cf. *boisvilletti* (LAUGEL). Rotbav - Silvestru (Bassin de Baraolt). I inférieure sin., fragment apical, vue externe et section transversale. ($1/1$).

la dentine, l'aspect de la section transversale et de la surface d'usure correspondent aux traits invoqués, le plus souvent, pour ce genre.

Le fragment représente environ le tiers antérieur de l'incisive. La surface d'usure montre les caractéristiques indiquées par A. SCHREUDER (1929), ayant le bord interne presque rectiligne, tandis que son bord externe décrit une demi-ellipse. Longue d'approximativement 20 mm, cette surface est composée de deux facettes, l'une antérieure plus grande, l'autre postérieure très réduite, ce qui prouve l'âge encore jeune du spécimen.

La section transversale de l'incisive est plus ou moins piriforme: le côté antérieur couvert par la couche d'émail est puissamment convexe; les deux autres correspondant à la dentine sont, l'interne presque droit, l'externe, parcouru d'un petit sillon longitudinal, de nouveau convexe.

Les diamètres maxima antéro-postérieur et latéral de notre pièce, ainsi que ceux de plusieurs incisives choisies comme terme de comparaison sont réunis dans le tableau 4.

Rapports et différences. En ce qui concerne son diamètre antéro-postérieur, le fragment de Rotbav-Silvestru ne diffère pas sensiblement des incisives de *T. cuvieri* ou de *T. boisvilletti*, bien qu'il se range vers leur limite inférieure de variabilité. En revanche, par son diamètre latéral assez réduit, il se distingue nettement de la première espèce pour se rapprocher de la seconde. D'après ce caractère, qui semble être essentiel dans la distinction des deux espèces, l'incisive de Rotbav-Silvestru montre des affinités évidentes avec *Trogontherium boisvilletti*.

La présence de *T. boisvilletti* dans le Pléistocène moyen de l'Europe soulève toute une série de problèmes. D'une manière générale et par rapport à *T. cuvieri*, cette espèce est considérée comme plus ancienne et moins spécialisée (A. SCHREUDER 1951); son extension était limitée à l'Ouest européen et Erpfinger Höhle représentait, dans le Villafranchien supérieur, le point le plus avancé vers l'Est (U. LEHMANN 1957). Cependant, *T. boisvilletti* semble avoir existé, pendant le "Calabrien", même en Hongrie à Kislang (M. KRETZOI 1954).

T. cuvieri, espèce probablement plus récente, était répandu dans l'Europe Orientale et Centrale, sa présence en Hollande indiquant la limite extrême occidentale de son extension pendant l'Interglaciaire Mindel-Riß (D. A. HOOIJER 1959).

Dans l'état actuel de nos connaissances et du moins en Transylvanie, *T. cuvieri* découvert à Băile Episcopiei (Püspökfürdő), localité classique pour l'optimum du Cromérien, succède à *T. cf. boisvilletti* de Rotbav-Silvestru qui, d'après son association faunique, se place au début du Pléistocène moyen.

Tableau 4
Dimensions comparées de l'incisive inférieure de *Trogontherium* cf. *boisvilletti* (LAUGEL)
de Rotbav - Silvestru (Bassin de Baraolt)

	<i>Trogontherium</i> cf. <i>boisvilletti</i> Rotbav- Silvestru		<i>Trogontherium boisvilletti</i>		<i>Trogontherium cuvieri</i>			
			Tegelen (D. A. HOOIJER 1959)	Forest Bed	Băile Episcopiei (A. SCHREUDER 1935)	Jockgrim (A. SCHREUDER 1929)	Mosbad	Neede
1. diamètre antéro- postérieur	12.2	11.0 13.7 14.2	16.0	13.0	11.7	12.7	12.6	
2. diamètre médio- latéral	9.3	9.2 11.8 10.5	12.7	11.8	11.2	11.6	11.5	
3. indice 2/1	76.2	84.0 86.0 74.0	79.0	91.0	96.0	91.0	91.0	

B. Phase II (Horizon III — Partie supérieure)

Ord. Proboscidea

Parelephas trogontherii (POHLIG)

(forme archaïque)

Matériel: Rotbav-Dealul Țiganilor Niveau 1 — M³ dext. et M³ sin., d'un même sujet (fig. 14).
— M₃ sin., fragment postérieur.

Les deux molaires supérieures sont très bien conservées et se trouvent au commencement de leur usure; le plan de la surface occlusale, formant avec l'axe long des lames un angle de 57°, les sectionne très obliquement; par suite, les figures d'abrasion deviennent assez épaisses. L'émail, modérément plissé, a un contour sinueux avec une expansion médiane et postérieure. Les dernières lames (XVIII—XIX) et le talon sont anormalement constitués, étant appliqués contre la paroi interne de la dent. Le ciment, bien développé, recouvre presque toute la molaire à l'exception de son tiers postérieur.

Les caractéristiques de ces deux molaires sont indiquées ci-dessous 7):

	M ³ dext.	M ³ sin.
formule laminaire	x 18 1x	x 19 x
longueur de la couronne (x-XVII)	326 mm	324 mm
largeur maxima (VIII)	113	112
hauteur maxima (VII)	231	228
longueur de la table d'usure (x-VI)	122	133
épaisseur de l'émail	2—2,5	2—2,5
indice longueur/largeur	2,88	2,80
fréquence laminaire	5,36	5,46
quotient laminaire	18,64	18,29

La molaire inférieure, trop fragmentaire pour fournir des mensurations, est représentée par les 4 dernières lames, à peine usées; leur disposition en évantail, très marquée, amène le talon, formé par deux petites lamelles, dans un plan horizontal.

Ord. Perissodactyla

Dicerorhinus kirchbergensis (JAEGER)

Matériel: Rotbav-Dealul Țiganilor, Niveau 1 — Nasaux, fragment
Araci-Carrière — Humérus sin., extrémité distale
— Magnum sin., fragmentaire
— Radius dext., fragments proximal et distal.

Tous ces restes indiquent l'existence, dans le Pléistocène moyen, d'un grand Rhinocéros que nous avons identifié à *D. kirchbergensis* (JAEGER).

Un fragment distal des nasaux, un peu plus complet, présente la face supérieure recouverte de rugosités compactes; sa face inférieure donne naissance à une cloison ossifiée, épaisse d'environ 22 mm à sa partie antérieure.

Le magnum gauche, dont l'apophyse postérieure et une partie de la facette d'articulation pour le scaphoïde sont brisées, correspond assez bien par sa morphologie et ses dimensions à la même pièce de *D. kirchbergensis* de Fontchevade, figurée par C. ARAMBOURG (1958). On peut seulement remarquer, sur notre échantillon, la facette articulaire pour le métacarpien III un peu plus concave et la hauteur de l'os légèrement plus grande.

7) Les mensurations des dents d'Eléphant sont prises selon les indications de H. F. OSBORN (1942); la fréquence laminaire = nombre des lames x 100/longueur totale de la dent.

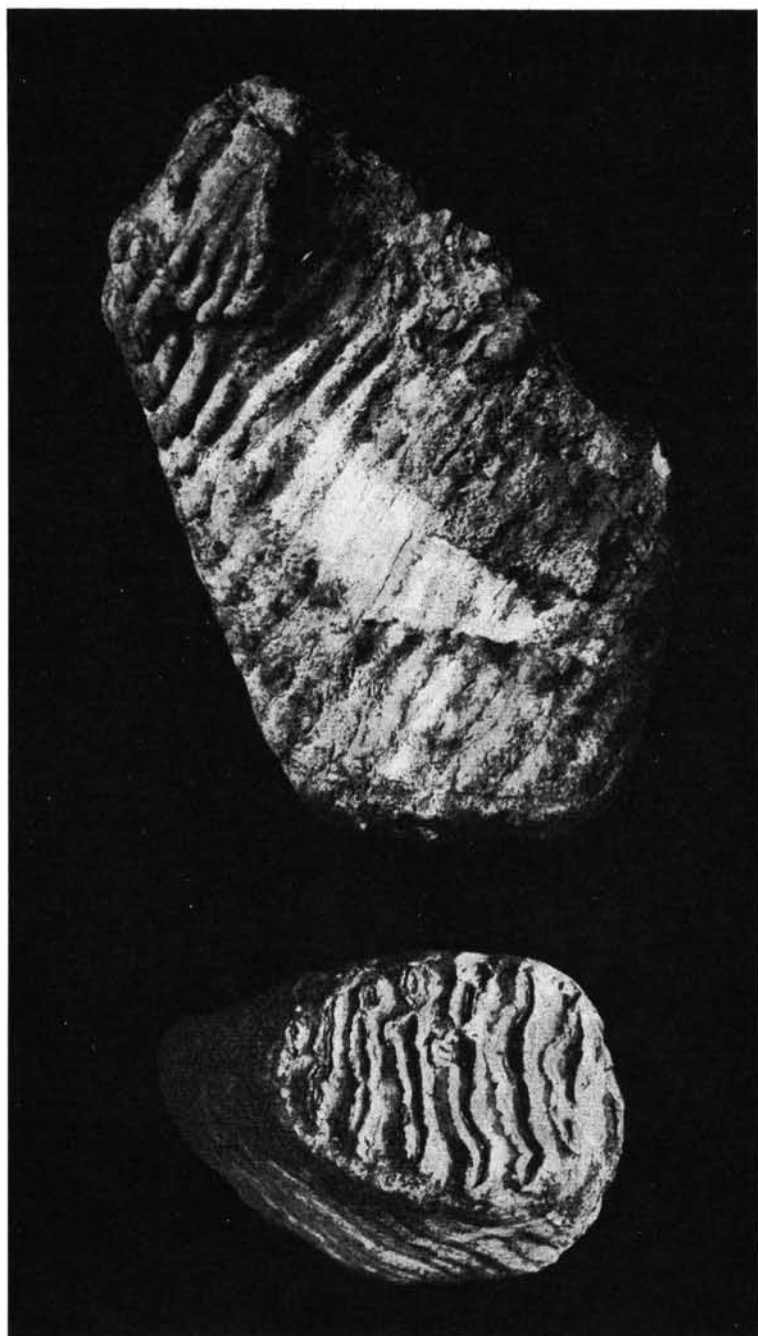


Fig. 14. *Parelephas trogontherii* (POHLIG), forme archaïque. Rotbav - Dealul Țiganilor (Bassin de Baraolt). M³ sin.: vue interne (en haut), vue occlusale (en bas). ($\frac{1}{3}$).

Les fragments d'humérus, et de radius, de la Carrière de Araci, indiquent un Rhinocéros extrêmement robuste et les mensurations ci-dessous sont destinées à mettre en évidence, comparativement, ses grandes dimensions:

	Araci	Taubach (A. PORTIS 1878)	Daxland (H. v. MEYER 1864)
Humérus:			
largeur de l'extrémité distale	164	155	156 mm
largeur de la surface articulaire distale	123	111	112
Radius:			
largeur de l'extrémité proximale	118	120	—
diamètre antéro-postérieur de l'extrémité proximale	78	80	—
largeur de l'extrémité distale	123	125	—
diamètre antéro-postérieur de l'extrémité distale . .	80	80	—

Par suite, la présence, pendant le Pléistocène moyen de la Dépression de Braşov, de *D. kirchbergensis*, apparaît indubitable. Il convient de souligner encore, que les spécimens de cette région se situent parmi les plus forts de l'espèce.

Equus mosbachensis VON REICHENAU

Matériel: Feldioara, Niveau 1 — M sup. sin. (M² ?) (fig. 12 B)

Rotbav-Dealul Țiganilor

Niveau 1 — Astragal dext., fragmentaire

Niveau 3 — Fragments de dents d'un même arc mandibulaire (fig. 12 D).

La dent supérieure de Feldioara se caractérise par le dédoublement des styles et le protocône assez allongé; ce dernier, à partie antérieure encore réduite, est bien développé en arrière. Dans l'ensemble, la morphologie ainsi que les dimensions de cette molaire, comme les chiffres ci-dessous le font ressortir, permettent de l'attribuer à *E. mosbachensis*.

	Feldioara	Mosbach (W. v. REICHENAU 1915)
longueur	31.0 (29.5)	29.5—31.3 mm
largeur	27.0 (27.5)	27.8—29.0
hauteur	71.5 (20.0)	— —
longueur du protocône	15.0 (15.8)	14.2—16.6
indice du protocône	48.3 (53.5)	48.1—53.0

Entre parenthèses sont indiquées les mensurations prises à 2 cm au-dessus du collet (U. LEHMANN 1954).

Les mesures, que l'état fragmentaire de l'astragal nous a permis de prendre, comparativement à celles de la pièce correspondante de *E. mosbachensis* type, sont les suivantes:

	Rotbav Dealul Țiganilor	Mosbach (W. v. REICHENAU 1915)
longueur de la grande diagonale de la poulie articulaire	88.6	84.5—86.8 mm
largeur de la facette articulaire pour le naviculaire . .	59.3	58.5—59.0

Les dents inférieures sont, sans exception, bien fragmentaires. On peut observer cependant que le sinus interne est de type caballin, c'est-à-dire en forme de "U". Les pièces moins endommagées, par leur robustesse, indiquent la taille puissante du spécimen auquel

elles avaient appartenu. Ainsi que dans le cas de la molaire supérieure, la morphologie et les dimensions montrent les caractéristiques de *E. mosbachensis*.

	Rotbav Dealul Țiganilor	Mosbach (W. v. REICHENAU 1915)
P ₂ sin.		
longueur	37.0	36.0—37.3 mm
largeur	16.5	15.2—17.2
hauteur	51.5	61.0—62.0
P ₃ sin.		
longueur	32.5	31.8—34.0
hauteur	73.0	72.0—80.0

Ord. Artiodactyla

Praealces latifrons (JOHNSON)

Matériel: Feldioara, Niveau 1

- Frontal sin. avec la base du bois
- Frontal dext. avec la base du bois (Pl. III, fig. 1)
- P₄—M₁ sin. (Pl. III, fig. 2)

Rotbav-Dealul Țiganilor, Niveau 1

- Axis fragmentaire
- Radius sin., moitié distale

Crâne. Le fragment le mieux conservé comprend le frontal droit, depuis le plafond de l'orbite jusqu'à la suture avec le pariétal, ainsi que la partie basilaire du bois correspondant. On peut noter sur cette pièce la fosse frontale assez profonde et plus marquée comparativement à celle de *Praealces gallicus* (AZZAROLI); l'épaisseur de l'os (40 mm) est aussi plus grande que chez cette dernière espèce.

Le bois, légèrement recourbé en avant, présente une meule bien développée, à grandes perlures sur le côté antérieur. La surface du merrain, à partir de la rose, est sculptée de cannelures bien délimitées, mais qui tendent à disparaître distalement.

Le deuxième fragment de crâne, très semblable au premier, est représenté par le frontal gauche d'un spécimen également robuste. Les caractères morphologiques sont les mêmes dans les deux cas et il serait inutile d'en revenir.

Dans le tableau 5, nous avons réuni les dimensions de ces deux pièces, comparées, quand cela a été possible, avec celles de *P. latifrons* de Mosbach et Süssenborn.

Dentition. Les deux dents, P₄ et M₁ d'un même sujet, correspondent par leur morphologie à celles de *P. latifrons*. Nous signalons cependant, en ce qui concerne P₄, la présence d'une colonnette interlobaire externe très réduite. La première molaire a, sauf la colonnette labiale, une autre accessoire, très faible, située à la partie linguale de la dent; il faut encore mentionner une vague trace de pli *palaeomeryx* qui rappelle le caractère de la denture de *P. gallicus*.

Les deux jugales, par leurs dimensions, se rangent vers la limite supérieure de variabilité de l'espèce, comme il ressort des mensurations suivantes où nous avons comparé nos pièces aux exemplaires les plus robustes de Süssenborn et Tiraspol:

	Feldioara	Süssenborn (H. D. KAHLKE 1956)	Tiraspol (M. PAVLOV 1906)
P ₄ sin.			
longueur	35.0	34.2	33.0 mm
largeur	26.0	—	—
M ₁ sin.			
longueur	33.0	35.2	28.0
largeur du lobe I	25.0	28.1	—
largeur du lobe II	26.5	26.0	—

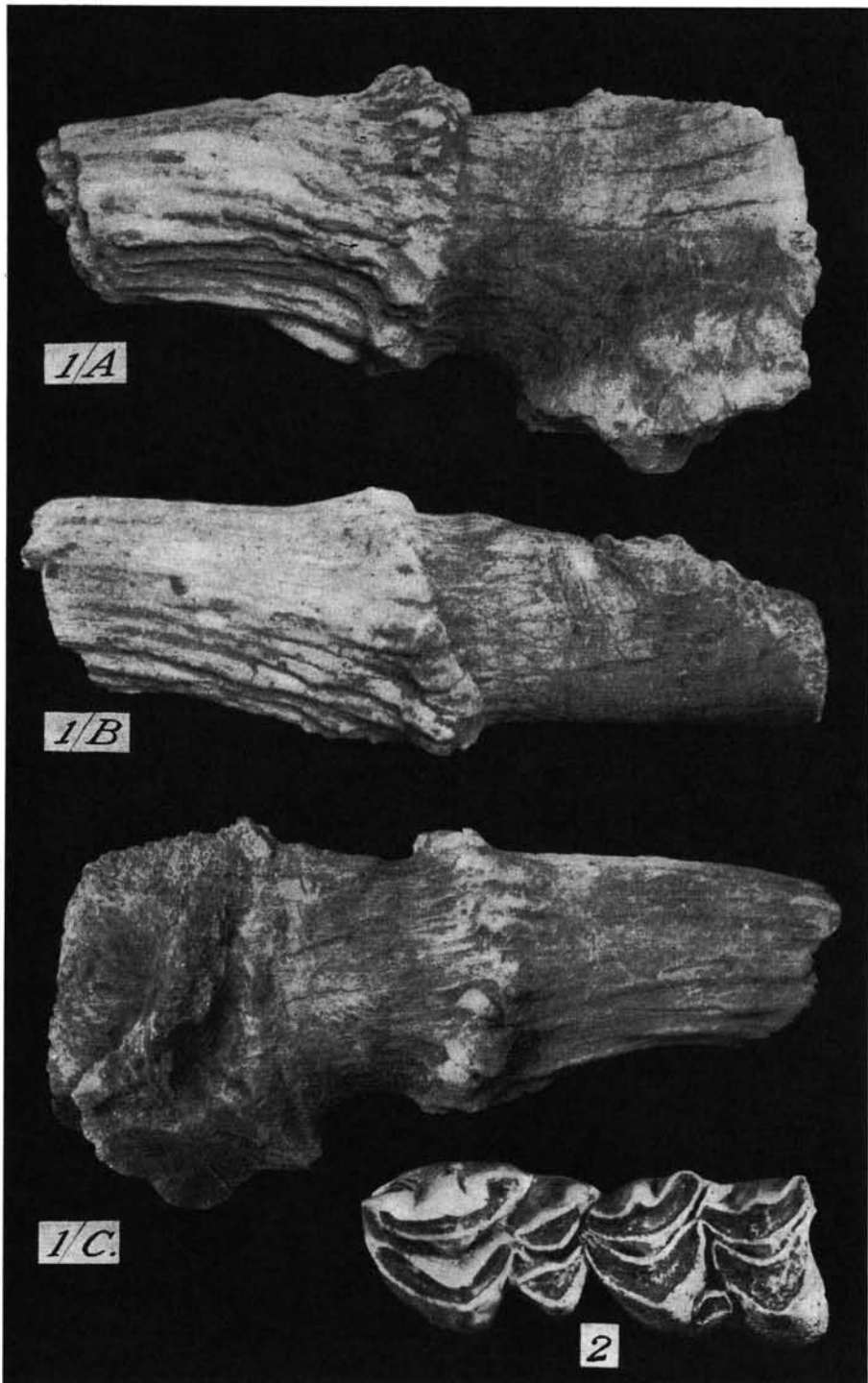


Planche III. *Praevalces latifrons* (JOHN.). Feldioara (Bassin de Baraolt). Fig. 1: Frontal dext. avec la base du bois: A. vue antérieure; B. vue supérieure; C. vue postérieure. $\frac{1}{3}$. Fig. 2: P₄—M₁ sin., vue occlusale. ($\frac{1}{1}$).

Squelette post-cranien. Axis. Le corps de la vertèbre est complet, l'arc dorsal manque et les expansions articulaires pour l'atlas sont brisées à leur partie supérieure. Voici quelques mensurations:

longueur du corps	137.0 mm
largeur du corps	75.5
largeur de la surface articulaire antérieure	119.5
largeur de l'apophyse odontoïde à la base	62.0
largeur de la surface articulaire postérieure	59.5

R a d i u s. Le fragment représente environ la moitié distale de l'os. La diaphyse est brisée irrégulièrement en son milieu et aussi du côté interne au-dessus de l'articulation; l'extrémité articulaire est bien conservée. Nous avons pris les mensurations suivantes:

	Rotbav Dealul Țiganilor	Süssenborn (H. D. KAHLKE 1959)
largeur au milieu de la diaphyse	61.0	63.2 mm
diamètre antéro-postérieur de la diaphyse	41.0	42.0
largeur de l'extrémité distale	92.0	95.0
diamètre antéro-postérieur de l'extrémité distale	69.0	73.0

Rapports et différences. Dans l'ensemble, le matériel que nous venons de décrire présente les caractères rencontrés habituellement chez *P. latifrons*; ses grandes dimensions, l'élargissement accentué du frontal, ainsi que son profil le distinguent suffisamment de *L'Elan* proprement dit (genre *Alces*) et il n'est pas le cas d'en insister davantage.

Les opinions sur l'appartenance générique de l'espèce *latifrons* sont encore contradictoires, A. AZZAROLI (1953, 1961) plaidant en faveur de *Libralces*, H. D. KAHLKE (1958), en revanche, pour *Alces*, en raison surtout du manque de pli *palaemeryx*. Dans cette controverse, nous avons adopté les vues de A. AZZAROLI qui nous paraissent plus exactes, avec la seule modification du nom générique qui n'est pas *Libralces* AZZAROLI 1951, mais, conformément aux lois de priorité, *Praealces* A. PORTIS 1920, appliqué, avec valeur de sous-genre, par cet auteur à l'espèce *Cervus latifrons* JOHN.

A l'exception de la taille, par les proportions générales de son crâne, *P. latifrons* est très proche de *P. gallicus* (voir A. AZZAROLI 1953, p. 25, fig. 9). Nous avons constaté cette ressemblance aussi par l'examen des restes fossiles de Baraolt et du matériel de *P. gallicus* du Villafranchien d'Olténie (P. SAMSON & C. RADULESCO, sous presse). Il nous semble, par suite, préférable de ne pas accorder le rôle décisif dans l'attribution générique seulement à la dentition et surtout à la présence ou à l'absence du pli *palaemeryx* dont les fluctuations sont d'ailleurs assez importantes.

Bien que les dents soient presque toujours les parties les mieux conservées et les plus fréquentes, tandis que les crânes représentent plutôt des raretés précieuses, les découvertes échelonnées durant plus d'un demi-siècle, nous renseignent assez bien sur la morphologie crânienne des Elans quaternaires, pour accepter l'identité générique des espèces *gallicus* et *latifrons*. Les caractéristiques observables dans leur dentition — et qui s'expliquent par leur degré différent d'évolution — ne s'opposent pas à l'encadrement de ces deux espèces dans un même genre.

Dolichodoryceros savini (DAWKINS)

(= *Dolichodoryceros süssenbornensis* KAHLKE)

Matériel: Araci-Carrière — Bois de mue dext., fragmentaire (Pl. IV, fig. 1)
 — Bois de mue sin., juvénile, fragments basilaires
 — Phalange II, fragmentaire.

Tableau 5
Dimensions comparées du frontal et des bois de *Praealces latifrons* (JOHN.)
de Feldioara (Bassin de Baraolt)

	Feldioara		Tiraspol	Forest Bed	Süssenborn	Mosbach	
	dext.	sin.	(M. PAVLOV 1906)	(B. DAWKINS 1887)	(H. D. KAHLKE 1956)	(H. D. KAHLKE 1960)	
largeur du frontal entre la suture frontale et la meule	125.0	134.0	130.0	101.6—147.3	—	—	
largeur du frontal à la constriction postorbitaire	~115.0	132.0	—	— —	—	—	
circonférence du pédicule osseux. . .	280.0	310.0	—	— —	299.0	229.0	—
circonférence de la meule	399.0	—	—	— —	334.0	288.0	355.0 ¹⁾
diamètre horizontal de la meule . . .	100.0	~117.0	—	— —	106.0	92.0	114.0
diamètre vertical de la meule	130.0	~122.0	—	— —	107.0	86.0	111.0
circonférence de la perche au-dessus de la meule	283.0	—	280.0	152.3—292.0	267.0	216.0	270.0
diamètre horizontal de la perche au-dessus de la meule	88.0	—	—	— —	78.0	69.0	82.0
diamètre vertical de la perche au-dessus de la meule	101.0	—	—	— —	92.0	67.0	80.0

1) K. A. HÜNERMANN in: H. D. KAHLKE 1960

Description. La pièce la plus importante, un bon fragment de bois dext., provient d'un spécimen exceptionnellement robuste, comme on peut le constater d'après les mensurations du tableau 6.

Le fragment représente le merrain avec deux andouillers brisés à leur insertion, le premier naissant tout près de la meule, le second situé bien plus haut. Les bases de ces deux ramifications, très aplaties, se trouvent à la partie antérieure de la perche dans le même plan, ce qui traduit un caractère important du genre *Dolichodoryceros*.

Le merrain, dirigé latéralement et en arrière, a une section subcirculaire au-dessus de l'andouiller basilaire et s'aplatit graduellement vers son exarémité supérieure. L'andouiller basilaire formait, très probablement, une palette horizontale à section triangulaire.

Tableau 6
Dimensions comparées du bois de *Dolichodoryceros savini* (DAWK.)
de Araci-Carrière (Bassin de Baraolt)

	Araci - Carrière	Süssenborn (H. D. KAHLKE 1956)	Voigtstedt (H. D. KAHLKE 1958)	Forest Bed (B. DAWKINS 1887)
circonférence de la meule	~350.0	220.0	~272.0	218.4 ¹⁾
diamètre maximum de la meule . .	~118.0	—	~ 92.0	—
diamètre horizontal de la perche au-dessus du premier andouiller	88.0	48.0	75.0	—
diamètre vertical de la perche au- dessus du premier andouiller . .	72.0	45.0	67.0	—
circonférence de la perche au-dessus du premier andouiller	250.0	—	221.0	182.8 ¹⁾
distance entre l'andouiller basilaire et le deuxième andouiller	300.0	—	—	190.4 ²⁾

1) exemplaire de British Museum; 2) exemplaire de Trimmingham

Du bois gauche juvénile, un fragment antérieur avec la base du premier andouiller, est le plus significatif. On remarque la taille considérablement moindre par rapport au spécimen décrit plus haut, ainsi que certaines particularités dues à son âge moins avancé. L'andouiller basilaire, également aplati dans un plan horizontal, est situé à 10 mm au-dessus de la meule et après son départ, le merrain est creusé d'une dépression longitudinale assez exprimée.

La phalange II, cassée dans sa partie postéro-supérieure, nous a permis de prendre quelques mensurations qui indiquent un exemplaire de grande taille.

longueur totale	55.0 mm
largeur maxima de la diaphyse	24.0
diamètre antéro-postérieur de la diaphyse	29.0
largeur maxima de l'extrémité distale	26.5
diamètre antéro-postérieur de l'extrémité distale	39.0

Les termes de comparaison qu'on pourrait utiliser ont seulement une valeur relative, la coexistence de plusieurs Mégacérins dans les gisements pléistocènes moyens de l'Europe rendant difficile l'attribution spécifique exacte de certaines pièces du squelette.

Rapports et différences. Nos comparaisons se sont limitées aux seules deux espèces décrites jusqu'à présent, *Megaceros savini* (DAWK.) en Angleterre et *Dolichodoryceros süssenbornensis* KAHLKE en Allemagne. Il semble cependant que le matériel de ces deux pays appartienne en réalité à une même et seule espèce — *savini* selon les règles de la nomenclature — surprise en deux phases différentes de développement (A. AZZAROLI 1961, H. D. KAHLKE 1958).

En faveur de ce point de vue, nos pièces fournissent encore un argument par l'existence dans le même dépôt des sujets de taille différente qui reflète les diverses étapes du développement individuel. Il est possible d'admettre, par suite, que les exemplaires en pleine maturité pouvaient atteindre une robustesse supérieure même à celle des plus grands Mégacérins.

En 1952, H. D. KAHLKE a séparé, à juste raison, une partie des Cerfs mégacéroïdes du Pléistocène moyen sous le nom générique de *Dolichodoryceros*, ayant pour type *D. süssenbornensis* KAHLKE. Plus tard (H. D. KAHLKE 1956), il a inclu dans ce genre aussi l'espèce du Forest Bed, *D. savini* (DAWKINS).

Vu la synonymie de *D. süssenbornensis* et *D. savini*, le Mégacérin, dont nous venons de nous occuper, doit être désigné sous la dénomination de *D. savini* (DAWKINS).

Cervus sp. (groupe *Elaphus* ?)

Matériel: Feldioara, Niveau 1 — P⁴ et M² sin. fragmentaires, M² dext., probablement du même individu.

Araci-Carrière — Phalange I, fragment proximal.

La morphologie des jugales ne présente rien de significatif qui puisse faciliter leur attribution spécifique. La P⁴, avec la fossette lunaire divisée inégalement par un éperon interne, ne nous offre, à son tour, aucun caractère discriminatif précis.

	P ⁴ sin.	M ² sin.	M ² dext.
longueur	17.4	26.0	26.0 mm
largeur	—	27.0	28.7

D'après leurs mensurations, les pièces de Feldioara seraient un peu trop grandes pour être attribuées à *Cervus acoronatus* BENINDE, tel qu'il a été décrit d'Allemagne (H. D. KAHLKE 1956); elles correspondraient, en revanche, aux dents des Cervidés mégacéroïdes de Süssenborn et Mosbach.

Avant de conclure, nous désirons remarquer d'une part, l'absence du groupe *Verticornis* dans le Pléistocène moyen de la Dépression de Braşov et aussi la taille extrêmement puissante présentée par *Dolichodoryceros* de cette région, d'autre part, la robustesse notable atteinte par *Cervus* cf. *elaphus* de Ilien, comme nous le ferons observer plus loin (Appendice).

Nous avons rappelé tous ces détails pour montrer que l'appartenance des trois dents de Feldioara à un Cerf du groupe *Elaphus* n'est pas absolument exclue.

L'état très fragmentaire de la phalange I de Araci, n'a pas permis de prendre des mensurations. Nous observons cependant qu'elle est plus petite que celle des Elaphes würmiens, utilisée pour comparaison; au contraire, elle conviendrait à un Cerf noble actuel de taille moyenne, montrant ainsi des dimensions moindres que les phalanges correspondantes attribuées à *C. acoronatus* d'Allemagne (H. D. KAHLKE 1956, 1958, 1960).

En face de ces données, assez contradictoires, nous devons attendre des découvertes plus significatives, elles seules pouvant apporter l'éclaircissement désirable sur les Cervidés du groupe *Elaphus* du Pléistocène moyen de la Dépression de Braşov.

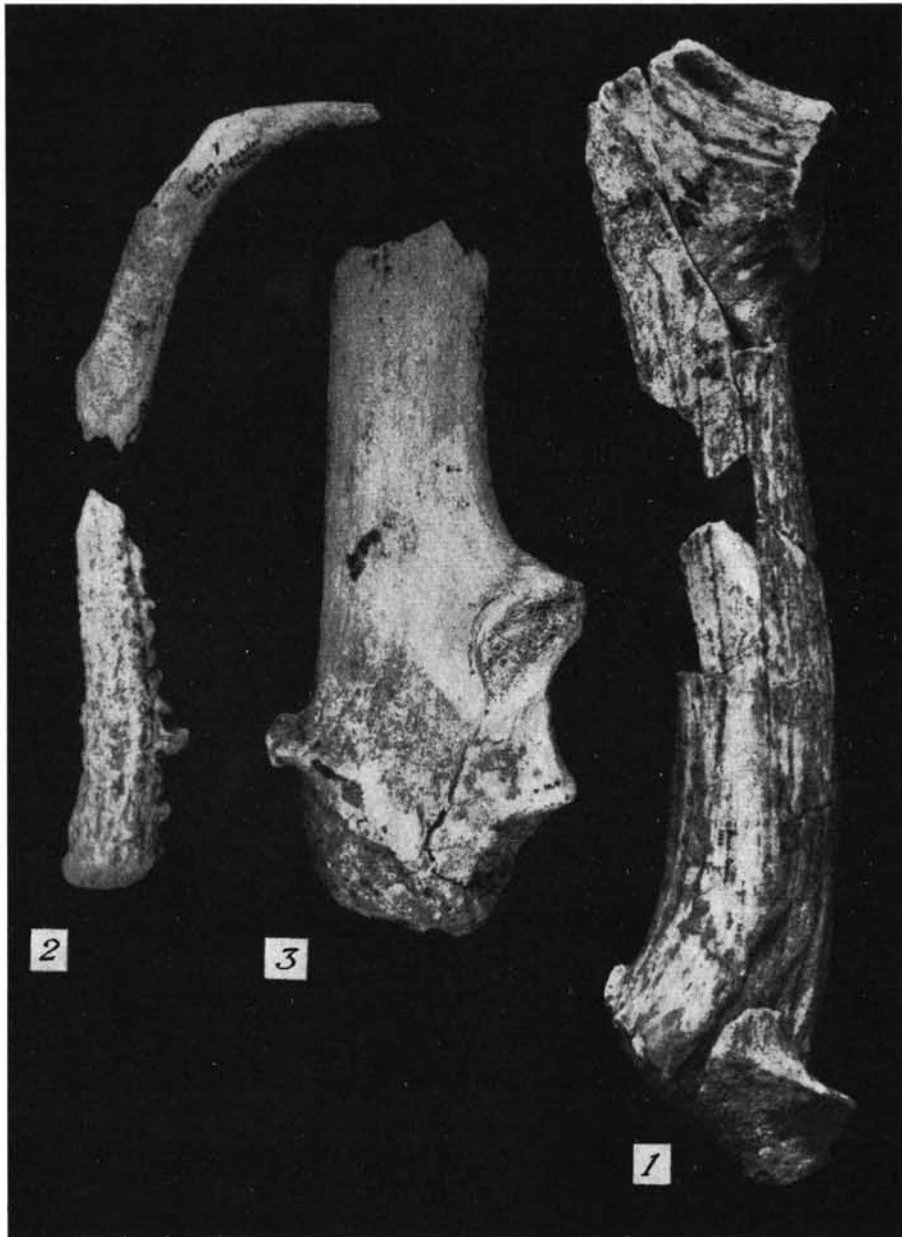


Planche IV. Fig. 1: *Dolichodoryceros savini* (DawK.). Araci-Carrière (Bassin de Baraolt). Bois de mue dext., fragmentaire, vue inférieure. ($\frac{1}{3}$). Fig. 2: *Capreolus capreolus* L. Rotbav - Dealul Țiganilor (Bassin de Baraolt). Bois de mue dext., fragmentaire, vue interne. ($\frac{1}{2}$). Fig. 3: *Cervus* cf. *elaphus* L. Ilieni (Bassin de Ilieni). Bois de mue dext., fragment basilare, vue externe. ($\frac{1}{4}$).

Capreolus capreolus (LINNAEUS)(= *C. süssenbornensis* KAHLKE)

Matériel: Rotbav-Dealul Țiganilor

Niveau 1 — Bois de mue dext., deux fragments (Pl. IV, fig. 2)

Description. Le premier fragment correspond à la moitié inférieure du bois avec la meule très endommagée; la surface du merrain est sillonnée profondément et possède des perlures saillantes du côté postéro-interne.

Le deuxième fragment représente la partie supérieure du même bois dont seule la pointe postérieure s'est conservée, les autres pointes étant brisées à leur insertion. La face externe du merrain est plus convexe comparativement à la face interne de celui-ci; cette dernière tend sensiblement à s'aplatir. Entre la chevillure et la pointe antérieure il y a une faible carène; les cannelures du bois, très effacées au niveau de la chevillure, disparaissent complètement vers la partie supérieure.

Rapports et différences. Dans l'ensemble, les bois du Chevreuil de Baraolt ne diffèrent par aucun caractère important de ceux de l'espèce actuelle. Nous avons mis en parallèle les fragments que nous venons de décrire avec 20 bois récents (collections de l'Institut de Spéologie et du Musée de Sf. Gheorghe), mais sans pouvoir faire ressortir de cette comparaison des différences constantes et suffisamment amples qui permettent une séparation satisfaisante. C'est pourquoi nous n'avons pas adopté le nom spécifique nouveau, *C. süssenbornensis*, proposé par H. D. KAHLKE (1956) pour le Chevreuil du Pléistocène moyen d'Allemagne.

Tableau 7

Dimensions comparées du bois de *Capreolus capreolus* (L.) de Rotbav-Dealul Țiganilor (Bassin de Baraolt)

	Rotbav-Dealul Țiganilor	Süssenborn (H. D. KAHLKE 1956)		Mosbach (H. D. KAHLKE 1960)	
longueur totale	~250.0	312.0	198.0	270.0	224.0
circonférence de la meule	~118.0	134.0	—	—	95.0
diamètre maximum de la meule . .	~ 40.0	47.0	—	—	32.0
circonférence de la perche au-dessus de la meule	74.0	94.0	75.0	79.0	71.0
distance entre la meule et le premier andouiller	~120.0	121.0	79.0	132.0	85.0
circonférence de la perche entre le premier et le deuxième andouiller	50.0	79.0	72.0	78.0	78.0
grand diamètre de la perche entre le premier et le deuxième andouiller	17.5	28.0	26.0	29.0	26.0
petit diamètre de la perche entre le premier et le deuxième andouiller	12.7	18.0	17.0	16.0	19.0
longueur de l'andouiller postérieur	47.0	71.0	—	57.0	27.0
circonférence basilaire de l'andouiller postérieur	34.0	41.0	37.0	51.0	36.0
grand diamètre de l'andouiller postérieur	13.0	15.0	14.0	18.5	12.0
petit diamètre de l'andouiller postérieur	8.5	11.0	10.0	9.0	8.0

Pour le moment, l'existence de cette espèce nous semble entachée d'une incertitude qui n'est pas dissipée, ni par la robustesse relative de ses bois, ni par les caractères (pli antérieur simple) fluctuants de sa P₃.

En somme, toutes ces modifications ne dépassent pas le cadre spécifique du Chevreuil de nos jours. C'est à la suite de cette manière de voir que nous avons attribué le matériel de Rotbav à *Capreolus capreolus* (L.)

Appendice

Cervus cf. elaphus LINNAEUS

Matériel: Ilieni — Bois de mue dext., fragment (Pl. IV, fig. 3).

Comme nous l'avons déjà mentionné, cette pièce provient de la partie terminale des sédiments du Bassin de Ilieni. Par manque de toute association faunique, il est difficile d'établir son âge géologique exact, d'autant plus que l'isolement de ce bassin empêche un raccord sûr entre ses dépôts supérieurs et ceux du reste de la Dépression de Braşov.

Ayant en vue la morphologie de ce bois, qui indique un Cerf évolué, et sa position stratigraphique au-dessus du niveau à faune villafranchienne, il nous semble possible de l'attribuer au Pléistocène moyen, sans pouvoir préciser la phase à laquelle il se rattache.

Description. Le fragment de bois présente la meule et une portion de la perche. Le premier andouiller, brisé à sa base, prend naissance immédiatement au-dessus de la rose. Le deuxième andouiller, beaucoup moins robuste, brisé également, occupe la même position que le surandouiller du Cerf élaphe. Après le départ de cette ramification, la perche à section subcirculaire se continue encore sur 90 mm jusqu'à la surface de cassure.

Voici quelques mensurations:

circonférence de la meule	239.0 mm
diamètre maximum de la meule	87.5
circonférence de la perche entre le premier andouiller et le surandouiller	193.0
circonférence de la perche entre le surandouiller et la chevillure	147.0

Rapports et différences. Comme on vient de le voir, le fragment de bois de Ilieni se caractérise par la présence de deux andouillers basilaires, morphologie qui évoque l'idée d'un *Cervus elaphus*. Il se distingue toutefois, comparativement à ce dernier, par le contour de la meule; dans notre cas celle-ci est visiblement ellipsoïdale, tandis que les bois de mue des Elaphes ont généralement une meule à contour à peu près circulaire. Nous avons mentionné cette différence sans pouvoir lui attribuer une signification précise.

Il convient de rappeler que les représentants du groupe Elaphe apparaissent dès la première partie du Pléistocène moyen: dans le Forest Bed de Cromer (A. AZZAROLI 1953), à Solilhac (TEILHARD DE CHARDIN & J. PIVETEAU 1930), Voigtstedt, Mosbach, Süßenborn (H. D. KAHLKE 1956, 1958, 1960).

Le matériel du Forest Bed a été décrit sous la dénomination de *Cervus cf. elaphus* L. Les exemplaires d'Allemagne, plus complets, réunis sous le nom spécifique de *Cervus acoronatus* BENINDE, se caractérisent par leurs bois encore simples, dépourvus d'une véritable empauvre en coupe, l'apanage du vrai Cerf élaphe.

La pièce que nous avons décrite, par son état fragmentaire, ne nous offre, en ce qui concerne la partie terminale du bois, aucune indication. Cette incertitude mise de côté, le Cerf de Ilieni diffère comparativement à *C. acoronatus* par le moindre développement du surandouiller. Ce trait contribue en revanche à le rapprocher des spécimens du Forest Bed, qui présentent comme lui un andouiller basilair mieux développé.

C. Phase III (Horizon IV — partie inférieure)

Ord. Proboscidea

Parelephas trogontherii (POHLIG)

(forme évoluée)

Matériel: Malnaş	— M ₂ dext.
Sf. Gheorghe-La Moară	— M ₃ dext. (fig. 15)
Sf. Gheorghe-Carières Sud	— M ₁ dext.
	— P ₄ dext.

L'argument décisif de la présence de *P. trogontherii* dans le Bassin de Sf. Gheorghe nous a été fourni par les M₂ et M₃, bien conservées, qui montrent les caractéristiques de cette espèce. Il est très probable que les autres pièces (P₄ et M₁), qui se prêtent mal à une détermination spécifique exacte, appartiennent, d'après leur position stratigraphique, au même Eléphant.

Les données les plus importantes concernant toutes ces dents sont synthétisées dans le tableau 8.

La M₃ droite de La Moară fait partie d'une mandibule très détériorée; sur la surface de mastication on observe les lames, assez étroites, dont l'émail modérément plissé forme une vague dilatation postérieure et médiane à disposition irrégulière.

Pour M₂ droite de Malnaş, nous signalons seulement la configuration un peu particulière des lames; celles-ci présentent, sur la ligne médiane de la dent, une flexion bien exprimée qui rejette plus en arrière que d'habitude la moitié externe des lames.

En examinant les fréquences et les quotients laminaires mentionnés dans le tableau 8, on constate, comparativement à *P. trogontherii* de Rotbav-Dealul Țiganilor — plutôt archaïque — que les molaires du Bassin de Sf. Gheorghe peuvent être attribuées à une forme terminale de la même espèce.

Tableau 8

Dimensions des dents de *Parelephas trogontherii* (POHLIG) forme évoluée
du Bassin de Sfintu - Gheorghe

	Malnaş	Sfintu - Gheorghe		
	M ₂ dext.	La Moară M ₃ dext.	P ₄ dext.	Carrières Sud M ₁ dext.
formule laminaire . . .	$\frac{x}{x} 13 \frac{1}{2} x$ (int.) $\frac{x}{x} 13$ x (ext.)	$\frac{x}{x} 18$ x	x 12	$\infty 13$ x
longueur de la couronne	~220.0	~300.0	138.5	178.0
largeur maxima . . .	72.5 (VI)	93.5 (VII)	59.0 (VII)	79.0 (VIII)
hauteur maxima . . .	75.0 (XII)	150.0 (XV)	66.0 (XI)	85.0 (XII)
longueur de la table d'usure	~145.0 (I-XI)	~220.0 (I-XV)	134.0 (x - XII)	174.0 (I-XIII)
lames fusionnées . . .	I+II (médian)	—	I+II (int. et ext.)	I+II+III (int.)
épaisseur de l'émail . .	1.5 — 2	2	1 — 1.5	1.5 — 2
indice longueur/largeur	~3.03	~3.20	—	—
fréquence laminaire . .	6.36	6.45	—	—
quotient laminaire . .	15.71	15.50	—	—

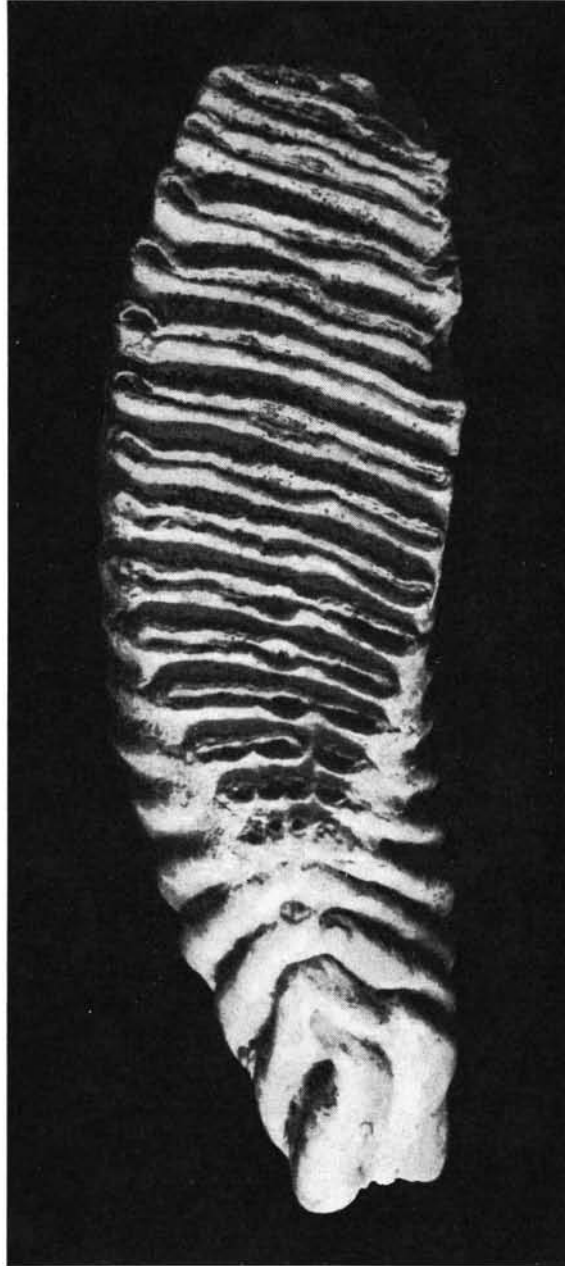


Fig. 15. *Parelephas trogontherii* (POHLIG), forme évoluée. Sf. Gheorghe - La Moară (Bassin de Sf. Gheorghe). M₃ dext., vue occlusale. (1/2).

Ord. Perissodactyla
Coelodonta antiquitatis (BLUMENBACH)

Matériel: Bodoc — M₃ dext. (fig. 16)
Sf. Gheorghe-Carières Sud — M₂ sin.

Les dents présentent les caractères typiques — hypsodontie très marquée, muraille externe plate avec plis antérieur et postérieur bien nets au lobe antérieur etc. — pour le Rhinocéros à narines cloisonnées.



Fig. 16. *Coelodonta antiquitatis* (BLUMB.). Bodoc (Bassin de Sf. Gheorghe). M₃ dext.: vue occlusale (en haut), vue externe (en bas). (1/2).

Voici quelques mensurations prises sur ces deux pièces:

	M ₂ sin.	M ₃ dext.
longueur	49.0	52.0 mm
largeur au lobe antérieur	34.5	32.8
largeur au lobe postérieur	30.4	27.6

Equus sp.

Matériel: Bodoc — P inf. sin. (P₃ ?) (fig. 12 E)
Sf. Gheorghe-Carières Sud — Canon post. sin.

Ces deux pièces, comme le montrent leurs dimensions, indiquent la présence d'un grand Cheval, à la fin du Pléistocène moyen, dans le Bassin de Sf. Gheorghe.

P₃ (?) sin.

longueur		33.0 mm
largeur		18.5
hauteur		47.5

Canon postérieur sin.

longueur totale		301.0
largeur de l'extrémité proximale		60.0
largeur au milieu de la diaphyse		39.5
largeur de l'extrémité distale		58.5

Il n'est pas facile de préciser l'appartenance spécifique de nos exemplaires parce que, d'une part le matériel qui les représente est trop restreint et d'autre part, la systématique

des Equidés de cette période est encore confuse. En écartant la possibilité qu'ils appartiennent à *E. germanicus*, dont la taille est moindre, il est possible de les rapprocher des grands Chevaux du Riss et de l'Interglaciaire suivant (Steinheim-Taubach).

Ord. Rodentia

Marmota sp.

Matériel: Sf. Gheorghe-Carières Sud — Radius sin. juvénile

L'os, dépourvu de son épiphyse distale, est suffisamment caractéristique pour démontrer la présence d'une Marmotte dans la région. Seulement la découverte de pièces plus importantes permettra de définir l'espèce à laquelle appartient notre matériel.

3. Faune du Pléistocène supérieur

(Horizon IV — partie supérieure)

Ord. Proboscidea

Mammuthus primigenius (BLUMENBACH)

Matériel: Rotbav-Cariera de sub Brazi — M³ dext.

Ariujd — M³ sin.

Ghidfalău — M³ sin.

Les caractéristiques de ces molaires, réunies dans le tableau 9, correspondent très bien au Mammouth, tel que nous le connaissons des autres dépôts du Pléistocène supérieur de notre pays.

Tableau 9

Dimensions des dents de *Mammuthus primigenius* (BLUMB.)
des Bassins de Baraolt et de Sf. Gheorghe

	Rotbav- Cariera de sub Brazi M ³ dext.	Ariujd M ₃ sin.	Ghidfalău M ³ dext.
formule laminaire	x 22 x (int.) x 22 1/2 x (ext.)	x 25 1/2 x (int.) x 25 x (ext.)	— 21 x
longueur de la couronne	257.0	320.0	212.0
largeur maxima	95.0 (VI)	108.0 (XII-XIV)	80.0 (IV-VIII)
hauteur maxima	158.0 (XII-XIII)	~162.0 (XV)	120.0 (XIII)
longueur de la table d'usure	159.0 (x - XV)	173.0 (x - XIV)	155.0 (I-XIII)
lames fusionnées	x + I (médian)	—	—
épaisseur de l'émail	1.5	2 — 2.5	1.5 — 2
indice longueur/largeur	2.70	2.96	—
fréquence laminaire	9.74	8.28	10.14
quotient laminaire	11.17	12.00	9.86

Ord. Perissodactyla

Equus germanicus NEHRING

Matériel: Crizbav — Arc mandibulaire fragmentaire: symphyse avec incisives, branches horizontales sin. avec P₂—M₃ et dext. avec P₃—M₁.

Les pièces sont recouvertes d'une croûte calcaire adhérente. La morphologie des dents indique un Cheval évolué de type *germanicus*. D'après le manque des canines on peut

attribuer ces restes à un exemplaire femelle qui était âgé de plus de 20 ans. Les mensurations, prises à la surface d'usure, sont les suivantes:

longueur de la série des incisives	76.0 mm
longueur P ₂ —M ₃	177.5
longueur P ₂ —P ₄	90.5
longueur M ₁ —M ₃	87.2

Ord. Artiodactyla

Megaceros giganteus (BLUMENBACH)

Matériel: Ghidfalău — Bois de mue dext., fragment basilaire

La pièce, de conservation médiocre, est roulée, ce qui a produit un effacement partiel de la meule et des cannelures du merrain; la première ramification est brisée.

En ce qui concerne la morphologie et les dimensions, la pièce de Ghidfalău ne diffère pas des bois des Mégacéros würmiens de notre pays.

Les mensurations du fragment sont les suivantes:

circonférence de la meule	270.0 mm
grand diamètre de la meule	96.5
petit diamètre de la meule	65.0

Bison priscus (BOJANUS)

Matériel: Sf. Gheorghe — Crâne fragmentaire (fig. 17)

La tête osseuse est brisée au niveau des orbites; de la base du crâne ne se sont conservés que le basioccipital et une partie du sphénoïde.

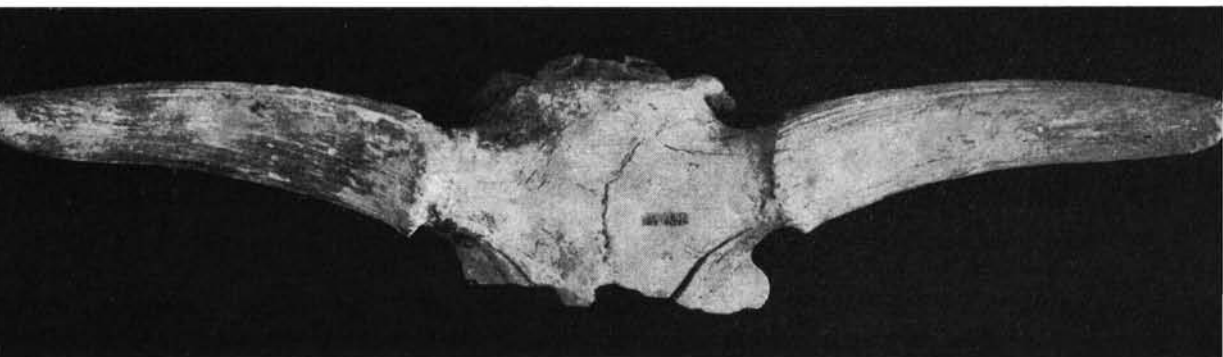


Fig. 17. *Bison priscus* (Boj.). Sf. Gheorghe (Bassin de Sf. Gheorghe). Crâne, région fronto-pariétale. (1/6).

Nous donnons, plus loin, quelques mensurations:

largeur du frontal aux bords postérieurs des orbites	362.0 mm
largeur du frontal à la constriction post-orbitaire	303.0
largeur minima du frontal entre les bases des cornes	325.0
largeur maxima du frontal entre les bases des cornes	420.0
largeur maxima de l'occiput	275.0
largeur minima de l'occiput	199.0
hauteur maxima de l'occiput	148.0
hauteur minima de l'occiput	108.0
circonférence de la corne à la base	400.0
distance entre les pointes des cornes	1000.0

IV. Conclusions

En essayant de retracer, d'une manière générale et aussi brièvement que possible, l'histoire bien longue et pleine de vicissitudes des faunes dont nous venons de finir l'exposé des détails, il convient de faire quelques remarques sur leur position dans la série des faunes équivalentes de notre pays et d'Europe, afin de mieux fixer l'âge géologique des sédiments de la Dépression de Braşov. Il nous a été possible, au cours des pages précédentes, de réunir les Mammifères fossiles de cette région en plusieurs complexes. Nous allons mettre en évidence les particularités qui nous ont fourni les bases pour leur séparation.

Le premier complexe comporte deux phases dont les espèces ont été déjà énumérées. Dans l'ensemble, ce complexe faunique se caractérise par l'apparition du Cheval et du Boeuf — ces termes étant pris évidemment en un sens très large — phénomène qui marque un renouvellement essentiel dans la faune pliocène et implique nécessairement une coupure chronologique de premier ordre. Nous le considérons, en utilisant le principe toujours pertinent de E. HAUG, comme pléistocène; plus précisément, par l'absence du genre *Elephas*, nous l'attribuons au Villafranchien inférieur (P. SAMSON & C. RADULESCO 1963).

La phase la plus ancienne du premier complexe (Horizon I) comprend encore *Propotamochoerus*, un petit Ursidé, *Ursus ruscinensis*, et un Rhinocéros très grand proche de *Dicerorhinus megarhinus*, qui rappellent la faune pliocène supérieure du Roussillon, mais l'existence du Cheval et du Boeuf exclut cependant toute possibilité que cette faune appartienne à l'Astien.

Une association semblable de Mammifères est connue de Măluşteni et Bereşti, en Moldavie méridionale, et du Sud-Ouest de l'Union Soviétique où elle fut signalée sous le nom de "complexe moldave" (L. I. ALEXEEVA 1961). Ainsi, il semble qu'on soit en présence, dans cette partie de l'Europe, d'une faune plus récente par rapport à celle du Roussillon et probablement un peu plus ancienne comparativement à la faune de Perrier-Etouaires. Par conséquent, la limite plio-pléistocène doit être située à la base des dépôts qui ont livré cette association faunique.

La phase ultérieure du même complexe (partie inférieure de l'horizon II) se caractérise par l'apparition d'une espèce largement répandue dans tout le Villafranchien: *Ursus etruscus*; le Rhinocéros, bien qu'apparenté à *D. cf. megarhinus* de la phase précédente, en diffère par une taille moins robuste jointe à certains traits morphologiques plus évolués. Ce niveau semble homologue à celui classique de Perrier-Etouaires (S. SCHAUB 1944).

Pour le moment, les Ursidés et les Rhinocérotidés sont les seules formes qui nous donnent un argument majeur et suffisant pour la distinction des deux phases successives dans le complexe faunique du Villafranchien inférieur.

Bien que nous soyons, à présent, assez peu informés sur les Cervidés, un groupe primitif, à traces du pli *palaeomoeryx* s'est maintenu pendant tout le Villafranchien inférieur; nous le trouvons autant à Căpeni, avec *U. ruscinensis*, qu'à Ilieni, avec *U. etruscus*. Enfin, les Proboscidiens ne nous offrent rien de particulier; ils sont représentés par les deux Mastodontes, *Z. borsoni* et *A. arvernensis*, la dernière espèce étant la plus fréquente.

La faune de Iarăş-Cariera Veche, rattachée provisoirement à la phase II, représenterait un Villafranchien moyen, si le grand Cerf de cette sablière était un *Euctenoceros*. Cela vrai, l'absence de l'Éléphant y deviendrait plutôt accidentelle. Notons en plus l'apparition de *D. etruscus* "typique" ⁸⁾.

Avant d'examiner le complexe du Pléistocène moyen, il est nécessaire de rappeler l'absence de toute association faunique du Villafranchien supérieur. On peut trouver une

⁸⁾ La succession des Rhinocéros villafranchiens dans le sens que nous venons de suggérer, semble se confirmer aussi par les recherches que Mr. M. FERU entreprend avec deux d'entre nous (C. R. et P. S.) en Olténie.

explication dans la part de hasard propre à toute découverte et il suffit d'ajouter que, malgré un siècle de recherches, la connaissance de la faune pléistocène moyenne de la Dépression de Braşov est de date bien récente. Il mérite, à ce propos, de prendre en considération les puissants phénomènes volcaniques, qui pourraient éventuellement nous renseigner sur cette lacune dans la faune. Il ne serait pas inimaginable de supposer que pendant le Villafranchien supérieur, lorsque l'activité des volcans devenait de plus en plus intense, les Mammifères ont évité cette zone dangereuse.

Dans le deuxième complexe de Mammifères, nous avons pu séparer trois phases successives, dont les associations fauniques ont été indiquées à leur place.

Les éléments les plus significatifs de la première phase (partie inférieure de l'horizon III) sont un Cerf mégacéroïde très primitif et un Cheval aisément reconnaissable à sa faible taille. Parmi les survivants du Pléistocène inférieur, on rencontre encore l'Eléphant méridional et un Cerf d'aspect "rusoïde". L'association des nouveaux venus et des retardataires donne, à cette phase, un caractère transitionnel.

En essayant de préciser la place chronologique du point fossilifère de Rotbav-Silvestru, il nous semble possible de le situer au début du Pléistocène moyen. Plus ancien que l'optimum climatique du Cromérien, dont les dépôts de Betfia (Püspökfürdő), aussi en Transylvanie, nous offrent une comparaison immédiate, plus jeune que le gisement villafranchien supérieur de Fintina lui Mitilan en Olténie (C. RADULESCO & P. SAMSON 1962 b), il correspond, paraît-il, au commencement de l'Interglaciaire Günz-Mindel, sinon même au Günzien.

Bien qu'une synchronisation rigoureuse ne soit pas encore possible, nous sommes tentés de voir un équivalent approximatif de la faune de Rotbav-Silvestru dans celle de Saint-Prest (A. LAUGEL 1862) — cette dernière peut-être plus récente — et dans le complexe de Taman (N. K. VERESTCHAGUINE 1957). Entre ces points extrêmes se placent encore quelques localités de l'Europe Centrale plus ou moins contemporaines (Aalen, Jockgrim, Mosbach-niveau inférieur).

Comme nous l'avons déjà dit à une autre occasion (P. SAMSON & C. RADULESCO 1965), l'association faunique de Rotbav-Silvestru marque le début du Pléistocène moyen dans nos régions. Il convient par suite de fixer la limite Pléistocène inférieur — moyen immédiatement au-dessous de ce gisement.

La seconde phase du complexe faunique du Pléistocène moyen (partie supérieure de l'horizon III), généralement définie par l'association de *Parelephas trogontherii* avec *Dicerorhinus kirchbergensis*, le développement des Cerfs mégacéroïdes (*Dolichodoryceros savini*), l'apparition d'un Elan très massif (*Praealces latifrons*), du Chevreuil et des premiers Elaphes, peut couvrir un intervalle correspondant à la fin du Cromérien et au Mindel.

La faune, par suite, semble s'intégrer dans cette vague qui s'étend depuis le Forest Bed d'Angleterre (A. AZZAROLI 1953, F. E. ZEUNER 1959), à travers l'Europe Centrale avec les localités bien connues de Mosbach, Süssenborn etc. (K. D. ADAM 1961, H. D. KAHLKE 1961), jusqu'à Tiraspol (M. PAVLOV 1906).

Après une lacune, pendant tout l'Interglaciaire Mindel-Riß, nous avons de nouveau des informations concernant une dernière faune de Mammifères du Pléistocène moyen. Dans cette phase (partie inférieure de l'horizon IV) on trouve un *Parelephas trogontherii* évolué auquel s'ajoutent *Coelodonta antiquitatis*, un Cheval de grande taille rapproché, par ses métapodes, des formes de Steinheim et une Marmotte. Bien que ces espèces, qui nous servent pour établir l'âge des sédiments, ne soient pas nombreuses, elles semblent caractériser le Rissien.

Une faune analogue fut signalée dans les "*trogontherii-primigenius* Schotter" de Steinheim (K. D. ADAM 1954, 1961) et dans le loess ancien d'Achenheim (P. WERNERT 1957).

Le troisième complexe de Mammifères (partie supérieure de l'horizon IV) est typique pour le Würmien.

Après avoir vu la chronologie des complexes fauniques et implicitement des dépôts qui les contenaient, il convient maintenant de faire quelques remarques générales sur l'évolution de la Dépression de Braşov.

1°. Le stade initial de la formation des sédiments (Horizon I) de cette zone dépressionnaire, qui s'est déroulé pendant la première phase du Villafranchien inférieur, est caractérisé par un faciès de forêt marécageuse au Nord du Bassin de Baraolt, par un faciès d'eau plus profonde au Sud du même bassin et peut être aussi dans le Bassin de Sf. Gheorghe.

2°. Le stade d'extension maxima correspond à la deuxième phase du Villafranchien inférieur et au Villafranchien moyen, lorsque, par suite de l'enfoncement progressif, le bassin lacustre est devenu assez profond pour permettre la sédimentation de marnes dans la zone axiale, de dépôts variés comme faciès dans la zone littorale (Horizon II). Durant ce deuxième épisode, semblent s'être formés aussi les petits bassins adjacents au Bassin de Sf. Gheorghe. Dans le Villafranchien supérieur se place vraisemblablement le paroxysme des manifestations volcaniques, prouvé par les épanchements de basalte et les agglomérats andésitiques qui recouvrent au Nord du Bassin de Baraolt les sédiments lacustres de l'horizon II.

3°. Pendant le Pléistocène moyen (dès le Günz jusqu'au Mindel), le lac fut amené à l'assèchement dans la région septentrionale de la Dépression de Braşov, persistant seulement dans la zone Sud où le processus d'enfoncement se continuait. Dans ce stade, caractérisé par un abaissement général du niveau du lac, se sont déposés, en contrebas des sédiments littoraux du deuxième horizon, les dépôts de l'horizon III.

4°. Dans ce dernier stade, qui correspond à la fin du Pléistocène moyen (Riss) et au Pléistocène supérieur, s'est produit le morcellement du lac et son comblement définitif; au début de cet intervalle, l'Olt a percé le barrage magmatique de Tuşnad et a déposé son énorme cône de déjection, tandis que vers la partie finale, se sont formés divers dépôts de pente, torrentiels et fluviatiles (Horizon IV).

Références bibliographiques

- ADAM, K. D.: Die mittelpleistozänen Faunen von Steinheim an der Murr (Württemberg). - *Quaternaria* 1, Roma 1954. - Die Bedeutung der pleistozänen Säugetier-Faunen Mitteleuropas für die Geschichte des Eiszeitalters. - *Stuttgarter Beitr. z. Naturk.* 78, Stuttgart 1961.
- ALEXEEVA, L. I.: Oldest mammalian fauna of the Anthropogen in the European South of the URSS (en russe, rés. anglais). - "Voprosy geologii Antropogena" VI Kongress INQUA 1961, Moskva 1961.
- ARAMBOURG, C.: Les gros Mammifères des couches tayaciennes, in: La Grotte de Fontéchevade, part. 3. - *Arch. Inst. Pal. Hum.* 29, Paris 1958.
- ATHANASIU, S.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Säugetierfauna Rumäniens, I-II. - *An. Inst. Geol. Rom.*, 1, 1, et 2, 3, Bucureşti 1907, 1908.
- AZZAROLI, A.: I Cervi fossili della Toscana con particolare riguardo alle specie villafranchiane. - *Pal. Ital.* 43, Pisa 1947. - L'Alce di Senèze. - *Ibid.* 47, Pisa 1952. - The deer of the Weybourn Crag and Forest Bed of Norfolk. - *Bull. Brit. Mus. (Nat.-Hist.) Geol.* 2, 1, London 1953. - Il nanismo nei Cervi insulari. - *Pal. Ital.* 56, Pisa 1961. - Rinoceronti pliocenici del Valdarno inferiore. - *Ibid.* 57, Pisa 1963.
- BENINDE, J.: Über die Edelhirschformen von Mosbach, Mauer und Steinheim a. d. Murr. - *Pal. Z.* 19, Berlin 1937.
- CZYZEWSKA, T.: Nouvelle espèce de Cervidés du genre *Cervocerus* KHOMENKO de la brèche pliocène de Weże près de Działoszyn. (en polonais, rés. français). *Acta Pal. Pol.* 5, 3, Warszawa 1960.
- DAWKINS, W. B.: The British Pleistocene Mammalia 6: British Pleistocene *Cervidae*. - *Pal. Soc.*, London 1887.
- DEL CAMPANA, D.: I Tapiri del Terziario italiano. - *Pal. Ital.* 16, Pisa 1910.

- DIETRICH, W. O.: Nashornreste aus dem Quartär Deutsch-Ostafrikas. - *Palaeontogr.* 96, Stuttgart 1945.
- ERDBRINK, D. P.: A review of fossil and recent bears of the Old World 1-2. - Deventer 1953.
- FALCONER, H.: *Palaeontological Memoirs and Notes* 2. - London 1868.
- FEJFAR, O.: Review of quaternary Vertebrata in Czechoslovakia. - *Inst. Geol.* 34, INQUA Warszawa 1961, Warszawa 1961.
- FUCHS, Th.: Beiträge zur Kenntnis der pliozänen Säugetierfauna Ungarns. - *Verh. d. k. k. geol. R. A.* 12, Wien 1879.
- GERVAIS, P.: *Zoologie et Paléontologie françaises.* - Paris 1859.
- HALAVATS, G.: Die ungarländischen fossilen Biberreste. - *Termész. Füzt.* 14, Budapest 1891.
- HERBICH, Fr. & NEUMAYR, M.: Die Süßwasserablagerungen im Südöstlichen Siebenbürgen. - *Jb. d. k. k. geol. R. A.* 25, Wien 1875
- HOOIJER, D. A.: *Trogontherium cuvieri* FISCHER from the Neede Clay (Mindel-Riss Interglacial) of the Netherlands. - *Zool. Med.* 36, 18, Leiden 1959.
- JANOVSKAIA, N. M.: Novyi olen iz srednego pliocena Moldavii. - *Tr. Pal. Inst.* 47, 2, Moskva 1954.
- JEKELIUS, E.: Zăcămintele de lignit din Bazinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania). - *Inst. geol. Rom., Stud. tehn. și econ.* 3, București 1923 a. - - Puțul artezian de la fabrica de zahăr din Bod (Brașov). - *Dări de seamă, Inst. geol. Rom.* 9, București 1923 b. - - Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov. - *Mem. Inst. geol. Rom.* 2, București 1932.
- KAHLKE, H. D.: Die Cervidenreste der altpleistozänen Ilmkiesen von Süssenborn bei Weimar 1-3, Berlin 1956-1959. - - Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Tonen von Voigtstedt bei Sangerhausen. - *Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin Jg.* 1956, 9, Berlin 1958. - - Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach (Biebrich-Wiesbaden). - *Ibid.* Jg. 1959, 7, Berlin 1960. - - Revision der Säugetierfaunen der klassischen deutschen Pleistozän-Fundstellen von Süssenborn, Mosbach und Taubach. - *Geologie* 10, 4/5, Berlin 1961.
- KOBY, F. E.: Le dimorphisme sexuel des canines d'*Ursus arctos* et d'*U. spelaeus*. - *Rev. suisse Zool.* 56, 36, 1949.
- KOCH, A.: Siebenbürgens Ursäugetierüberreste und auf den Urmenschen bezügliche Funde. - *Az. erdélyi muz.-egylet Ev.* 1, 5, Cluj 1876. - - Masodik ptelek Erdély ösemelősei és az ösemelőre vonatkozó leleteinek kimutatásához. - *Orv. term. tud. Ert.* 1, Cluj 1879. - - Fossile Reh (*Cervus capreolus* L. foss.) aus dem Lignit von Köpecz. - *Ibid.* 2, Cluj 1880 a. - - Beckenzahn des *Mastodon arvernensis* Croiz. von Bardócz. - *Ibid.* 2, Cluj 1880 b. - - Die Tertiarbildungen des siebenbürgischen Beckens 2, Neogene Abt. - Budapest 1900.
- KORMOS, Th.: Die pliozänen Schichten von Ajnacskő und ihre Fauna. - *Jb. kgl. ung. geol. R. A.* 1915, Budapest 1917. - - Die Wölfe des ungarischen Oberpliozäns. - *Folia Zool. et Hydrobiol.* 5, 1, Riga 1933. - - Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Parailurus*. - *Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst.* 30, 2, Budapest 1935. - - Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Prospalax*. - *Allatt. Közlem.* 34, 3-4, Budapest 1937.
- KRETZOI, M.: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfauuna (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs). - *Ann. Mus. Nat. Hung.* 31, Budapest 1938. - - Quaternary Geology and the Vertebrate Fauna. - *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* 2, 1-2, Budapest 1953. - - Bericht über die calabrische (Villafranchische) Fauna von Kislang, Kom. Fejér.-Jber. ung. geol. Anst. 1953 1, Budapest 1954. - - Insectivoren, Nagetiere und Lagomorphen der jüngstpliozänen Fauna von Csarnóta im Villanyer Gebirge (Südungarn). - *Vert. Hung.* 1, 2, Budapest 1959. - - Stratigraphie und Chronologie in: A. RÓNAI, M. KRETZOI u. M. PÉCSI: Stand der ungarischen Quartärforschung. - *Prace Geol. P.A.N.* 21, Warszawa 1961. - - Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta. - *Jber. ung. geol. Anst. f.* 1959, Budapest 1962.
- LAUGEL, A.: La faune de Saint-Prest près Chartre (Eure et Loire). - *Bull. Soc. géol. France* 19, Paris 1862.
- LEHMANN, U.: Die Fauna des „Vogelherds“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). - *N. Jb. Geol. u. Pal.* 99, Stuttgart 1954. - - Weitere Fossilfunde aus dem ältesten Pleistozän der Erpfinger Höhle (Schwäbische Alb). - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* 26, Hamburg 1957.
- LEONARDI, P.: Resti fossili inediti di Rinoceronti conservati nelle collezioni dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova. - *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* 15, Padova 1948.
- LITEANU, E., MIHĂILĂ, N., & BANDRABUR, T.: Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din Bazinul mijlociu al Oltului. (Bazinul Baraolt). - *Stud. și Cercet. Geol.* 7, 3-4, București 1962.
- LÖRENTHEY, I.: Über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Széklerlandes. - *Orv. term. tud. Ert.* 20, Cluj 1895. - - Neuere Beiträge zur Geologie des Széklerlandes. - *Math. u. Naturw. Ber. Ung.* 26, Leipzig 1910.
- MERLA, G.: I *Leptobos* RÜTIM. italiani. - *Pal. Ital.* 46, Pisa 1949.

- MEYER, H. v.: Über fossile Reste von Ochsen, deren Arten und das Vorkommen derselben. - Nov. Acta Acad. Caes. Leop.-Carol. 17, 1, Breslau u. Bonn 1835. - - Die diluvialen *Rhinoceros*-Arten. - Palaeontogr. 11, Cassel 1864. - - Die fossilen Reste des Genus *Tapirus*. - Ibid. 15, Cassel 1867.
- MOTTL, M.: Die mittelplozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. - Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst. 32, 3, Budapest 1939.
- OSBORN, H. F.: *Proboscidea* 1-2. New York 1936-1942.
- PAVLOV, M.: Sélénodontes posttertiaires de la Russie. - Mém. Acad. Sc. St.-Petersb. 20, St.-Petersbourg 1906.
- PHLEPS, O.: Über das Skelett eines weiblichen *Bison priscus*, Boj. sowie andere *Bison*- und *Bos*reste aus dem Diluvium Siebenbürgens. - Verh. u. Mitt. Siebenburg. Ver. f. Naturw. Hermannstadt 56 1906, Hermannstadt 1907.
- POPOVICI, V.: Explorări geologice în Bazinul Baraolt-Vârghiș-Căpeni-Buduș-Aita Seacă. - Comit. Geol., Stud. tehn. econ. A 5, București 1959.
- PORTIS, A.: Über die Osteologie von *Rhinoceros Merckii* Jäg. und über die diluviale Säugetierfauna von Taubach bei Weimar. - Palaeontogr. 25, Cassel 1879. - - Elenco delle specie die Cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma. - Bull. Soc. Geol. Ital. 39, Roma 1920.
- RADULESCO, C. & SAMSON, P.: Remarques sur quelques Equidés quaternaires de Roumanie. - Zool. Anz. 168, Leipzig 1962(a) - - Sur la présence de *Megalovis latifrons* dans le Villafranchien d'Olténie (Roumanie). - Vert. Palasiatica 6, 3, Peking 1962(b).
- REICHENAU, W. v.: Beiträge zur näheren Kenntnis fossiler Pferde aus deutschem Pleistozän, etc. - Abh. hess. Geol. L.-Anst. 7, 1, Darmstadt 1915.
- RISTORI, G.: L'orso pliocenico di Valdarno e d'Olivola in Val di Magra. - Pal. Ital. 3, Pisa 1898.
- SAMSON, P. & RADULESCO, C.: Les faunes mammalogiques du Pléistocène inférieur et moyen de Roumanie. - C. R. Acad. Sc. Paris 257, Paris 1963. - - Die Säugetier-Faunen und die Grenzen Plio-Pleistozän und Unter-Mittelpleistozän in Rumänien. - Ber. Geol. Ges. DDR 10, 1 - Berlin 1965. - - Sur la présence de *Praevalces gallicus* (Azz.) dans le Villafranchien d'Olténie (Roumanie). - (sous presse).
- SCHAUB, S.: Die kleine Hirschart aus dem Oberpliocäen von Senèze (Haute-Loire). - Eclogae geol. Helv. 34, Basel 1941. - - Die oberpliocäene Säugetierfauna von Senèze (Haute-Loire) und ihre verbreitungsgeschichtliche Stellung. - Ibid. 36, Basel 1944.
- SCHLESINGER, G.: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. - Geol. Hung. 2, 1, Budapest 1922.
- SCHLOSSER, M.: *Parailurus anglicus* und *Ursus Böckhi* aus den Ligniten von Baróth-Köpecz. - Mitt. Jb. kgl. ung. Geol. Anst. 13, 2, Budapest 1899.
- SCHREUDER, A.: *Conodontes (Trogontherium)* and *Castor* from the Teglian Clay compared with the *Castoridae* from other localities. - Arch. Mus. Teyler 6, 3, Haarlem 1929. - - *Trogontherium cuvieri* FISCHER von Püspökfördö, nebst einer Bemerkung über die Castoriden von China. - Ann. Mus. Nat. Hung. 29, Budapest. - - The three species of *Trogontherium*, with a remark on *Anchitheriomys*. - Arch. Néerland. Zool. 8, 4, Haarlem 1951.
- SIMIONESCU, I.: Vertebratele pliocene de la Mălușteni (Covurlui). - Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi, 9, 49, București 1930. - - Les Vertébrés pliocènes de Berești. - Bull. Soc. Roum. Géol. 1, București 1932.
- STEHLIN, H. G.: Die Säugetierfauna von Lefte (Prov. Bergamo). - Eclogae geol. Helv. 23, Basel 1930.
- TEILHARD DE CHARDIN, P. & PIVETEAU, J.: Les Mammifères fossiles de Nihovan (Chine). - Ann. Pal. 19, Paris 1930.
- THENIUS, E.: Die Verknöcherung der Nasenscheidewand bei Rhinocerotiden und ihr systematischer Wert. - Schweiz. Pal. Abh. 71, Basel 1955.
- TOULA, F.: Über Säugetierreste aus der pliocänen Lignitformation von Illyefalva (Szent-Kiraly). - Abh. k. k. geol. R. A. 20, 5, Wien 1911.
- VAUFREY, R.: *Proboscidea* in: J. PIVETEAU: Traité de Paléontologie 6, 2, Paris 1958.
- VERESTCHAGUINE, N. K.: Ostatki mlekopitajusčih iz njnje četvertičnyh otloženii Tamanskogo poluostrova. - Tr. Zool. Inst. Acad. Nauk SSSR 22, Moskva-Leningrad 1957.
- VIRET, J.: Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drome) et sa faune de Mammifères villafranchiens. - Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon 4, Lyon 1954.
- WERNERT, P.: Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace. - Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine 14, Strasbourg 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter 2. - Stuttgart 1958. - - Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart 13, Öhringen 1962.
- ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. - London 1959.

Manuskript eingeg. 24. 10. 1964.

Anschriften der Verf.: Costin Radulesco et Petre Samson, Institutul de Speologie, Str. Dr. Capșa 8, București 15, România; N. Mihăilă, Institutul Geologic, București; Al. Kovács, Muzeul Regional Sf. Gheorghe, Sfintu - Gheorghe.

Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen

Von S. Z. ROZYCKI, Warszawa

Mit 4 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Nach P. WOLDSTEDT ist Mittelpolen das klassische Gebiet des Warthe-Stadiums. Seine stratigraphische Stellung determinieren folgende Tatsachen:

1. Die Lage der Frontalmoränen des Warthe-Stadiums, 50—120 km nördlich vom maximalen Bereich der Mittelpolnischen Vereisung (Riß, Saale-Vereisung, Radomka-Stadium), deren Geschiebemergel die organogenen Sedimente des vorletzten Interglazials (M/R, Holstein) bedecken.

2. Vollständige, paläobotanisch genau untersuchte Serien des letzten Interglazials (R/W) auf der Moränenoberfläche des Warthe-Stadiums.

3. Das Moränenniveau des Warthe-Stadiums ist von dem des maximalen Bereichs der Mittelpolnischen Vereisung (Radomka-Stadium) durch eine Periode getrennt, während der sich eine Tiefenerosion entwickelt hat, die die Flußtäler bis 15—20 m austiefte. Dann wurden sie mit Sedimenten eines alluvialen Akkumulationszyklus gefüllt (Pilica-Interstadium), die mit Warwenton oder in anderen Stellen mit einer Lössschicht bedeckt waren. Diese Sedimentserie kann man bis ca. 100 km nördlich vom maximalen Bereich des Warthe-Stadiums beobachten.

4. Eine ähnliche Sedimentserie wie im vorhergehenden Interstadium kann man nach dem Warthe-Stadium im Sektor 20°—23° E in der Umgegend Warschaus und am unteren Bug feststellen. Sie gehört zum Bug/Narew-Interstadium. Später findet noch eine Transgression des Inlandeises (Wkra-Stadium) und ein Interstadium statt (Regimin-Interstadium), in das die letzte Transgression der vorletzten Vereisung des Mława-Stadiums einrückt.

5. Vollständige Sedimentserien des letzten Interglazials (R/W; Eem) erscheinen in Senken nach den oben erwähnten Stadien (mit einbegriffen das Mława-Stadium). Nördlich vom Gebiet der Mława-Moränen sind die Interglaziale dieses Alters schon mit Moränen der letzten Vereisung bedeckt (W; Weichsel-Vereisung, Baltische Vereisung).

6. Fossile Podsol-Böden des Pilica-Interstadiums, die von Warthe-Moränen bedeckt sind, kennt man aus der Gegend der unteren Pilica.

Unbekannt sind dagegen noch die organogenen Sedimentserien, die zwischen den Moränen-niveaus des Radomka- und Warthe-Stadiums liegen. Höchstwahrscheinlich gehören zu dieser Zeit die Torfe, die in Brzozowica bei Bezdzin gefunden wurden, und die ca. 80 km südlich vom maximalen Bereich des Warthe-Stadiums liegen. Das palynologische Diagramm aus Brzozowica hat interstadiale Merkmale, obgleich es den Gedanken nahelegt, daß dort im Optimum dichte Kiefer-Fichten-Wälder wuchsen.

Auf Grund dieser Tatsachen ist der Verfasser der Ansicht, daß das Warthe-Stadium eins von den drei Stadien aus der Rezessionsperiode der vorletzten Vereisung ist. Sie waren durch deutliche Interstadien getrennt, die ähnlichen klimatischen Schwankungen unterlagen.

Die Verbreitungsgrenze des baltischen braunen Porphyrs, die nach V. und K. MILTHERS den Bereich ihrer „Warthe-Vereisung“ determiniert, zeigt in Mittelpolen keine Übereinstimmung mit dem Verlauf der Frontalmoränen, und im Sektor 19°—22° E rückt sie bis zum Rand der Saale-Vereisung. Westlich und östlich von diesem Sektor entspricht die Verteilung des braunen Porphyrs dem Bereich des Warthe-Stadiums. Die großen Mengen der lokalen Feuersteine aus der Jura- und Kreideformation in den Moränen der älteren Stadien machen die Anwendung der Methode des Geschiebekoeffizienten Konrad RICHTER's unmöglich.

Summary. The stratigraphic position of the "Varta Stadium" is defined by the following facts in Middle Poland: 1) End-moraines of the "Varta Stadium" are located 50-120 km. northward from maximal extension (Radomka Stadium) of the Middle Polish glaciation (R, Saale glac.); these moraine deposits cover organogenic deposits of the penultimate interglaciation (M/R; Holstein Intgl.). 2) Last interglacial deposits are known from many places in depressions without outflow and which are distributed on the surface of moraines from Varta stadium. 3) The morainic horizon of the Varta stadium is separated from the one of the maximal extension of the Middle Polish glaciation by erosive valleys 15-20 m. deep and filled with deposits representing one cycle of fluvial accumulation (Pilica interstadial). These deposits, covered by varved clays or in other places by loess, may be traced as far as 100 km. north from the maximal reach of the "Varta Stadium". 4) The "Varta Stadium" was followed (in the region between 20°-23° E) by the Bug - Narew Interstadial, then by the ice advance of the Wkra Stadium followed by an additional interstadial (Regimin Interstadial) and then by the last advance of the penultimate glaciation - Mława

stadium. Northward from the area where the "Mława Stadium" deposits occur on the surface, interglacial series of that age are covered by morainic deposits of the last glaciation (W, Weichsel glac., Baltic glac.). 6) The fossil soils of podzol type, which are connected with Pilica Interstadial and covered by moraines of the Varta Stadium, are known in lower Pilica region. But organogenic deposits of that age, separating the Radomka and Varta Stadium (morainic horizons!) are not known until now. Peats found at Brzozowica near Bedzin some 80 km. south of the maximal extension of the Varta Stadium which show palynological features of an interstadial character, are most probably of that age.

The Varta Stadium represents in writer's opinion one of the three recessional stadia of the penultimate glaciation, which are separated by well marked interstadials corresponding to climatic oscillations of similar order of magnitude.

The limit of occurrence of the brown Baltic porphyry, which was regarded by V. and K. MILTHERS as a dead line of their "Varta Glaciation", runs discordantly with the end-morainic zones of that age through Middle Poland. In the region between 19°-22° it is shifted southward, up to the maximal reach of the Middle Polish glaciation. To the west and to the east from the mentioned region the occurrence of the brown porphyry is coextensive with the reach of the Varta stadium. The large quantities of local Jurassic and Cretaceous flints (to 80% within 0,5—5,0 cm. grain size) in moraines of older stadia make it impossible to apply K. RICHTER'S boulder coefficient method.

Die in den letzten Jahren durchgeführten Untersuchungen im Pleistozän Polens haben eine eingehende Bearbeitung der Stratigraphie des anaglazialen Teiles des vorletzten Interglazials (Mindel/Riß, Holstein, Masovien I) und der mittelpolnischen Vereisung (Riß, Saale-Eiszeit) ermöglicht.

Dadurch tritt ziemlich deutlich die Stellung des sogenannten Warthe-Stadiums hervor, von dem im Schrifttum Zweifel gehegt werden, ob es eines von den Stadien der vorletzten Vereisung ist, oder ob es dem maximalen Bereich der letzten Vereisung entspricht (F. ZEUNER, W. SZAFER 1953) oder vielleicht sogar eine abgesonderte Vereisung ist (B. MALICKI, W. POZARYSKI).

Ein klassisches Gebiet, in dem das Warthe-Stadium durch P. WOLDSTEDT (1935) festgestellt wurde und wo es seinen Namen erhalten hat, ist Südpolen. Die dortige Situation müßte also für die Auffassung der diesen Namen tragenden Einheit maßgebend sein.

Vom allgemeinen Standpunkt aus wird die Alterseingliederung des Warthe-Stadiums vor allem durch zwei Tatsachen bestimmt.

Erstens: seine Frontalmoränen liegen ca. 50—120 km nördlich von der maximalen Vereisung Mittelpolens (Riß, Saale-Vereisung). Ihre Geschiebemergel bedecken Sedimente des vorletzten Interglazials (M/R, Holstein) mit paläobotanisch genau untersuchten Profilen (Olszewice, Barkowice Mokre, Sewerynów, Maków Mazowiecki etc.), deren Alter unbezweifelbar ist (Abb. 1).

Andererseits sind in abflußlosen Vertiefungen auf der Akkumulationsfläche der warthe-stadialen Geschiebemergel Sedimente des letzten Interglazials (R/W, Eem, Masovien II) in Szczerców, Dzbanki Kościszowskie, Józefów bei Lodz, Rogów, Góra Kalwarii u. a. bekannt.

Die palynologischen Profile dieser Vorkommen wurden überprüft oder wieder bearbeitet. Im klimatischen Optimum zeigen sie ein deutliches Maximum von *Corylus* und andere Merkmale der Flora, die zweifellos das letzte Interglazial kennzeichnen (R/W, Eem).

Interglaziale Serien desselben Alters und mit ähnlichen palynologischen Profilen sind auch im Süden, außerhalb des Bereiches des Warthe-Stadiums bekannt, wo sie sich gleichfalls in abflußlosen Vertiefungen im Hinterland der Frontalmoränen Mittelpolens (Bedlno, Ślawno bei Radom u. a.) befinden.

Es ist also unbezweifelbar, daß sich das Warthe-Stadium zusammen mit dem vorhergehenden mittelpolnischen Stadium zwischen dem vorletzten (M/R) und dem letzten (R/W) Interglazial befindet.

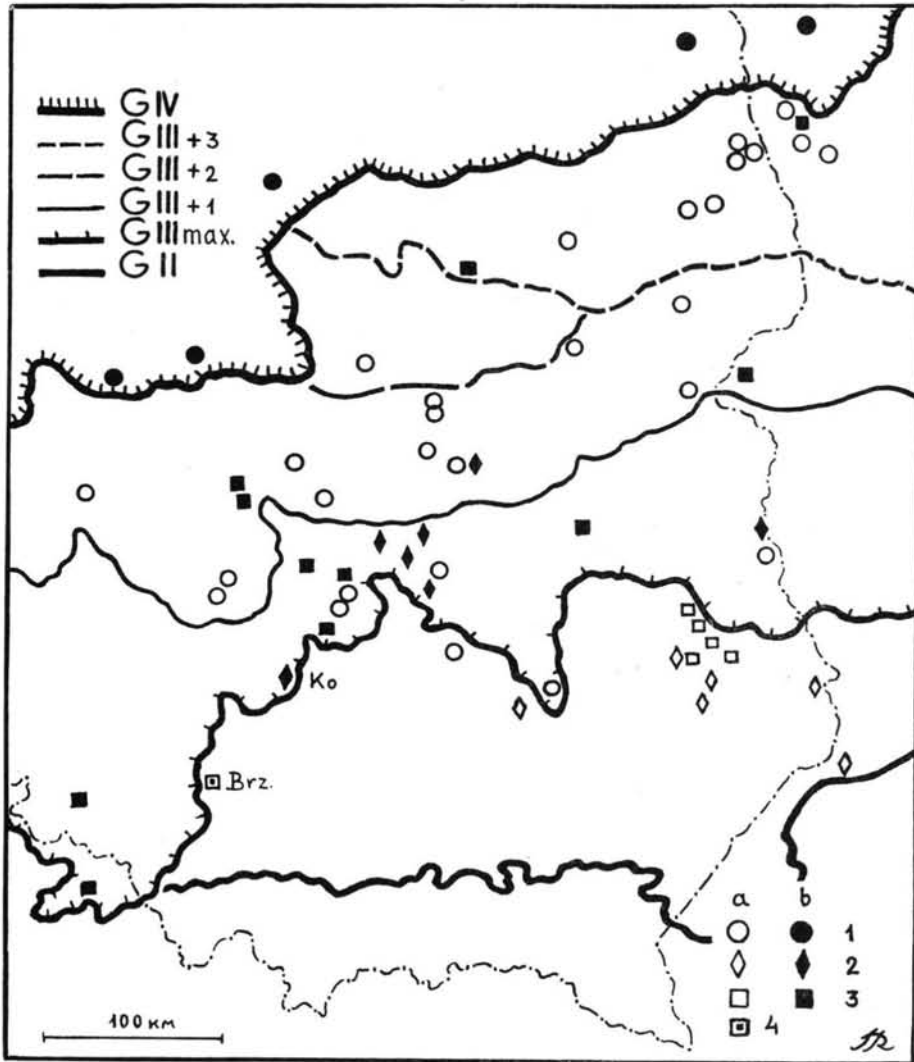


Abb. 1. Vorkommen organogener Sedimente des letzten und vorletzten Interglazials.

1. Das letzte Interglazial (Eem)
 2. Die Fundorte der Flora aus der Transgressionsperiode der Mittelpolnischen Vereisung.
 3. Das „Große“ Interglazial (Holstein)
 4. Die Fundorte der Flora aus dem Pilica-Interstadial (Präwarthe-Interstadial).
 - a = die durch die Moränenformationen der Mittelpolnischen und die letzten Vereisung nicht bedeckten,
 - b = die davon bedeckten Vorkommen.
- Angegeben ist der Bereich der letzten (G IV) und der Mittelpolnischen (G III) Vereisung im Radomka (max.)-, Warthe (+1)-, Wkra (+2)- und Mława (+3)-Stadial und der Bereich der Krakauer Vereisung (G II).

Infolgedessen fällt gänzlich die Hypothese aus, daß das Warthe-Stadium eine gewisse Verbindung mit der letzten Vereisungsperiode habe. Es bleiben nur die zwei folgenden Ansichten. Um sie zu erklären, müssen wir uns mehr in die einzelnen Probleme der Stratigraphie dieses Teiles des Pleistozäns vertiefen.



Abb. 2. Der Verlauf der Rezession der Mittelpolnischen Vereisung (Riss).

1. Das periglaziale Gebiet der Mittelpolnischen Vereisung.
2. Das Tal des tiefsten Einschnitts der Weichsel während des „Großen Interglazials“ („Mindel-Riss“).
3. Der maximale Bereich der Mittelpolnischen Vereisung .

Infolge des großen Zwischenraumes, der die Endmoränenzone Mittelpolens von der Warthe-Endmoränenzone und diese auch sehr breite Zone (120—200 km) von dem maximalen Bereich der letzten Vereisung (Baltische Vereisung, Nordpolnische Vereisung, Vistulian, Weichsel-Eiszeit, Würm) trennt, und infolge davon, daß sie durch die später eingedrungenen Gletscher nicht bedeckt und glazitektonisch nicht gestört wurden, haben wir in Mittelpolen außerordentlich günstige Bedingungen, um im Gelände den ununterbrochenen Zusammenhang der Niveaus der Geschiebemergel und die sukzessiven Rezessionsphasen zu untersuchen. Für diesen Zweck sind auch zahlreiche Bohrungen wichtig, ferner eine Reihe von großen Aufschlüssen, die eingehende stratigraphische und paläomorphologische Studien ermöglichen.

Daraus ergibt sich das folgende Bild von jener Periode, die mit dem Augenblick beginnt, als die mittelpolnische Vereisung (Riß, Saale) ihren maximalen Bereich erreicht hatte (Abb. 2):

Die mittelpolnische Vereisung (Riß, Saale-Vereisung) reicht mit ihrer maximalen Ausdehnung bis an den äußeren Fuß des Mittelgebirges (Góry Świetokrzyskie), bis zum Fuß des Polnischen Juras und zu der Hochebene von Lublin. Das Inlandeis überwindet steilere Hänge dieser Anhöhen nicht mehr und dringt nur stellenweise etwas in die Täler hinein, deren Ausgänge der Bewegungsrichtung des Eises entsprechen. Dagegen reichte es in dem tiefer gelegenen Gelände zwischen den oben erwähnten Anhöhen viel weiter nach Süden, und bildet den großen Radomer Lobus, der den Weichseldurchbruch schließt und bis Zawichost bei Sandomierz reicht, zwei kleinere Loben zwischen dem Mittelgebirge und dem Polnischen Jura (die Loben von Końskie und von Koniecpol) und die große schlesische Zunge, die am weitesten nach Süden, bis zur Mährischen Pforte, vorrückt.

Diese maximale Phase (die Glaziphasen von Gowarczów; G III max. a) des Glazistadiums vom größten Bereich der mittelpolnischen Vereisung dauert jedoch nicht lange und bringt nur unbedeutende Formen einer Endmoränen-Akkumulation hervor, obwohl sie eine ziemlich gut ausgebildete Geschiebemergelschicht hinterläßt. Viel bessere Merkmale hat die nächste Phase (die Glaziphasen von Opoczno; G III max. b), deren Bereich in vielen Stellen gut entwickelte, hohe Endmoränenwälle und ein neues Geschiebemergelniveau bestimmen. Die Zweiteilung dieser Geschiebemergel ist noch bis 10—15 km im Hinterlande der Endmoränen der Opoczno-Glaziphasen bemerkbar. Noch weiter dahinter kommen sie zusammen und bilden ein einziges Niveau.

Man kann daraus den Schluß ziehen, daß im Westen des Kreises Radom (wo man es am genauesten beobachten konnte) nach der maximalen Phase (G III max. a) eine Rezession des Inlandeises von ca. 20—25 km und dann eine Transgression von 10—15 km stattgefunden hat.

Diese Schwankung ist also vom Range einer Intereis-Phase (die Wolanów-Intereis-Phase; G III max. a/b). Sie ist charakterisiert durch die Sedimente, welche die Geschiebemergel der oben erwähnten zwei Glaziphasen (G III max. a; G III max. b) trennen. Wir beobachten hier, bei Berücksichtigung der chronologischen Ordnung, die Spur einer schwachen Erosion (von 5—8 m) und dann eine Akkumulation von Sanden und Kiesen und von Warwen.

-
4. Die Phasen und Stillstands-Etappen der Rezession der Mittelpolnischen Vereisung.
 5. Toteis-Gebiete.
 6. Oser und ähnliche Formen.
 7. Der maximale Bereich des Warthe-Stadials.
 8. Der Warwenton des Warschauer Staubeckens und anderer Staubecken, nach dem Warthe-Stadial.
 9. Der maximale Bereich des Wkra-Stadials.
 - 10-12. Die Bereiche der Hauptphasen der letzten Vereisung. Abkürzungen der Städtenamen: Cz = Czestochowa, K = Kutno, Ł = Łódź, P = Puławy, Pl = Plock, W = Warschau, Ko = Koniecpol, Brz = Brzozowica bei Bedzin.

Die folgende Rezession von der Linie der Endmoränen der Opoczno-Glaziphase (G III max. b) umfaßt 30—35 km. Sie durchläuft mehrere Etappen, die durch die Formen der Endmoränen-Akkumulation bestimmt werden, die jedoch keine Geschiebemergelniveaus bilden. Auf dem unbedeckten Teil der Akkumulationsoberfläche hat man, außer einer maximalen, noch drei Stillstands-Etappen der Front des Inlandeises feststellen können. Es ist möglich, daß es deren noch mehr gibt, aber sie sind unter der Decke verschwunden, die das nächste Vorrücken des Inlandeises hinterlassen hat (Odrzywól-Glaziphase; G III max. c).

Die Rezession nach der Opoczno-Glaziphase reicht weiter als die vorhergehende und beträgt im Westen des Kreises Radom ca. 50 km (von der Linie des maximalen Bereiches der Vereisung an gerechnet). Die Sedimente aus der von ihr abgetrennten Przytyk-Interglaziphase (G III max. b/c) sind mannigfaltiger und zeugen von einer längeren Pause als die vorhergehende. Die Erosionsformen in der Oberfläche des Geschiebemergels reichen bis zu einer Tiefe von 6—15 m. Sie sind mit sortierten Flußsanden gefüllt. Oberhalb erscheint eine mehrere Meter dicke Schicht eines typischen subaerischen Lösses. Vor seiner Bildung fand eine Transgression der Odrzywól-Glaziphase (G III max. c) statt, mit der Warwenton verbunden war, und oberhalb dessen lag eine dritte Schicht von Geschiebelehm.

Die Sedimente der Przytyk-Interglaziphase (G III max. b/c) kann man unter der Decke der Moränen der Odrzywól-Glaziphase (G III max. c) in einer ca. 20 km breiten Zone beobachten. Die sie begleitende Rezession (ca. 30—35 km) und das spätere Vorrücken (ca. 20—25 km) hatten also eine wenig größere Schwingungsweite als während der vorhergehenden Interglaziphase (Wolanów-Interglaziphase; G III max. a/b). Nichtsdestoweniger zeugen sie von einer Klimaschwankung von ähnlichem Range, und ihre Dauer ist wohl auch beinahe dieselbe.

Die Odrzywól-Glaziphase (G III max. c) hat am äußersten Ende ihres Bereiches, nördlich vom Mittelgebirge, wieder gut ausgebildete große Endmoränenwälle, und sie ist von einem neuen System von Osern begleitet. In dem Maße, wie sich diese Moränen vom Mittelgebirge entfernen, entweder gegen Osten (in Richtung der Radom-Ebene) oder gegen Westen (in Richtung des Widawka-Beckens), wo das Inlandeis vor seiner Stirn keine Hindernisse hatte und frei vorwärtsrückte, werden sie kleiner, stellenweise sind sie unterbrochen oder verschwinden, und der Bereich der Glaziphase wird dann nur durch Zonen einer fluvioglazialen Akkumulation gekennzeichnet.

In der Rezessionszone der Odrzywól-Glaziphase kann man gleichfalls drei bis vier Stillstandsetappen unterscheiden, die bis zum Tal der unteren Pilica reichen.

Nördlich vom Pilica-Tal gibt es schon keine Unterteilung der Geschiebemergel mehr, die wir südlich von ihm beobachtet haben. Bis dort reichten die Rezessionen der vorher besprochenen Interglaziphasen nicht mehr. Ihnen allen entspricht vielmehr nun eine gut ausgebildete Geschiebemergelschicht, die man bis nach Warschau und sogar noch weiter gegen Norden beobachten kann. Das Niveau dieser Lehme wird in nördlicher Richtung allmählich niedriger und liegt ziemlich flach; man kann vermuten, daß sie das Zungenbecken des Inlandeises bedeckten, das in späten Etappen der Rezession der Odrzywól-Glaziphase entstanden war (G III max. c).

Wir sind also nun schon bis zu dem Augenblick der Rezession gelangt, in dem die Front des Inlandeises ihre Dynamik verliert und die schnell fortschreitende Ablation die passiv liegenden Massen des stagnierenden Eises zerstört. Wir befinden uns demnach an der Schwelle einer wichtigen und größeren Erwärmungsperiode, während der die aktive Front des Inlandeises eine Entfernung von mindestens 200 km nördlich von der Linie seiner maximalen Ausdehnung in der Zeit der mittelpolnischen Vereisung erreicht hat.

Die ganze obige, vielleicht zu genaue, obgleich nur kurze Schilderung des Verlaufes der Glazistadialrezession der maximalen mittelpolnischen Vereisung (Riß, Saale), ver-

suchte die Bedeutung des Zurückweichens des Inlandeises während der Erwärmung, die vor dem Vorstoß des Warthe-Stadiums stattfand, darzulegen.

Wir besitzen darüber auch Kenntnisse aus erster Quelle dank den Untersuchungen der Sedimente und der Paläomorphologie aus dieser Zeit.

Die hier erscheinenden Flußablagerungen (bis ca. 20 m mächtig) vertreten den ganzen Flußakkumulations-Zyklus. Vor ihr fand eine Tiefenerosion statt, die die Flußtäler bis zu 15—20 m unterhalb der Oberfläche des Moränenplateaus, das das Radomka-Glazialstadium (G III max.) hinterlassen hat, austiefte. Jetzt ist auch ein ganz gut entwickeltes Fluß-System erkennbar.

Wir kennen die organischen Ablagerungen, die in dem Profil zwischen den Moränen des Radomka- und Warthe-Stadiums liegen, noch nicht; jedoch gibt es auf dem Moränenplateau an dieser Stelle gut entwickelte Niveaus fossiler Podsol-Böden.

Mehr gegen Süden, schon nahe der Peripherie des Bereiches der mittelpolnischen Vereisung, aber ziemlich weit (80 km) vor der Front des Warthe-Eises in Brzozowica bei Bedzin, erscheint in einer Situation, die höchstwahrscheinlich der uns interessierenden Rezessionsperiode entspricht, eine Torfschicht (S. GILEWSKA & L. STUCHLIK, 1958), die mit einer Phase verdünnten, subarktischen Waldes beginnt (Kiefern-Birken mit *Larix* bei 120% Kräutern — überwiegend Cyperaceae und *Artemisia* und mit sehr zahlreichen Polypodiaceae). In ihrem mittleren Teil nimmt die Pollenmenge der Kräuter ab, und die palynologischen Spectra melden das Vorhandensein von Kiefern-Fichten-Wäldern (*Pinus*, *Picea*) mit einem großen Anteil der Erle (*Alnus*) und einem unbedeutenden der Hasel (*Corylus*) und der Weide (*Salix*). Es erscheinen auch in kleinen Mengen Pollen mehr wärmeliebender Bäume (*Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*), die sich jedoch in sekundärer Lagerung befinden oder aus der Ferne herbeigetragen wurden. Unter den Makroresten befanden sich Nadeln und Holz der Fichte (*Picea*) und des Wacholders (*Juniperus*), Erlenholz (*Alnus*), Früchtchen von *Sambucus*, Samen von *Carex* und Moosreste (*Polytrichum juniperinum*). Das Profil wird oben abgeschlossen durch Schichten mit großen Mengen von Cyperaceen-Pollen (bis 208%) und ziemlich zahlreichen Kieferpollen (vielleicht der *Pinus montana*?) und ganz wenigen Pollen der Birke (*Betula*), Fichte (*Picea*) und Lärche (*Larix*) (Abb. 3).

Hier ist also eine deutliche klimatische Schwankung vorhanden. Sie beginnt mit einem lichten subarktischen Wald. Im Optimum ist er dicht und hat hauptsächlich Kiefern und Fichten, aber auch Erlen und Hasel.

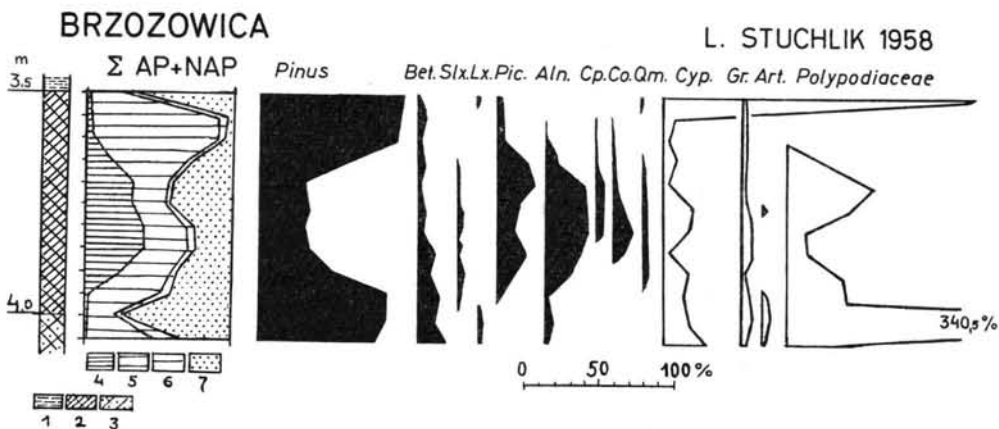


Abb. 3. Das palynologische Spektrum des „Bedzin-Interstadials“ (Präwarthe) nach L. STUCHLIK (aus der Arbeit S. GILEWSKA und L. STUCHLIK, 1958).

Geologisches Profil: 1. Schlamm, 2. Holztorf, 3. Sandiger Torf.

Pollen-Profil: 4. Laubbäume (ohne *Betula* und *Salix*), 5. *Pinus*, 6. *Betula*, *Salix*, *Larix*, 7. NAP.

Die Waldgrenze verschiebt sich weiter gegen Süden, und dann erscheint von neuem die Tundra, durch ein Kryoturbations-Niveau in den höheren Schichten des Profils und das Vorhandensein von *Armeria iversini* gekennzeichnet.

Sowohl die Sedimente (ein Zyklus der Tiefenerosion und Flußakkumulation) als auch das palynologische Profil von Brzozowica (eine gemäßigte Erwärmung, mit Kiefer-Fichtenwald im Optimum) und das Vorhandensein von Podsolböden kennzeichnen die Erwärmungsperiode, die der Verfasser für ein Interstadial hält (was er zu beweisen versuchen wird) und „Pilica-Interstadial“ nennt, weil in diesen Zeiten das Tal des unteren Laufes dieses Flusses sich zu bilden anfang.

Am Ende dieser Periode erscheinen lößartige Lehme und ein typischer subaerischer Löß, und zwar unter den Geschiebemergeln des Warthe-Stadiums in der Gegend von Warka an der Pilica (W. KARASZEWSKI 1952, Z. LAMPARSKI 1961) und weiter gegen Norden bei der Góra Kalwarji (Kalvarienberg), die 25 km südlich von Warschau liegt. Anderswo findet man im jüngeren Teil der fluviatilen Serie stellenweise Warven und fluvioglaziale Sande, die mit dem wieder vorrückenden Inlandeis verbunden sind. Dieses kam wahrscheinlich ziemlich schnell und ohne große Unterbrechungen vorwärts, jedenfalls erlauben die bekannten Profile nicht festzustellen, daß in der Lage der Eisfront Schwankungen stattgefunden haben.

Diese neue Transgression, die bereits zum Warthe-Stadium gehört, gelangt zur unteren Pilica, erfüllt das Becken der mittleren Warthe und hat fast genau denselben Verlauf, den P. WOLDSTEDT im Jahre 1935 auf seiner Karte gezeichnet hat. Östlich der Weichsel gelangt sie bis zum südlichen Poglasie und nähert sich dem Bug unweit von Mielnik.

Wo man die Rezession des Pilica-Interstadials (G III + max./+1) feststellen konnte, zeigt sich, daß während der folgenden Transgression die Eisfront um mindestens 100 bis 150 km vorgerückt ist. Zu den Randmoränen der mittelpolnischen Vereisung blieben durchschnittlich 50—100 km und nach Schlesien hin sogar bis 200 km.

Im Pilica-Interstadial hatte sich ein Gewässersystem gebildet, in welchem der Abfluß vorwiegend in östliche Richtung gegangen war, und zwar in das Stromgebiet des Dniepr (durch die Täler der Pilica, des unteren Wieprz, der Krzna, des Michawiec und der Pripet, und an das sich die schon bestehenden und dem heutigen System ähnlichen Flußgebiete der oberen Warthe, oberen Weichsel und des oberen Bug angeschlossen hatten). Dieses Abflußsystem wurde durch das Eindringen des Inlandeises des Warthe-Stadiums im allgemeinen nicht verletzt. Zerstört wurde nur der linke, nördliche Teil dieses Abflußsystems. An seine Stelle kamen die Abflüsse der Schmelzwässer aus dem Inlandeis, das im Sommer mehr Wasser lieferte als vorher die Flüsse. Die Flüsse (Pilica, der untere Wieprz, die Krzna, der Pripet) verwandelten sich in einen großen Strom, der auf einer Strecke von mehreren hundert Kilometern alle Abflüsse aus dem Randeil des Inlandeises, östlich vom Meridian 19°E, sammelte.

Die Endmoränenzone, die dem maximalen Bereich des Warthe-Stadiums entspricht, ist am besten entwickelt entlang der Wasserscheide zwischen dem oben erwähnten östlichen (Pilica-Krzna-Pripet) und dem westlichen Zusammenfluß (obere Oder-Schwarze Elster-mittlere Elbe), wo sich diese Wasserscheide am meisten dem südlichen Hochgelände nähert (nördlicher Teil des Polnischen Juras). Sie ist ziemlich gut auch noch etwas weiter östlich der Weichsel zu verfolgen. Jedoch bilden sich schon morphologisch in Südpodlasien weniger ausdrucksvolle und schwächer akzentuierte Formen.

Die Eisfront dieses Stadiums teilt sich deutlich in eine Reihe großer, regelmäßiger Loben.

Im Vergleich zu den mittelpolnischen Moränen hebt sich in den Moränen des Warthe-Stadiums ein großer Unterschied in der Zusammensetzung der begleitenden Geschiebe hervor. Die mittelpolnischen Moränen, besonders aus den älteren Phasen des Radomka-Stadials (G III max. a, G III max. b) kennzeichnet ein sehr hoher Anteil von Gesteinen

lokaler Herkunft (bis 80% der Fraktion 0,5—5 cm) und ihre große regionale Vielfalt, die von einer bedeutenden Exarationskraft in der Randzone zeugt. Es wird dies auch bestätigt durch das Auftreten von Rundhöckern (Roches moutonnés) in der Gegend von Czeszochowa, und zwar auf den aus massiven Kalksteinen des oberen Juras aufgebauten Hügeln. Der Anteil des lokalen und des skandinavischen Materials in diesen Moränen ist im einzelnen sehr verschieden und läßt sich nicht in charakteristischen Koeffizienten ausdrücken. Es ändert sich auch sehr die Menge der Feuersteine (meist aus dem oberen Jura), die ebenfalls durch den Gletscher aus dem örtlichen Untergrund mitgenommen wurden. Ähnliche und nicht geringere Überraschungen bereiten die südbaltischen paläozoischen Kalksteine (Gotlandium und Ordovicium), welche im allgemeinen nicht zahlreich sind, die jedoch stellenweise in sehr großen Mengen auftreten. Wahrscheinlich steht das im Zusammenhang mit einer sekundären Zumischung der älteren Geschiebemergel (Elster, Mindel), die in die Moränen der folgenden Vereisung aufgearbeitet wurden.

Interessante Änderungen zeigen sich auch in der Zusammensetzung der skandinavischen Geschiebe. Diese Änderungen sind jedoch nicht so einfach, wie V. und K. MILTHERS es glaubten (1938). Man sieht das am besten bei der Verteilung der baltischen Porphyre, die diese Autoren als leitend für ihre „Warthe-Vereisung“ angenommen haben (Abb. 4).

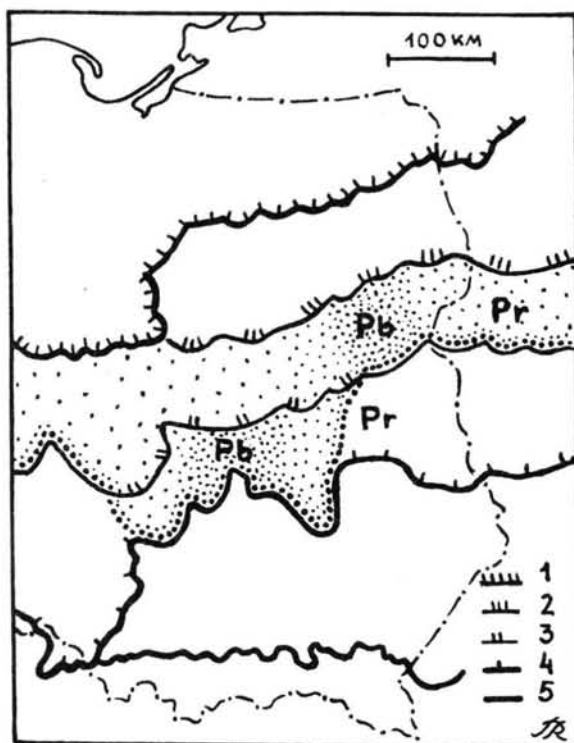


Abb. 4. Die Verteilung der Baltischen Braunen Porphyre in den Moränen der Mittelpolnischen Vereisung (weit punktiert) und ihr häufigstes Erscheinen (dicht punktiert).

Pb, Pr = Die Lage der Sektoren der maximalen Häufigkeit der Baltischen Braunen (Pb) und Roten (Pr) Porphyre im Radomka (maximalen)- und im Warthe-Stadial.

1. Bereich der letzten Vereisung.
2. Bereich des Wkra- und Mława-Stadials.
3. Bereich des Warthe-Stadials.
4. Bereich des Radomka-Stadials (maximaler Bereich der Mittelpolnischen Vereisung).
5. Bereich der Krakauer Vereisung.

Heute, nach der Umrechnung ihrer Angaben auf einzelne Sektoren, gesondert für jede Moränenzone, sieht man recht deutlich, daß die Verteilung des Baltischen Braunen Porphyrs in Polen keinen Zusammenhang mit dem Bereich des Warthe-Stadiums hat, sondern im Sektor zwischen 19° und 22° E die Randlage dieses Stadium überschreitet und zu den Endmoränen des maximalen Radomka-Stadiums zieht (G III max.).

Die regionalen Mittel, umgerechnet für größere Gruppen der Stellen, wo die Zusammensetzung der Geschiebe bestimmt wurde, weisen sogar auf eine gewisse Regelmäßigkeit in der Zahl der Verteilung der Baltischen Porphyre, die in den zentralen Sektoren ihres Auftretens deutliche Maxima erreichen. Sie sind in denselben Sektoren für den Roten und Braunen Baltischen Porphyrt nicht gleich; gewöhnlich befindet sich der Braune Porphyrt mehr im Westen als der Rote, konform mit der Verteilung ihrer Heimatgebiete zwischen den Inseln Gotland und Åland. Diese Maxima der Häufigkeit der beiden Porphyre in Bezug auf ihre gegenseitige Lage rücken während des Warthe-Stadiums bedeutend nach Osten und zeigen eine ziemlich große Änderung in der allgemeinen Richtung der Eismassenbewegung.

Was den Braunen Baltischen Porphyrt im Radomka-Glazistadium (G III max.) anbelangt, so fällt das Maximum seines Auftretens auf den Westen des Mittelgebirges (zwischen 20° — 21° E); im Warthe-Stadium liegt es ca. 200 km mehr nach Osten (zwischen 23° — 24° E). In ähnlicher Weise verlagert sich das Maximum des Roten Baltischen Porphyrs von der Gegend des unteren Wieprz ($21^{\circ} 30'$ — 23° E) auf das rechte Bug-Ufer (25° — 26° E).

Die Rezession des Warthe-Stadiums zeigt ebenso wie im Radomka-Stadial in seiner Randzone zwei deutliche Phasen (die Phase von Warka, G III+1a, und die Phase von Grójec, G III+1b), die durch das Intervall von Rawa (G III+1a/b) getrennt werden. Ihr Bereich zeichnet sich durch schöne Endmoränen-Züge aus. Mit jeder dieser Linien ist ein anderes System von Osern und ein anderes Abflußnetz der Schmelzwässer verbunden. Innerhalb jeder dieser Phasen kann man ein paar Rezessions-Stillstandsetappen unterscheiden.

Nach dem Überschreiten der Linie Nadarzyn-Zyrdów-Skierniewice-Zgierz etc. nimmt die Dicke der Eisakkumulation des Warthe-Stadiums ab, die Formen der Endmoränen-Akkumulation verschwinden, und dieses ganze Stadial ist nur durch ein nicht sehr dickes Geschiebemergelniveau vertreten, das man bis zum nördlichen Masovien beobachten kann, da es ein besonderes Moränenniveau bildet.

Innerhalb der einzelnen Loben des Inlandeises liegen Zungenbecken (Widawka-Becken, Warschauer-Becken u. a.).

Die Fortsetzung der vorletzten Vereisung (Riß, Saale-Vereisung) kann man noch auf dem Gebiet Masoviens beobachten, wo es durch die Ablagerungen der letzten Vereisung nicht bedeckt wurde, so wie es westlich des Meridians 20° E geschieht.

Man kann hier feststellen, daß nach dem Warthe-Stadium das Flußnetz wieder lebendig wird. Die vom Süden kommenden Flüsse verlängern ihren Lauf gegen Norden und werden durch den breitenparallelen Hauptstrom gesammelt. Diesmal fließt er nach Westen und vereinigt den Lauf des unteren Bug und der mittleren Weichsel (von Warschau bis Thorn) und hat weiter beinahe dieselbe Richtung wie das spätere Urstromtal der Netze (Thorn-Eberswalder Urstromtal).

Die Flußtäler erreichen eine Tiefe von 20—25 m und bilden ein gutes Entwässerungssystem. Nachdem sie ihre maximale Tiefe erreicht haben, fangen diese Täler, ebenso wie im Pilica-Interstadial (G III+max./+1), an, sich mit Alluviën zu füllen, die einen Flußsedimentationszyklus bilden und schließlich feinkörnige, horizontal geschichtete Sande zeigen, die sich wohl bereits in Staubecken anhäuften.

Es ist das erste Anzeichen, daß der ziemlich weit im Norden liegende Hauptabfluß des Stromes Hindernisse angetroffen hat oder sogar abgesperrt wurde. Die Ursache dessen ist

zweifelloos eine neue Transgression des Inlandeises, das sich im Optimum des Interstadials hinter den Parallelkreis 52°N zurückgezogen und sich nun wieder in Bewegung gesetzt hat und in das oben erwähnte Urstromtal eingezogen ist, das die Wasser nach Westen abführte. Daß es tatsächlich eine Transgression des Inlandeises gewesen ist, geht daraus hervor, daß in dem oberen Teile dieser horizontale geschichteten feinkörnigen Sande zuerst einzelne lehmige Warwenschichten und später eine ganze Serie von Warwentonen erscheint, die einen beträchtlichen Teil des Warschauer Beckens füllen und in schmalen Streifen in die Täler einer Reihe von Nebenflüssen der Weichsel eintreten.

Die stratigraphische Lage der gut bekannten Warwen des Warschauer Beckens, die jahrelang Gegenstand eines Zwistes zwischen J. LEWIŃSKI (1921), J. SAMSONOWICZ (1927) und S. LENGEWICZ (1927) gewesen ist, wurde neuerdings in einer verhältnismäßig einfachen Weise entschieden, die die Ansichten dieser Autoren miteinander in Einklang bringt.

Tatsächlich haben, gemäß der Behauptung von S. LENGEWICZ, die Warwen im nördlichen Teil des Warschauer Beckens eine Geschiebemergeldecke oder deren Residuum; in seinem südlichen Teil dagegen gibt es nach der Meinung von J. LEWIŃSKI und J. SAMSONOWICZ ganz gewiß keinen Hinweis dafür, daß das Inlandeis auf den Warwen gelegen hat.

Die Verbindung mit den Profilen des nördlichen Masoviens und mit den Moränenzügen auf dem rechten Weichselufer erweist, daß wir es hier mit einer Transgression des Inlandeises zu tun haben, das nur teilweise in das Warschauer Becken eingetreten war und nur seinen nördlichen Teil bedeckt hat.

Es lohnt sich vielleicht noch, an dieser Stelle zu betonen, daß das Warschauer Stau- becken, ebenso wie eine ganze Reihe von südpolnischen Staubecken, Veränderungen der Fazies in seinen südlichen Teilen zeigt. Man kann hier ein periodisches Vorrücken der sandigen Deltas von Flüssen, die vom Süden kamen, feststellen. Sie sind durch Warwenschichten mit Trockenrissen (infolge jahreszeitlicher Austrocknung?), durch Spuren einer Erosion oder durch eingelagerte mittel- und grobkörnige Sande gekennzeichnet.

Die Zeit, welche die neue Transgression des Inlandeises, bereits die zweite nach dem Maximum der Vereisung (Wkra-Stadial, G III+2), vom Warthe-Stadium (G III+1) trennt und Bug-Narva-Interstadial (G III+1/2) genannt wird, hat einen ähnlichen Verlauf wie das Pilica-Interstadial (G III+max./+1). Wir haben hier, wie im vorhergehenden Fall, eine ähnliche Phase einer ziemlich deutlichen Tiefenerosion der Flüsse und dann einen ganzen Zyklus einer Alluvialakkumulation, mit der Phase eines Wasser- und Staubeckens und beendet mit dem Eindringen des Inlandeises. Dadurch wird die Ansicht bestätigt, daß wir es hier tatsächlich mit einer Einheit vom Range eines Interstadials zu tun haben.

Die Rezessionszone des Wkra-Stadials ist sehr gut im nördlichen Masovien sichtbar. Westlich 20° östl. L. ist sie vollkommen durch die letzte Vereisung bedeckt. Die hier durchgeführten eingehenden Untersuchungen erlauben nach denselben Grundsätzen wie vorher drei Glaziphasen (von Zakroczyń, G III+2a, von Nasielsk, G III+2b und von Ciechanów, G III+2c) und zwei Intervalle (von Radzików, G III+2a/b und von Krubin, G III+2b/c) und eine ganze Reihe von indirekten Stillstandsetappen zu unterscheiden.

Nach dem Wkra-Stadial haben wir wieder eine bedeutende Rezession des Inlandeises (Krubin-Interstadial, G III+2/3) und eine abermalige große Transgression (Mława-Stadial, G III+3). Diese unterscheidet sich recht deutlich von der vorhergehenden durch eine größere Frische der Formen der glazialen Akkumulation, obgleich es hier keine Seen gibt, die so charakteristisch für das Gebiet der letzten Vereisung sind.

Bis zur letzten Zeit bestanden Zweifel, ob man die „Mława-Transgression“, die schon durch J. BEHR & O. TIETZE (1912) und S. WOLLOSOWICZ (1924) beobachtet wurde, zu der letzten (Würm-) oder vorletzten (Riß-) Vereisung zählen muß. Genaue Beobachtungen östlich von Nordmasovien haben erwiesen, daß die durch die letzte Vereisung nicht bedeck-

ten Torfe des letzten Interglazials (Z. BORÓWKO-DEUZAK & B. HALICKI, 1957) in der Gegend von Łomza (Konopki Leśne), nördlich von dem Endmoränenzuge des Mława-Stadials liegen.

In die Zeit der Rezession des Mława-Stadials (G III+3) muß man auch das schön erhaltene Moränengelände stellen, das nördlich von Białystok liegt, und dessen Alter durch das letzte Interglazial aus der Gegend von Sidra (K. BITNER, 1956) und Augustów (Z. BORÓWKO-DEUZAK & B. HALICKI, 1957) richtig bestimmt wurde.

Der obige Überblick des Verlaufes der Rezession der vorletzten Vereisung (Saale-Vereisung, Riß) scheint die Stellung des Warthe-Stadiums als eines der großen Stadiale dieser Vereisung genügend zu zeigen. Es unterscheidet sich nicht besonders von den zwei späteren (Wkra-Stadial, G III+2 und Mława-Stadial, G III+3) und auch nicht von dem vorhergehenden Stadial des maximalen Bereiches (Radomka-Glazistadial, G III max.).

Seine richtige Einstufung wurde zweifellos durch die Tatsache erschwert, daß im westlichen Teil des Mitteleuropäischen Tieflandes die jüngeren Stadiale der vorletzten Vereisung (Saale, Riß) durch eine Transgression der letzten Vereisung bedeckt wurden. In gewissem Grade überraschend könnte auch die Selbständigkeit der Transgression des Warthe-Stadiums scheinen, die kein Pendant während des letzten Eindringens der skandinavischen Gletscher in die südliche Ostseeküste hat. Immer mehr neigt man jedoch zu der Ansicht, daß die während der letzten Kälteperiode stattgefundenen Eistransgression nur eine kurze glaziale Episode, nämlich am Ende dieser Periode gewesen war (P. WOLDSTEDT 1958). Diese Episode könnte eher mit den Stadien der vorletzten und älteren Vereisung als mit diesen ganzen Kälteperioden verglichen werden.

Es mögen Zweifel bestehen, ob das „Będzin-Interstadial“ aus Brzozowica tatsächlich dem Pilica-Interstadial (G III+max./+1) oder vielleicht dem späteren Bug-Narew-Interstadial (G III+1/2) oder dem Regimin-Interstadial (G III+2/3) entspricht. Es ist jedoch sicher, daß das Będzin-Interstadial eines der oben erwähnten Interstadiale ist, und daß es die Weite der klimatischen Schwankung charakterisiert, die die großen stadialen Transgressionen der vorletzten Vereisung voneinander trennen.

Der Verfasser unternimmt es nicht, eine Parallele zwischen den durch ihn untersuchten Stadien Polens und den entsprechenden Einheiten Deutschlands aufzuzeigen, obgleich die Folgerungen, die man ziehen könnte, ziemlich klar zu sein scheinen. Es drängt sich auch die Bemerkung auf, daß in einer Reihe von Fällen die Einheiten, gemäß den durch den Verfasser angenommenen Grundsätzen „Interstadiale“ genannt, nur als Intervalle angesehen werden können. Dementsprechend sind manche „Stadiale“ nur Glaziphasen.

Um etwaige Mißverständnisse zu verhüten, muß noch betont werden, daß dem maximalen Radomka-Stadium noch zwei Stadiale vorhergegangen sind. Das spätere „vor-maximale“ (G III —1) Stadial am unteren Bug ist durch einen Geschiebemergel charakterisiert, der von einem Eindringen des Inlandeises mindestens bis zu 52° 30' n.Br. zeugt.

Dieses Inlandeis verursachte einen Aufstau der vom Süden kommenden Flüsse und im Norden das Entstehen eines Staubeckens, im Süden des großen „Sees der unteren Pilica“, der bis zur Gegend von Radom reichte. Das ältere Stadial (das „frühe“ Glazistadial G III —2) im nördlichen Masowien bildete Staubecken mit Warven, die einen Gletscher ankündigten, dessen Moränen man jedoch in dieser Gegend nicht hat finden können.

Diese kalten Glazistadiale trennen die Perioden ziemlich bedeutender Erwärmungen, die palynologisch in Mittelpolen definiert und als Interstadiale von Witaszyn (G III —1/max.) und Barkowice (G II —2/—1) anerkannt wurden.

Diese Frage ist jedoch mit dem Problem der Stratigraphie des vorletzten „großen“ Interglazials (Holstein-Wärmezeit, Mindel/Riß) verbunden und wurde bei einer anderen Gelegenheit besprochen (S. Z. RÓZYCKI, 1961).

Bibliographie

- BEHR, J. & TIETZE, O.: Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława. - Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 33, 1, 1912.
- BORÓWKO-DŁUZAK, Z., & HALICKI, B.: [Interglacial sections of the Suwałki region and of the adjacent territory]. - Acta Geologica Polonica, VII, 4, 1957.
- GILEWSKA, S. & STUCHLIK, L.: [Pre-Warta interstadial at Brzozowica near Bedzin]. - Monographiae Botanicae 7, 1958.
- KOFCZYŃSKA-ZANDARSKA, K.: [Development of relief in the Radzików area during the recession of the Middle-Polish glaciation]. - Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego. I, 1, 1961. - - [La stratigraphie et la paléomorphologie du Pleistocène des environs de Wychódz à l'Est de Wyszogród]. - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, vol. II (Acta Geologica Polonica, XIV, 3), 1964.
- LAMPARSKI, Z.: [The percentage distribution of local material in end-moraines of the Middle-Polish (Riss) Glaciation]. - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, I, 1961.
- LENCEWICZ, St.: [Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne]. - Prace P. I. G., II, 2, 1927.
- LEWIŃSKI, J.: Badania hydrogeologiczne okolic Warszawy. - Roboty Publiczne, 1921.
- MICHALSKA, Z.: [Stratigraphy of the Pleistocene and Paleomorphology of the North-Eastern Part of Mazowsze (Central Poland)]. - Studia Geologica Polonica, VII, 1961a. - - [Age determination of end-moraines in the vicinity of Mława and Przasnysz by stratigraphic and paleomorphological studies]. - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, I, 1961b.
- MILTHERS, V. & MILTHERS, K.: [Die Verteilung einiger wichtiger skandinavischer Leitgeschiebe in einem Teile Polens]. - Biuletyn P.I.G., 5, 1938.
- POZARYSKI, W.: [The Pleistocene in the Vistula Gap across the Southern Uplands]. - Instytut Geologiczny. Prace, IX, 1953.
- RÓZYCKI, S. Z.: Sub-stages of the Great Interglacial Stage. (Summary of the results of the research into the stratigraphy of the Quaternary in Poland.). - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, I, 1961a. - - Middle Poland. Guide-book of Excursion from the Baltic to the Tatras. - INQUA VIth Congress, Poland, 1961b. - - [Système climato-stratigraphique de la division du Pleistocène]. - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, II, (Acta geologica polonica, XIX, 2) 1964.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH, M.: [The Quaternary in the neighbourhood of Tomaszów Mazowiecki and Sulejów on the Pilica river]. - Praca o pleistocenie Polski Środkowej, I, 1961. - - [Le Pleistocène aux environs de Wyszogród sur la Vistule]. - Prace o pleistocenie Polski Środkowej, II, (Acta Geologica Polonica, XIV, 3), 1964.
- STRASZEWSKA, K.: [Stratigraphy of the Pleistocene and Paleomorphology of the region of the Bug river]. - Studia Geologica Polonica (in Druck) 1965.
- SAMSONOWICZ, J.: Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Wstęp ogólny. - Oddz. Warsz. Kom. Fizjogr. PAN. 1927.
- SZAFER, W.: [Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view]. - Rocznik Pol. Tow. Geol., XXII, 1, 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - Stuttgart 1950. - - Das Eiszeitalter. Bd. II. - Stuttgart 1958.
- WOŁOSOWICZ, S.: [Sur l'extrémité meridionale du lobe glaciaire de Mława pendant la dernière glaciation]. - P.I.G., Sprawozdania 2, 1924.

Manusk. eingeg. 10. 3. 1965.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. S. Z. Rózycki, Warszawa 1 (Polen), Ul. Krakowskie Przedmieście 30.

Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände

VON ADOLF ZIENERT, Heidelberg

Mit 11 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Das Untersuchungsgebiet umfaßt die westlichen und südlichen Teile der Aosta-Region vom Hauptkamm der M. Blanc-Gruppe bis zum nach N entwässernden Teil der Paradiso-Gruppe. Die Untergrenze bildet das Moränengebiet von Aymavilles-Sarre, etwa 5 km westlich Aosta. Verfolgt werden die durch Moränen gekennzeichneten Gletscherstände vom „Aymavilles“ (= „Gschnitz“) bis zur Gegenwart und die Vermessungsergebnisse ab 1929–31 (Karte 1 : 25 000); die letzten genaueren Höhenwerte liegen für 1950–53 vor. Moränen aus historischer Zeit gibt es etwa von 1600, 1680, 1770, 1820, 1860 und 1920. Nur wenige Gletscher weisen deutliche noch jüngere Moränen auf. Tiefliegende Moränen aus dem 17. und 18. Jahrh. lassen sich leider nicht immer eindeutig einem der drei Stände dieses Zeitraumes zuordnen. Innerhalb der bisher als „Courmayeur“ bezeichneten und dem „Daun“ gleichgesetzten Moränen kann man deutlich zwei Gruppen unterscheiden. Es wird deshalb vorgeschlagen, die Bezeichnung „Courmayeur“ durch zwei neue Lokalnamen aus der Umgebung von Cogne, „Epinel“ (= „Daun“) und „Valnontey“ (= „Egesen“), zu ersetzen. Zum Schluß wird versucht, die Geschichte der Gletscher im Untersuchungsgebiet kurz darzustellen.

Summary. The so-called Aosta-Region (named after its capital Aosta and the main valley the Valle d'Aosta) lies in the northwesternmost part of Italy. In its western and southern secondary valleys (the northern are excluded here) there are a lot of glaciers from the southeastern side of the chain of Mont Blanc to the north-side of the group of Gran Paradiso (Italians are numbering 140 glaciers). This paper deals with the moraines of the more significant of these glaciers from prehistoric times to the present. The following stadials can be distinguished: Aymavilles—Gschnitz, three miles to the west of Aosta, Epinel—Daun, usually at about the middle of the secondary valleys, and Valnontey—Egesen, occasionally even in tertiary valleys. Out of historic times there can be found moraines from about 1600, 1680, 1770, 1820, 1860 and 1920. Measurements, especially of the lowest points the ice was then filling, have been made by the Italians for cartographic reasons in 1929–31 and continued for hydroelectric developments (latest figures published: 1950–53). All these moraines and datas are discussed in this context to obtain the elements of glacial history.

Résumé. La région étudiée embrasse les parties occidentales et méridionales de la vallée d'Aoste depuis le massif du Mont Blanc jusqu'à la partie du Grand Paradis, drainant ses eaux vers le nord. La limite inférieure est déterminée par les formations stadières d'Aymavilles-Sarre, situé à environ 5 km à l'ouest d'Aoste. L'auteur s'est proposé d'étudier d'une part les différents stadials (et stades) glaciaires indiqués par les moraines depuis l'"Aymavilles" (= "Gschnitz") jusqu'à l'époque actuelle et d'autre part les relevés topographiques depuis 1929–1931 (carte 1 : 25 000); les dernières cotes de hauteur précises datent de 1950–1953. On peut dénombrer, d'époque historique, des moraines en 1600, 1680, 1770, 1820, 1860 et 1920. Peu de glaciers présentent des moraines plus récentes. Les moraines profondes du 17^e ou du 18^e siècle ne se laissent pas toujours facilement inclure dans un de trois stades de cette époque. On peut distinguer, dans les moraines désignées jusqu'ici du nom de "Courmayeur" et assimilées au "Daun", deux groupes. L'auteur propose donc de substituer à la dénomination "Courmayeur" deux noms des environs de Cogne: "Epinel" (= "Daun") et "Valnontey" (= "Egesen"). L'auteur s'efforce, pour terminer, de dresser un court tableau de l'histoire des glaciers dans la région incriminée.

Einleitung

Die Erforschung der Gletscher des Untersuchungsgebietes (vgl. die Übersichtskarte Abb. 1), vor allem derjenigen der M. Blanc-Gruppe, begann sehr früh. Eine große Rolle spielte dabei das Hinunterreichen einiger Gletscher bis in die Täler, des Brenva-Gletschers sogar bis in das Kulturland. Zusammenstellungen der mündlichen und schriftlichen Überlieferung über die Geschichte der Gletscher seit dem 15. Jh. und über die Eisrandlagen vom 19. Jh. an gibt es deshalb mehrere.

An Sammlungen vor allem der historischen Quellen wären zu nennen: Für das M. Blanc-Gebiet allgemein SACCO 1919 und 1942, dazu für den Brenva-Gletscher

MARENGO 1881, PORRO 1903 und VALBUSA 1927; für den Rutor-Gletscher BARETTI 1880 a und SACCO 1917 a; für das Paradiso-Gebiet SACCO 1921 und 1923, dazu PORRO 1903 (Tráio, Valnontey, Bardoney).

Zu den Eisrandlagen werden in jedem Band des Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano die Ergebnisse der neuesten Vermessungen veröffentlicht, z. T. mit Kartenskizzen oder sogar mit Spezialkarten.

Den Stand von 1929—31 (je nach Vermessungsjahr), im M. Blanc-Gebiet zum großen Teil zusätzlich noch denjenigen von 1947 (Neuvermessung), kann man den topographischen Karten 1 : 25 000 des Istituto Geografico Militare (IGM) entnehmen.

Zusammenfassende Angaben über den Gletscherrückgang von 1929/31 bis 1952 enthält die Arbeit von VANNI, ORIGLIA & DE GEMINI 1953. Detailliertere Angaben für längere oder zumindest mehrjährige Zeiträume und meist auch Karten dazu enthalten vor allem: MARENGO 1881, SILVESTRI 1925, VALBUSA 1927 und CAPELLO 1941 (alle Brenva), CAPELLO 1940 (Pré-de-Bar, Triolet, Lex-Blanche), PERETTI 1934 und SACCO 1934 a (Rutor).

Außerdem sind in den meisten Veröffentlichungen Photos enthalten, im allgemeinen mit Angaben über das Jahr oder sogar den Tag der Aufnahme.

Zur Morphometrie gibt es recht interessante, weitgehend statistisch arbeitende Untersuchungen von CAPELLO über die Gletscher der M. Blanc-Gruppe — Stand 1929 — (1936 b) und über die Gletscher im Val di Rhêmes (1948).

Wesentlich weniger gutes Material findet man über die Moränen großer Teile des Untersuchungsgebietes. Zwar hat SACCO über fast alle Gletschergebiete vom M. Blanc bis zum Paradiso in verschiedenen Arbeiten Karten veröffentlicht (zunächst in 1 : 100 000, später in 1 : 50 000, schließlich in 1 : 25 000; über den Miage-Gletscher bereits 1917 sogar in 1 : 10 000), aber leider, und er gibt es mehrfach selbst zu, sind die Karten alle mehr oder weniger schematisch gehalten, selbst die oben erwähnte Karte 1 : 10 000 (dazu z. B. SACCO 1942, S. 4, die letzten Zeilen von Absatz 3). Wirklich gut sind in den älteren Arbeiten nur die Karten in BARETTI 1880 b (Miage 1 : 10 000, mit Darstellung selbst der Vegetationsdecke älterer Moränenteile) und in MARENGO 1881 (Brenva 1 : 20 000, ebenfalls mit Vegetationsangaben); dazu käme noch die Arbeit von PERETTI 1937. Viel mehr oder zumindest ebenso viel wie den meisten übrigen Karten, vor allem denjenigen von SACCO, kann man bei entsprechender Geländeerfahrung einfach den topogr. Karten 1 : 25 000 des IGM entnehmen. Es gibt aber eine große, neuere Ausnahme: BESCHEL 1958 bietet für die historischen Moränen in den Hochlagen (leider aber auch nur für diese) des Paradiso-Hauptgebietes mit Hilfe der Lichenometrie ausgezeichnete Ergebnisse.

Die Gletscherstände

Bei den Angaben für 1929 und später in den folgenden Tabellen handelt es sich vorwiegend um Eisrandlagen. Die Angaben für die Zeit vor 1929 beziehen sich auf im Gelände sichtbare Anhaltspunkte für die damalige Lage der Gletscherenden, vor allem natürlich auf Moränen. Angeführt wird jeweils die Meereshöhe („m MH“) der tiefstgelegenen Stelle, sowie die horizontale und die vertikale Komponente der Abtsände zwischen den durch die Höhenwerte gekennzeichneten Punkten. Selbstverständlich sind die Bezeichnungen 1920, 1860 usw. nur als Sammelbezeichnungen mit einer Fehlergrenze von einigen Jahren zu verstehen.

Die Zahlen für 1952 stammen etwa zur Hälfte aus der Zusammenstellung von VANNI etc. im Boll. Comit. glac. ital. 1953 (dort „Quota minimale“). Leider waren die übrigen und deshalb hier nicht aufgeführten Höhenzahlen aus jener Arbeit offensichtlich falsch. Die Gletscher hätten dazu in der Zeit nach 1929/31 stark vor- statt zurückgehen

nen Gründen nicht wenigstens mit einiger Wahrscheinlichkeit festzustellen war, wurde „?“ gesetzt.

In den folgenden Aufstellungen steht (nach dem Namen des Tales) jeweils zuerst der Name des Gletschers, mit zwei Ausnahmen (Eaux-Rouges und Bardoney) nach den Karten 1 : 25 000 des IGM, und dahinter in Klammer die Nr. nach VANNI etc. 1953. „c.“ vor einer Zahl steht für etwa (circa). „HD“ bedeutet Horizontaldifferenz, „VD“ Vertikaldifferenz. Als Basispunkt für die Berechnung von HD und VD wurde jeweils der durch die fettgedruckte Höhenzahl gekennzeichnete Punkt benutzt. Die Genauigkeit dieser Differenzwerte hängt natürlich von der Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Grundwerte ab, eine Kennzeichnung der Genauigkeit durch „c.“ oder eine ähnliche Bezeichnung erfolgt deshalb nicht. „(B)“ hinter einer Höhenzahl heißt: nach BESCHEL 1958 oder zumindest gleicher Befund hier und dort, „Fp“ Gletscherende auf Felsplatten geringer bis mittlerer Neigung, „F“ in Steilstufen oder auf steilen Felspartien ohne Halt für Moränenwälle, „T“ Unterkante im Toteis. „Valnontey“ und „Epinel“ (abgekürzt „Va.“ und „Ep.“) werden vorläufig die beiden in fast allen Tälern verfolgbaren prähistorischen Gletscherstände genannt.

	m MH	HD	VD
Vallone d'Urtier			
Peradzá (131)			
1952	c. 2900 ?, Fp	200 m	70 m
1933	2832 Fp		
1920	Fp	?	?
1860	Fp	?	?
1820	Fp	?	?
17/18. Jh.	Fp	?	?
Va.	c. 2370 1)	3,3 km	460 m
Ep.	c. 1980 (A. Crêt)	5,5 km	850 m

1) Gletscherende sehr breit, Blockstreu.

Vallone di Bardoney

Eaux Rouges (130)			
1952	c. 2800	200 m	60 m
1931	2736		
1920	c. 2730	50 m	10 m
1860	F	?	?
1820	F	?	?
17/18. Jh.	F	?	?
in Va. und Ep. unselbständig (s. Bardoney)			

Lavina (129) N-/S-Teil			
1952	c. 2800 / c. 2700	(N)	(N)
1931	2749 (schmal) / 2673 F	100 m	50 m
1920	c. 2740 (breit) / F	20 m	10 m
1860	c. 2660 unselbständig	200 m	90 m
1820	F	?	?
17/18. Jh.	F	?	?
in Va. und Ep. unselbständig (s. Bardoney)			

Bardoney (—)

1952	nur noch Reste	?	?
1931	c. 2640 (Rest)		
1920	?	?	?
1860	c. 2360	1,3 km	280 m
1820	?	?	?
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2240 (2 x)	2,6—3,5 km	400 m
Ep.	F (oder unselbständig, s. Valeille)		

	m MH		HD	VD
Vailleille				
Arolla (127) N-/S-Teil			(N)	(N)
1952	?	c. 2700 F	?	?
1931	2762 ?	2677 F		
1920	c. 2725/50 ¹⁾	F	100 m	40 m
1860	c. 2620/50 ¹⁾	F	350 m	140 m
1820	?		?	?
17/18. Jh.	?		?	?

N-Teil im Va. = F, sonst in Va. und Ep. unselbständig (s. Vailleille).

¹⁾ N-Teil nochmals zweilappig.

Vailleille (125)				
1952	c. 2600 ?, F ¹⁾		150 m	140 m
1931	2460 F			
1920	c. 2400		150 m	60 m
1860	c. 2180		800 m	280 m
1820	?		?	?
17/18. Jh.	?		?	?
Va.	c. 1840		3,2 km	620 m
Ep.	c. 1580 ²⁾		7,5 km	880 m

¹⁾ 1937 = 2490 (Jber. in Boll. Com. glac. 1938).

²⁾ W-Ende des Zungenbeckens von Lillaz bei Champlong.

Valnontey

Valletta (122)				
1952	c. 2900 ?, F		50 m	25 m
1931	2874			
1920	c. 2860		100 m	15 m
1860	c. 2770		400 m	100 m
1820	?		?	?
17/18. Jh.	?		?	?
Va.	F		?	?

in Ep. unselbständig (s. Grand-Croux) ?

Patri inferiore / superiore (121/120) = N/S			(N)	(N)
1952	c. 2800 F/3150 F		150 m	40 m
1931	2758 F/3096 F			
1920	F /F		?	?
1860	c. 2540 /F		400 m	210 m
1820	?		?	?
17/18. Jh.	?		?	?
Va.	F (oder unselbständig)		?	?

in Ep. unselbständig (s. Grand-Croux)

Coupe-di-Money (119)

1953	2652 F ¹⁾		100 m	60 m
1931	2589 (schmal) F			
1920	c. 2570 = N, M = F		50 m	20 m
1860	c. 2420 (M)		400 m	170 m
1820	?		?	?
17/18. Jh.	?		?	?

in Va. und Ep. unselbständig (s. Grand-Croux)

¹⁾ nach PERETTI & LESCA 1956, Karte 1 : 8000.

Money (118)

1953	2448 F ¹⁾		150 m	120 m
1931	2327 (sehr schmal) F			
1920	F		?	?
1860	c. 2200 (breit)		250 m	130 m
1820	c. 2130		450 m	200 m
17/18. Jh.	?		?	?

in Va. und Ep. unselbständig (s. Grand-Croux), auch schon 1820 knapp vor der Zunge des Hauptgletschers.

¹⁾ nach PERETTI & LESCA 1956, Karte 1 : 8000.

	m MH	HD	VD
Grand-Croux (117)			
1953	2292 ¹⁾	150 m	50 m
1931	2244		
1920	c. 2220	80 m	25 m
1860	c. 1970 ²⁾	900 m	270 m
1820 ³⁾	c. 1840	1,9 km	400 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 1670 ⁴⁾	6,5 km	570 m
Ep.	c. 1400 ⁵⁾	12,5 km	840 m

¹⁾ nach PERETTI & LESCA 1956, Karte 1 : 8000.

²⁾ im Gelände markiert durch Block nahe Zungenende, Maximum 1866; vgl. auch Abb. 2.

³⁾ nach alten Quellen (vgl. z. B. SACCO 1921) wurde das historische Maximum 1817/18 erreicht.

⁴⁾ im Ortsteil Valnontey, hier namengebend für dieses Stadium.

⁵⁾ im Ortsteil Epinel, hier namengebend für dieses Stadium.



Abb. 2. Oberstes Valnontey von NO (Aufstieg zur A. Money); Gran-Croux- und Tribolazione-Gletscher.

	m MH	HD	VD
Tribolazione (116)			
1953	2598 F ¹⁾	500 m	300 m
1931	2304 (z. T. regeneriert)		
1920	c. 2280	80 m	25 m
1860 bis Ep. unselbständig (s. Grand-Croux).			

¹⁾ nach PERETTI & LESCA 1956, Karte 1 : 8000. 1960 gab es unterhalb der Felswand wieder ein Stück regenerierten Gletscher (min. c.2350, vgl. Abb. 2), die Verhältnisse hier scheinen also sehr zu wechseln.

Lauson (112) ¹⁾

	m MH	HD	VD
1952	c. 3025 ?	400 m	125 m
1931	c. 2900 ²⁾		
1920	c. 2880	200 m	20 m
1860	c. 2790 (rechts doppelt)	500 m	110 m
1820	c. 2775	550 m	125 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2560 ³⁾	1,5 km	340 m

in Ep. wahrscheinlich unselbständig (s. Grand-Croux) oder F.

¹⁾ bei VANNI etc. 1953 und auf den Karten vor 1931 = „Gran-Sertz“.

²⁾ 1934 = 2938 (PERETTI 1935 a).

³⁾ unterhalb vom Rif. V. Sella, dadurch Aufstau des glazifluvialen Schuttes oberhalb davon.

	m MH	HD	VD
Grand-Eyvia-Tal			
Tráio (107)			
1952	c. 2500 ?, T	300 m	110 m
c. 1940	c. 2470 (Moräne)	200 m	80 m
1931	2393		
1920	c. 2350 (breit)	80 m	40 m
1860	c. 2320 (dreizipflig)	200 m	70 m
1820	c. 2170 (dreizipflig) 1)	550 m	220 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 1830	1,5 km	560 m

in Ep. unselbständig (dicht neben Grand-Croux) oder F wenig oberhalb.

1) dieser Stand vielleicht älter, Formen des N-Zipfels innen sehr frisch, wie sonst nur 1860 (bei der Steilheit des Geländes überhaupt manches anders als sonst üblich), darüber gibt es aber noch eine sehr deutliche Moräne in diesem Zipfel weit unterhalb 1920. BESCHEL 1958 verzeichnet bei diesem Gletscher die Moränen z. T. ganz anders, als man sie im Gelände vorfindet.

Grivoletta (106)			
1952	c. 3000	100 m	50 m
1931	c. 2950 1)		
1920	c. 2910 ?	100 m	40 m
1860	c. 2780	350 m	170 m
1820			
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2600 ?	900 m	350 m

in Ep. schmal und direkt neben Tráio, Ende = ?

1) 1934 = 2970 (PERETTI 1935 a).

Valsavaranche

Timorion (103)			
1951	3071 1) Fp	200 m	80 m
1931	2987 Fp		
1920	F	?	?
1860	c. 2850	600 m	140 m
1820	c. 2820	650 m	170 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2700 2)	1,1 km	290 m

in Ep. wahrscheinlich unselbständig (s. Grand-Etrét) oder F unterhalb A. Leviona inferiore.

1) 1951 hier und beim nächsten Gletscher nach MORETTI 1952.

2) abgeklemmt durch die beiden Nachbargletscher (Inferno und Grand-Neiron).

Grand-Neiron (102) 1)			
1951	2820	100 m	20 m
1931	2802		
1920	c. 2770	150 m	30 m
1860	c. 2700 (B)	600 m	100 m
1820	c. 2690 (B)	.	110 m
1770	c. 2685 (B)	.	115 m
1680	c. 2685 (B)	.	115 m
1600	c. 2680 (B)	700 m	120 m
Va.	c. 2370 2)	2 km	430 m

in Ep. wie Timorion.

1) vgl. Abb. 3 und BESCHEL 1958, Fig. 4.

2) knapp oberhalb der A. Leviona di mezzo, zusammen mit den Gletschern vom Col Lauson (damals 2 km) und aus dem V. dell'Inferno (dieser dann 2,5 km lang).

Montandeyné (101) 1)

N-Teil:			
1950	3070 2) Fp	150 m	100 m
1931	2974 F		

1) vgl. BESCHEL 1958, Fig. 2.

2) 1950 hier und bei den folgenden Gletschern nach Jber. in Boll. Com. glac. 1952.

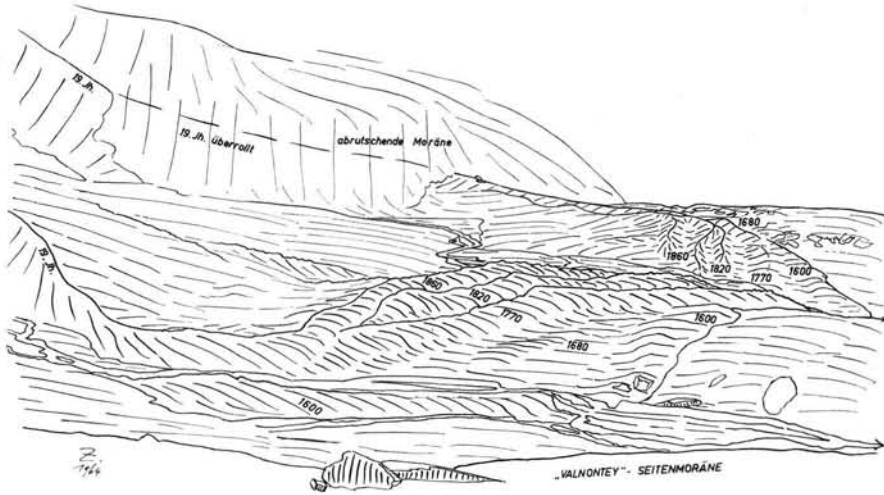


Abb. 3. Die Moränen des Gran-Neiron-Gletschers von N; Blick von der „Epinel“- über die „Valnontéy“-Seitenmoräne auf die historischen Moränen (Datierung der historischen Moränen nach BESCHEL 1958).

	m MH	HD	VD
1920	F	?	?
1860	c. 2850	400 m	120 m
1820	?	?	?
1770	c. 2790 (vgl. S)	500 m	180 m
17. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2520 (breit)	1,5 km	450 m
S-Teil:			
1952	F	?	?
1931	2895 F		
1920	F	?	?
1860	c. 2780 (B = 2740)	450 m	115 m
1820	? (B)	?	?
1770	c. 2730 (B)	600 m	165 m
17. Jh.	c. 2720 (B)	650 m	175 m
Va.	c. 2450 (B = „Larstig“)	1,7 km	450 m
in Ep. beide Teile unselbständig (s. Grand-Etrét).			
L a v e c i a u (100) 1)			
1952	2720 F	300 m	100 m
1931	c. 2620 F 2)		
1920	c. 2600 3)		
1860	c. 2525 (B = „1850“)	80 m	20 m
1820	c. 2500	450 m	95 m
1770	c. 2480 (B)	500 m	120 m
1680	c. 2480 (B)	530 m	140 m
1600	c. 2470 (B)	550 m	140 m
Va.	c. 2300 (breit) 4)	580 m	150 m
		1 km	320 m
in Ep. unselbständig (s. Grand-Etrét).			

1) vgl. BESCHEL 1958, Fig. 2.

2) nach den amtlichen topogr. Karten 1 : 25000 wäre 1931 = 2507, Photos von 1926 und 1928 (BOSSOLASCO 1929) zeigen den langen, schmalen Zipfel von 1931 aber nicht; da man sich sonst auf die amtlichen Karten wirklich verlassen kann, scheint 1931 entweder ein Firnrest oder ein Rest von Eislawinen weiter hinunter gereicht zu haben.

3) diese Moräne ist auf den genannten Photos gut zu erkennen, aber heute nicht mehr erhalten; vielleicht durch Eislawine zerstört ?

4) BESCHEL nennt Va.-Seitenmoräne bei 2340 m MH „Larstig“.

	m MH	HD	VD
Gran-Paradiso (99)			
1950	c. 2960 ?, F	150 m	60 m
1931	2896		
1920	c. 2880	50 m	15 m
1860	c. 2800	400 m	100 m
1820	c. 2780	450 m	120 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 2575 (B = „Larstig“)	1,3 km	320 m
in Ep. unselbständig (s. Grand-Etrét)			
Montcorvé (98) N-Teil 1)			
1952	2802 Fp 2)	200 m	50 m
1931	2754 Fp		
1920	c. 2710 (Moräne auf Fp) (B)	200 m	45 m
1860	c. 2620 (B)	550 m	130 m
1820	? (B)	?	?
1770	c. 2580 (B)	750 m	170 m
1680	? (B)	?	?
vor 1600 ?	c. 2520 (B)	900 m	230 m
Va.	F	?	?
in Ep. unselbständig (s. Grand-Etrét).			

1) vgl. BESCHEL 1958, Fig. 1.

2) 1950 = 2800.

Monciair (97)

1952	c. 2800 1)	250 m	65 m
1931	2734		
1920	c. 2730	60 m	5 m
1860	F	?	?
1820	F	?	?
17/18. Jh.	F	?	?

in Va. und Ep. unselbständig (s. Grand-Etrét).

1) 1950 = 2785.

Breuil-occid. (96)

1952	?	?	?
1931	2692		
1920	c. 2670	80 m	20 m
1860	c. 2640	250 m	50 m
1820	?	?	?
17/18. Jh.	?	?	?

in Va. und Ep. unselbständig (s. Grand-Etrét).

Grand-Etrét (95) 1)

1950	2432	30 m	10 m
1931	2420		
1920	c. 2380 (B = c. 2400)	100 m	40 m
1860	c. 2300 (B)	550 m	120 m
1820	? (B)	?	?
1770	c. 2290 (B)	600 m	130 m
17. Jh.	? (B)	?	?
Va.	c. 2070	2 km	350 m
Ep.	c. 1530—1580 2)	10,5—11,5 km	840—890 m

1) vgl. Abb. 4.

2) Degioz-Tignet, mehrere Wälle.

Val di Rhêmes

Lavassey (86) 1)

1951	2620 2)	200 m	45 m
1931	c. 2575		
1920	c. 2570	60 m	5 m

1) vgl. Abb. 5, linke Seite.

2) nach Jber. in Boll. Com. glac. 1952, nur sehr schmaler Zipfel.

	m MH	HD	VD
1860	c. 2460	750 m	115 m
1820	c. 2460	800 m	115 m
1770	?	?	?
17. Jh.	c. 2430 ? 3)	1 km	145 m
Va.	F	?	?
Ep.	c. 1400—1480 4)	16—17 km	1100—1175 m

3) stark begrünt, Vegetation von derjenigen der Umgebung nicht mehr zu unterscheiden, Mittelmoräne zum W-Teil des Fond-Gletschers deutlich, Endmoräne nur an einzelnen Buckeln einigermaßen zu erkennen. Damals scheint es hier nur zwei Gletscher gegeben zu haben, im O den Lavassey- (einschließlich Fond-O), im W den über die Felskante herunterreichenden Tsanteléina-Gletscher (einschließlich Fond-W); dazwischen liegt die einzige Mittelmoräne.

4) Proussaz-Crêton, zwei jeweils nur auf einer Seite des Baches neben schluchtartigem Talgrund entwickelte deutliche Wälle.

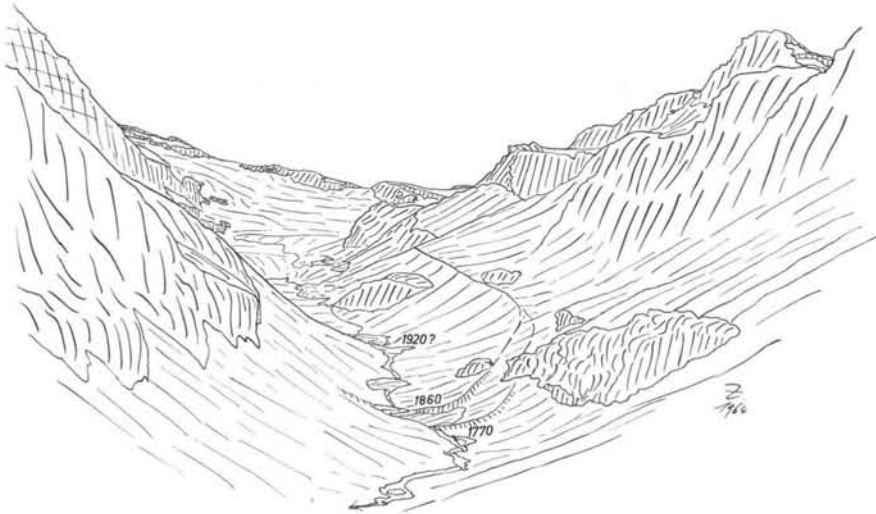


Abb. 4. Oberstes Valsavarande von N, Moränen des Grand-Etrét-Gletschers (Datierung nach BESCHEL 1958).

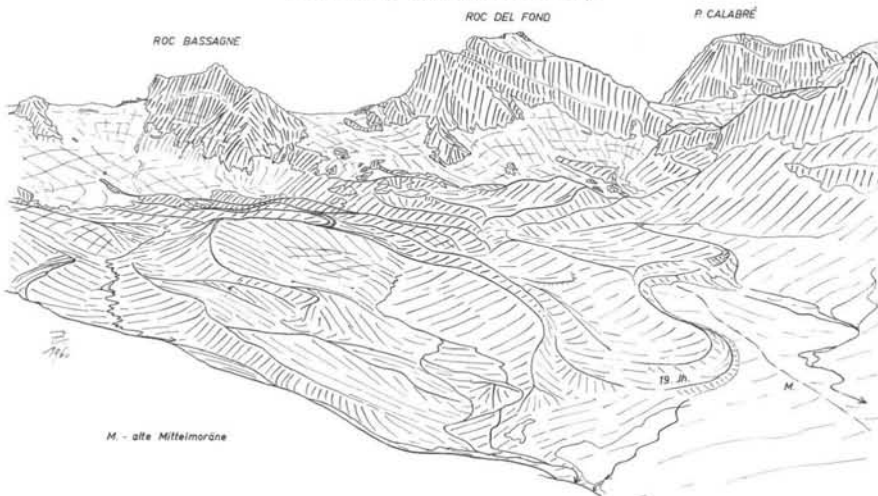


Abb. 5. Oberstes Val di Rhêmes von NO. Der Doppelmoränenbogen links im Mittelgrund ist die 1920-Moräne des Ostteiles vom Fond-Gletscher.

	m MH	HD	VD
Fond = Rhêmes (84/85) O-Teil 1)			
1952	?	?	?
1931	c. 2650 (schmal)		
1920	c. 2640 (doppelt)	150 m	10 m
1860	c. 2470 (schmal)	1,1 km	180 m
1820	c. 2460	1,15 km	190 m
1770	?	?	?
17. Jh., in Va. und Ep. unselbständig (s. Lavassey).			

1) vgl. Abb. 5.

Tsanteléina (83)			
1952	2745 ?	100 m	45 m
1930	c. 2700 (Moränen)		
1920	c. 2570 (2590) 1)	150(400) m	130(110) m
1860	c. 2490 (breit)	500 m	210 m
1820	c. 2490	550 m	210 m
1770	?	?	?
17. Jh.	c. 2480 2)	600 m	220 m
in Va. und Ep. unselbständig (s. Lavassey).			

- 1) in zwei verschieden breiten und verschieden langen Zipfeln; der schmale und viel längere nördliche (...) stark gebogen; beide enden unterhalb hoher Felsstufe.
 2) stark begrünt, Vegetation von derjenigen der Umgebung fast nicht mehr zu unterscheiden, seitliche Teile der Endmoräne und Seitenmoränen (vor allem auf der N-Seite) deutlich.

Goletta (82)			
1951	2714 (= See) 1)	150 m	15 m
1930	c. 2700		
1920	?	?	?
1860	c. 2630 (?)	450 m	70 m
1820	c. 2560	700 m	140 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	?(F?)	?	?
in Ep. unselbständig (s. Lavassey).			

1) nach Jber. in Boll. Com. glac. 1952.

Valgrisanche

Bassac (65)			
1952	c. 2780	50 m	30 m
1930	c. 2750		
1920	c. 2690 (vierzipflig)	200 m	60 m
1860	c. 2630 (dreizipflig)	550 m	120 m
1820	?	?	?
17/18. Jh.	?	?	?
in Va. und Ep. unselbständig (s. Vaudet).			

Vaudet (63) 1)			
1952	c. 2340 T	250 m	35 m
1930	2306 T		
1920	T	?	?
1860	T?	?	?
1820	c. 2270	850 m	35 m
1770	?	?	?
17. Jh. ?	c. 2240	1,3 km	65 m
Va.	c. 1890 ? 2)	5 km	410 m
Ep.	c. 1570—1600 3)	c. 14 km	700—730 m

1) vgl. Abb. 6.

2) bei le Chalet kleines Zungenbecken vorhanden, Moränen meist durch mächtige Hangschutfächer verdeckt.

3) Ceré und la Bethaz-Planté.

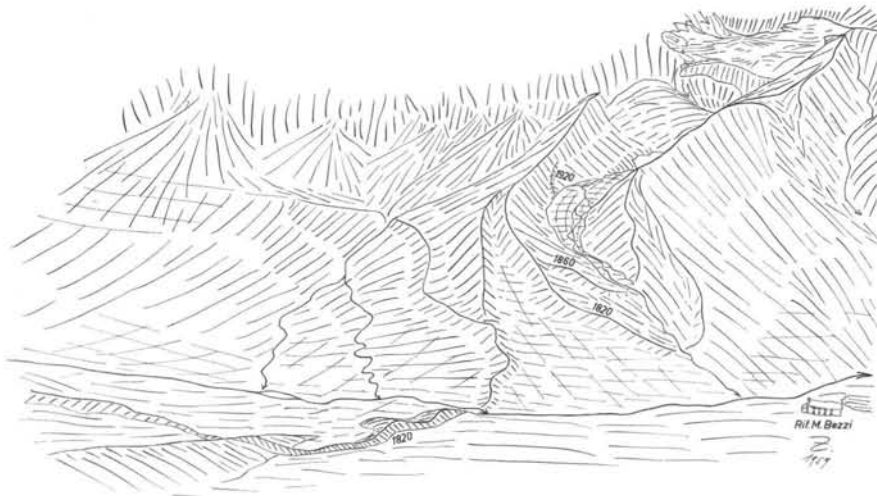


Abb. 6. Oberstes Valgrisenche von O, links die Moränen des Vaudet-Gletschers (heutiges Toteis links außerhalb), rechts diejenigen des Plattes-de-Chamois-Gletschers.

	m MH	HD	VD
Plattes-de-Chamois (59) ¹⁾			
1952	c. 2400 ?	100 m	30 m
1930	c. 2370 (schmal)		
1920	c. 2330	60 m	40 m
1860	c. 2300	200 m	70 m
1820	c. 2270 ²⁾	350 m	100 m
1770	?	?	?

17. Jh., in Va. und Ep. unselbständig (s. Vaudet).

¹⁾ vgl. Abb. 6.

²⁾ knapp neben Vaudet, diesem z. T. den Weg versperrend.

Rutor-Tal

Rutor (46) ¹⁾

1952	2523 F	200 m	135 m
1929	2387 (See)		
1920	2387 (Moräne im See)	150 m	0 m
1860 (2 x)	c. 2140 (schmal)	1,2 km	250 m
	c. 2140 (mittel)	1,2 km	250 m
1820	c. 2130 (breit)	1,25 km	260 m
17/18. Jh.	?	?	?
Va.	c. 1600 (?) ²⁾	3,5 km	790 m
Ep.	c. 1450 (Thuile-Entrèves)	7 km	940 m

¹⁾ vgl. Karten in SACCO 1934 a und BARETTI 1880 a; dazu Abb. 7.

²⁾ unterhalb la Joux, seitliche Teile der Endmoräne erhalten, unteres Ende F.

Val de la Lex Blanche — Val Veni (vgl. Abb. 8—10)

Estellette (30)

1952	?	?	?
1929	c. 2450		
1920	c. 2420	100 m	30 m
1860	c. 2370	300 m	80 m
1820	c. 2340	400 m	110 m
17/18. Jh.	c. 2245	700 m	205 m
Va.	c. 2100	1,2 km	350 m

in Ep. unselbständig (s. Brenva); die rechte Seitenmoräne sperrte im Ep. das obere Val de la Lex Blanche nach unten ab.

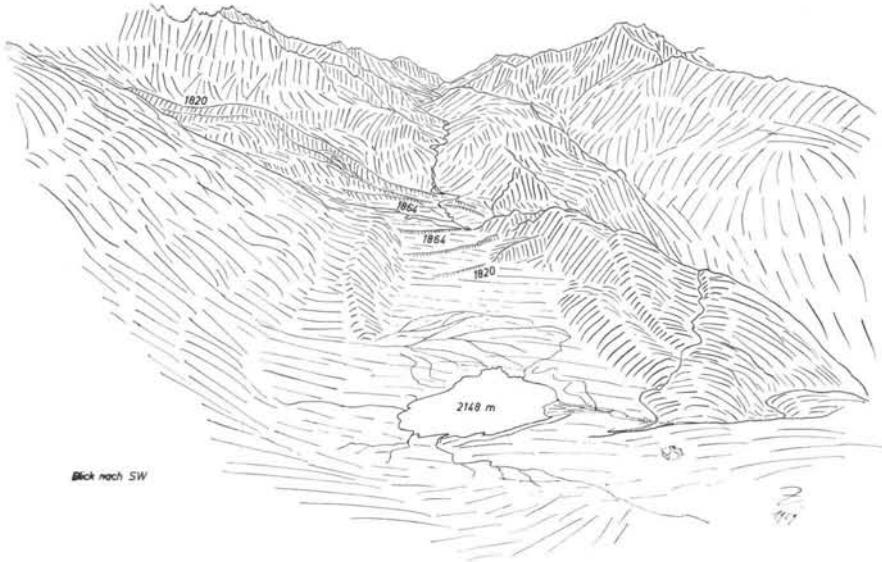


Abb. 7. Rutor-Gebiet; weit links außerhalb der heutige Gletscher, unterhalb der im Bilde linken Felsstufe die Moränen aus dem 19. Jh., das mächtige Stück der Moräne von 1820 wohl zum großen Teil älter.

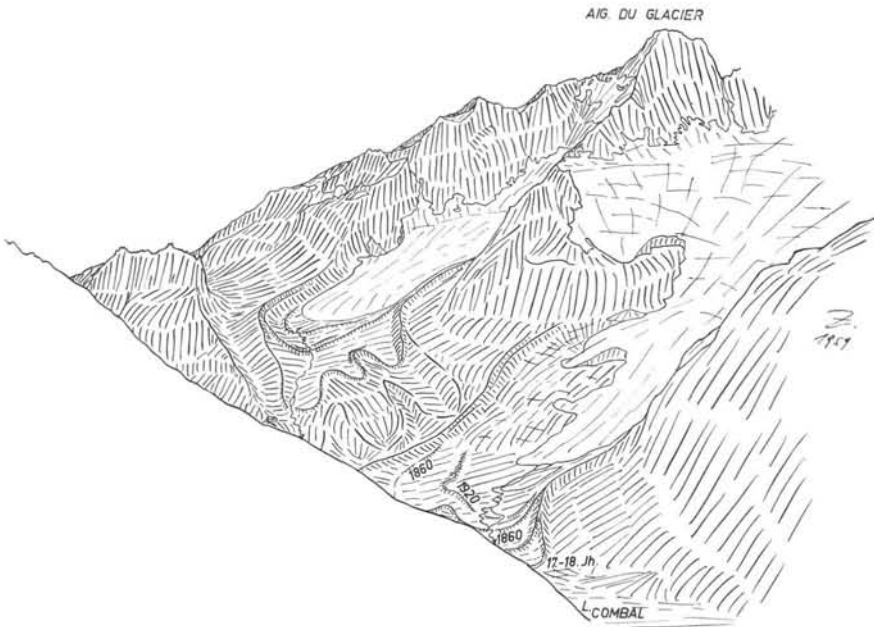


Abb. 8. Val de la Lex-Blanche (=Oberteil des Val Veni) von O. Moränen des Estellette- und des Lex-Blanche-Gletschers. Die Moränen des Estellette-Gletschers (von innen nach außen) gehören zu 1920, 1860 (kurz), 1820, 17.-18. Jh. (dreizipflig, z. T. doppelt) und Valnontey. Die unbeschriftete Moräne des Lex-Blanche-Gletschers vorn rechts ist von 1820.

	m MH	HD	VD
Lex-Blanche (29)			
1951	2080 ¹⁾ T	300 m	50 m
1929	2031		
1920	c. 2005	150 m	25 m
1860	c. 1990	250 m	40 m
1820	c. 1975	400 m	55 m
17/18. Jh.	c. 1965	450 m	65 m
Va.	c. 1960 ? ²⁾	c. 1,5 km	70 m
in Ep. unselbständig (s. Brenva).			

¹⁾ nach Jber. in Boll. Com. glac. 1952.

²⁾ versunken im „Lac Combal“ genannten Aufschüttungsgebiet oberhalb der das Tal sperrenden Miage-Seitenmoräne.

Miage (23) ¹⁾

N-Teil:

1952	?	?	?
1929	c. 1780		
1920	c. 1775 (?)	20 m	5 m
1860	c. 1765	80 m	15 m
1820	c. 1730	200 m	50 m
17/18. Jh.	c. 1700 ? ²⁾	350 m	80 m

Va. und Ep. s. S-Teil.

S-Teil:

1952	?	?	?
1929	c. 1740		
1920	c. 1730	50 m	10 m
1860	c. 1675/1710 ³⁾	350—400 m	30—65 m
1820	c. 1620/1680	400—550 m	60—120 m
17/18. Jh.	c. 1580	900 m	160 m
Va.	c. 1490 ⁴⁾	3,5 km	250 m

in Ep. unselbständig (s. Brenva).

¹⁾ vgl. auch die Karte 1 : 10 000 in BARETTI 1880 b.

²⁾ vorderste Teile der Endmoräne und linke Seitenmoräne unter dem Fréiney-Schutfächer versunken, Höhenwert interpoliert.

³⁾ S-Teil zeitweilig nochmals zweizipflig, deshalb hier zwei Werte.

⁴⁾ Reste zweier flacher Wälle bei den Cas. Purtud, im Staugebiet oberhalb der Brenva-Moränen, erkennbar (vgl. Abb. 9); die südseitige Eisrandterrasse ist im ganzen Verlauf deutlich.

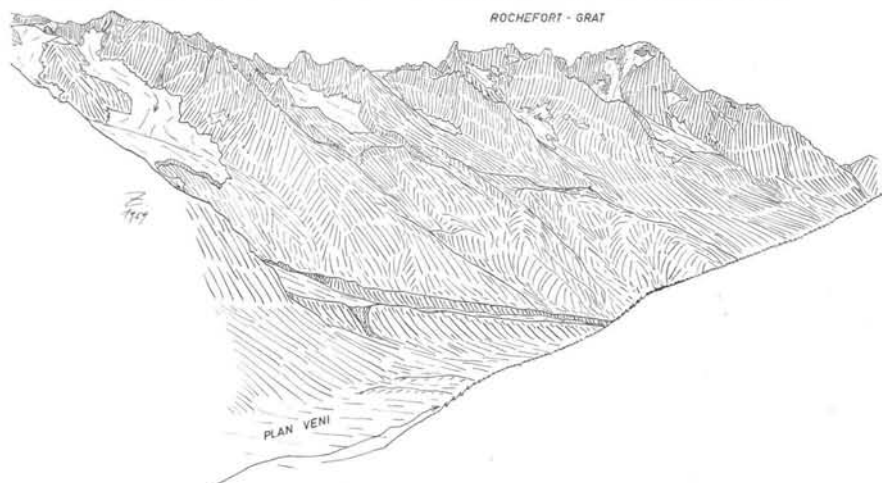


Abb. 9. Blick vom Standort der Abb. 8 nach NO ins Val Veni und auf den mittleren Teil der Mont-Blanc-Gruppe. Im Talgrund die „Valnontey“-Moränen des Miage-Gletschers, dahinter die rezenten Moränen des Brenva-Gletschers.

	m MH	HD	VD
Brenva (19)			
1952	?	?	?
1940	1355 1)	-100 m	-25 m
1929	1379		
1920	1420 2)	-400 m	-40 m
1860	c. 1345 3)	250 m	35 m
1820	c. 1340 3)	300 m	40 m
17./18. Jh.	c. 1340 3) 4)	300 m	40 m
Va.	c. 1190 (Villette) 5)	3,2 km	190 m
Ep.	c. 1100 (Verrand-S) 6)	6 km	280 m

1) nach CAPELLO 1941 stieß der Gletscher von 1920 bis 1940 etwa 500 m vor (HD und VD deshalb gegenüber sonst negativ); bis 1960 ging er wieder ähnlich weit zurück; über den Bergsturz, der den außergewöhnlichen Vorstoß 1920—1940 verursachte, siehe am kürzesten SACCO 1942, S. 6 ff.: aus der Zeit kurz nach dem Bergsturz stammt auch der kleine, seitliche Ausbruch ganz im W der das Val Veni sperrenden rechten Seitenmoräne (vgl. Abb. 9).

2) nach CAPELLO 1941 und VALBUSA 1927.

3) 1860 (eigentlich 1846 und 1853), 1820 (eigentlich 1818) und 17./18. Jh. nach MARENGO 1881 und SILVESTRI 1925 (HD) und der Karte 1 : 25 000 des IGM (MH und VD).

4) im 16. Jh. stieß der Gletscher erstmals wieder in die Talsohle vor, zerstörte einen Weiler und die umliegenden Kulturen (im 14. und 15. Jh. war die Talsohle „coltivato“; vgl. SACCO 1919 und 1942).

5) nur westlich vom Fluß erhalten, vgl. Abb. 10 (dort „V.“).

6) gleichzeitig wurde das Val Ferret nach unten abgesperrt (Aufschüttungs-Talboden).

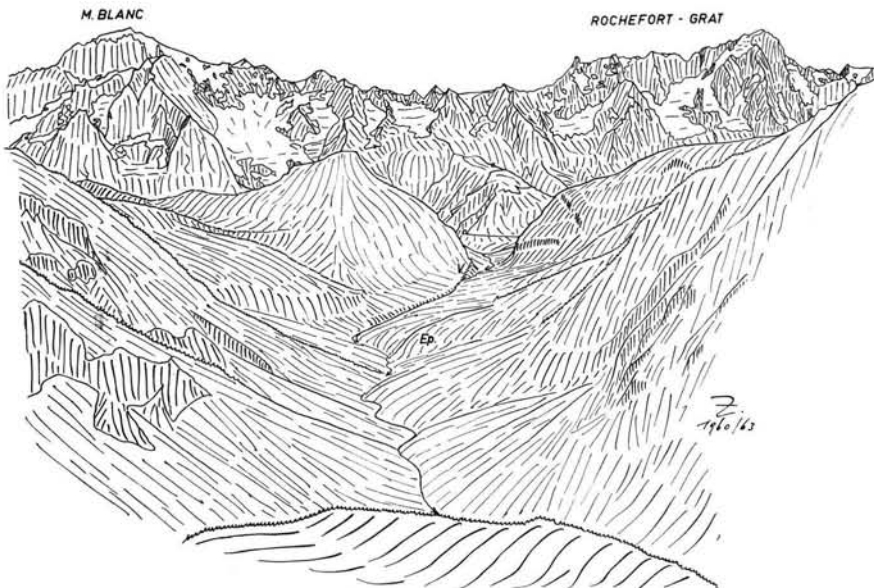


Abb. 10. Blick von der Testa d'Arpy (=von SSO) auf das oberste Valdigna um Courmayeur und auf die Mont-Blanc-Gruppe. V = „Valnontey“-Moräne von Courmayeur-Villette, Ep. = „Epinel“-Moränen von Courmayeur-Verrand.

Val Ferret (vgl. Abb. 11)

Triolet (4)

1952	c. 2010 T 1)	250 m	50 m
1947	1994 T	150 m	35 m
1929	c. 1960 (Moräne) 1)		
1926	c. 1925 (Moräne) 1)	200 m	35 m

1) nach PERETTI & LESCA 1953, Karte 1 : 5000.

	m MH	HD	VD
1920	c. 1880 (schmal)	350 m	80 m
1860	c. 1820	750 m	140 m
1820	c. 1815	800 m	145 m
1770	c. 1805	950 m	155 m
17/18. Jh.	c. 1790 ²⁾	1050 m	170 m
Va.	c. 1740 ³⁾	3,1 km	220 m
Ep.	c. 1650 (Frébouzie)	4,4 km	310 m

²⁾ im 16. Jh. stieß der Gletscher wieder ins Tal vor und überfuhr dabei eine Alm (Sacco 1942); noch 1717 gab es oberhalb der Triolet-Gletscherzunge einen Stausee (vgl. Anm. 3 beim folgenden Gletscher).

³⁾ Va.-Moräne mit doppelt gewölbter Front, entspricht wohl Triolet und Pré-de-Bar, deshalb trotz gemeinsamen Endes bei beiden Gletschern HD- und VD-Werte aufgeführt.

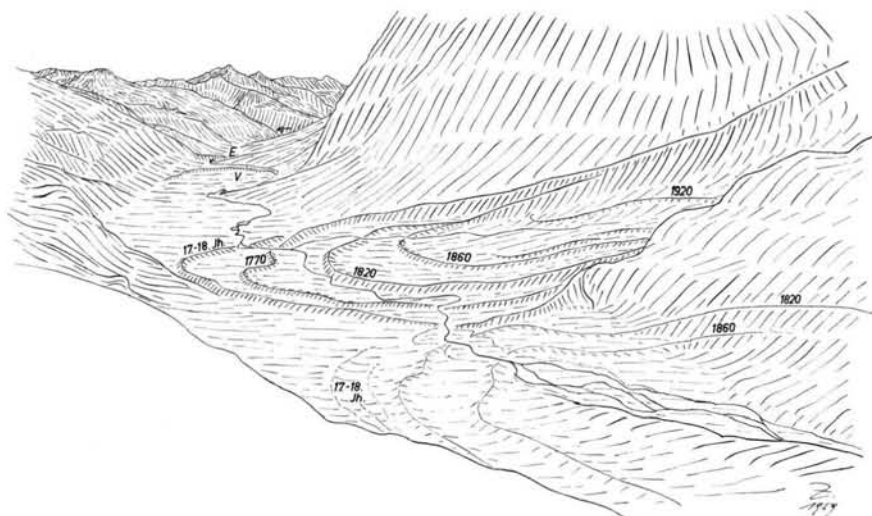


Abb. 11. Val Ferret. Blick vom inzwischen durch eine Lawine zerstörten Rif. Elena nach SW. Im Vordergrund rechts historische Moränen des Pré-de-Bar-Gletschers, im Mittelgrund diejenigen des Triolet-Gletschers, im Hintergrund die gemeinsamen „Valnontey“- und „Epinel“-Endmoränen dieser beiden Gletscher.

Pré-de-Bar (3)

1952	2051 ¹⁾	280 m	70 m
1947	2033	180 m	55 m
1935 (c.)	c. 1995 (Moräne) ²⁾	70 m	15 m
1929	c. 1980 (Moräne) ²⁾		
1926	c. 1970 (Moräne) ²⁾	80 m	10 m
1920	c. 1960 (Moräne) ²⁾	100 m	20 m
1860	c. 1860	800 m	120 m
1820	c. 1850	850 m	130 m
1770	c. 1840 ³⁾	900 m	140 m
17. Jh.	c. 1840 ³⁾	900 m	140 m
Va.	c. 1740 ⁴⁾	3,8 km	240 m
Ep.	c. 1650	5,1 km	330 m

¹⁾ nach PERETTI & LESCA 1953, Karte 1 : 2500.

²⁾ nach 1) und CAPELLO 1940.

³⁾ endnahe Teile der linken Seitenmoränen erhalten (vgl. Abb. 11), die Endmoränen vielleicht nie entwickelt oder verschüttet im ehemaligen Stausee oberhalb der Triolet-Moränen (Ausbruch z. B. in der Nacht zum 12. 9. 1717, vgl. SACCO 1919).

⁴⁾ siehe Anm. 3 bei Triolet.

Vergleicht man die HD- und VD-Werte der verschiedenen Gletscher mit den Formen der jeweiligen Gletscherumgebung, so kann man einige allgemeine Regeln ableiten.

Ein Tal mit großen Firnmulden und heute eisfreien, aber hochgelegenen Verebnungen im Talanfang und auf beiden Talseiten führt bei einer Senkung der Schneegrenze zu einer starken Vergrößerung des Nährgebietes. Müssen sich die so anfallenden großen Eismengen auch noch in ein nur schmales Tal zwängen, so erfolgt ein besonders kräftiger Vorstoß (Beispiele: Va. im Valnontey und Ep. im Val di Rhêmes und im Valgrisanche).

Ein Tal mit stark einseitiger Entwicklung der hochgelegenen Verflachungen ergibt unter sonst gleichen Bedingungen nur weniger kräftige Vorstöße (Ep. im Rutor-Tal).

Noch kürzer sind die Vorstöße bei besonders tiefer Lage der Talsohle (oberstes Valdigna, s. Brenva) oder dann, wenn sich auch durch eine Erniedrigung der Schneegrenze kein wesentlich größeres Einzugsgebiet ergibt (viele der hier mangels genauerer Höhenwerte für die einzelnen Eisstände nicht aufgeführten kleineren Gletscher der M. Blanc-Gruppe).

Im allgemeinen reagieren Gletscher mit größerem Einzugsgebiet und einer Zunge im Tal schneller bei den Vorstößen (Grand-Croux 1820, die meisten größeren Gletscher um 1860), bei günstiger Lage durch das allmähliche Ausdünnen der Zunge aber zunächst langsamer bei Rückzügen (Grand-Etrét und Vaudet ab 1920).

Verhältnismäßig breit und flach auslaufende Gletscher verändern dagegen eher ihre Breite und Dicke als ihre Länge, holen bei Rückzügen dann aber oft das zunächst Versäumte um so schneller nach, sobald die immer dünner gewordene Zunge recht plötzlich auf größeren Flächen schwindet (Laveciau und seine Nachbarn).

Hinzu kommen natürlich (außer verschiedener Höhenlage und Exposition) auch noch andere Ursachen für weitere Differenzierungen, wie Felsriegel mit ihrer Stauwirkung (Rutor im 19. Jh.), oder Sperrung des Abfließens durch einen weiter unten ins Tal vorgestoßenen Gletscher (Ep. und Va. mehrmals vor allem im SW-Teil des M. Blanc-Gebietes und um Cogne; die beiden etwa gleich großen Triolet und Pré-de-Bar flossen aber nebeneinander her), oder gar Bergstürze (Brenva, wohl auch Triolet).

All das sollte man ja eigentlich als selbstverständlich ansehen, doch scheint vor allem SACCO solche Regeln nicht zu kennen. Er nennt z. B. alle prähistorischen Moränen innerhalb der Seitentäler erster Ordnung und im Valdigna, wohl nach NOVARESE 1915, einfach „dauniano“. Wirklich genaue und überlegte Durchverfolgung (an Stelle von „schematicamente“) hätte bei der umfangreichen und jahrzehntelangen Lokalkennntnis von SACCO ja schließlich zur klaren Unterscheidung von Va. und Ep. (wenn auch wohl unter anderen Lokalnamen) führen müssen. Schließlich unterscheiden sich die entsprechenden Endmoränen ja meist schon in ihrer Form (s. u.). Als einziger der älteren Bearbeiter erkannte PERETTI (1937) im Verney-Einzugsgebiet westlich la Thuile Moränen, die zum Va. gehören dürften (sein „Stadium ε?“). BESCHEL 1958 bezeichnet ähnliche Moränen leider mit dem hier völlig verfehlten Ausdruck „Larstig“ (für dieses Stadium lassen sich im Untersuchungsgebiet keinerlei Anzeichen finden), oder er schließt sich SACCO an.

Die Moränen

Die Moränen von 1920 sind als jüngste (Ausnahmen: Pré-de-Bar mit 1935, 1929, 1926 und 1920, Triolet mit 1929, 1926 und 1920, Brenva mit 1940 statt 1920 und einer weiteren etwa von 1950, und Tráio mit etwa 1940 und 1920) überall dort entwickelt, wo die Gletscher damals nicht gerade auf steileren Felsplatten endeten. Im allgemeinen handelt es sich um niedrige, oft mehr aus einer Reihe größerer Blöcke bestehende Moränenzüge und um die etwa in halber Höhe an die großen historischen Seitenmoränen geklebten jüngeren Streifen.

Die Moränen von 1860 gibt es an allen Gletschern zumindest stückweise. Auch auf Felsplatten sind sie, wenn diese nicht gerade sehr steil sind, wenigstens angedeutet. Auf

den nur relativ wenig geneigten Felsplatten des Paradiso-Gebietes werden sie bis über 60 m hoch. Die Innenseiten der Moränen sind überall noch sehr frisch und unausgeglichen, z. T. sogar kanneliert. Die Kerne der hohen Seitenmoränen dürften natürlich meist älter sein. Das ist vor allem dann erkennbar, wenn die Außenseiten bereits reichlich Vegetation tragen.

Einen Sonderfall für die jüngste Zeit stellt das Verhalten des Brenva-Gletschers seinen hohen Seitenmoränen gegenüber dar (ähnlich verhielt sich zu Beginn des Jahrhunderts auch noch der Miage-Gletscher). Die meist hohen Brenva-Seitenmoränen wurden nicht nur durch den Bergsturz von 1920, sondern in den darauf folgenden Jahren auch noch vom Gletscher aus durch Material der Obermoräne frisch überschüttet. Teilweise wurden sie sogar durch die vorstoßende Gletscherzunge gekappt (vgl. VALBUSA 1927). Ähnlich muß man sich wohl die allmähliche Entwicklung der im allgemeinen mächtigen Seitenmoränen der Gletscher in historischer Zeit vorstellen.

Die Moränen von 1820 sind nur bei den größten Gletschern klar von den anderen zu unterscheiden. Sonst findet man vor allem vorderste Teile der Seitenmoränen aus dieser Zeit, seltener auch Stücke der Endmoränen. Oft mag der Stand von 1820 dem von 1860 geglichen haben und deshalb überhaupt keine eigene Moräne ausgebildet worden sein.

Der Lauson- und der Rutor-Gletscher weisen aus dem 19. Jh. drei, statt sonst zwei, Endmoränen auf.

Eindeutig noch ältere, oft auch etwas verwaschener und meist durch die dichtere Vegetation darauf schon von weitem als älter erkennbare Moränen aus historischer Zeit lassen sich in vielen Fällen feststellen (BESCHEL 1958 datiert diejenigen des Paradiso-Hauptgebietes), sonst scheinen die entsprechenden Gletscherstände gleich oder kleiner als der größte des 19. Jh. gewesen zu sein. Einige untere Teile der Außenseiten hoher Seitenmoränen verschiedener Gletscher tragen stellenweise eine ähnlich dichte Vegetation wie diese älteren, historischen Moränen. Große Teile dieser Seitenmoränen, bei allen anderen zumindest die Kerne, dürften also auch schon aus der Zeit vom 16. oder 17. Jh. an stammen.

Bei allen historischen Moränen fällt auf, daß die Seitenmoränen im allgemeinen sehr deutlich und grobblockig entwickelt, die Endmoränen dagegen oft nur angedeutet sind. Das scheint mit der Entstehungsweise zusammenzuhängen.

Die Seitenmoränen enthalten, vor allem auf durch Felswände überragten Seiten von Gletschern, sehr viel ursprünglich auf das Eis daraufgefallenen Grob- und Feinschutt. Bis zu den Endmoränen gelangen, außer bei ausnahmsweise stark schuttbedeckten Gletschern (Miage, Brenva, Triolet), dagegen nur wenige Blöcke aus der im allgemeinen nur schütterten Obermoräne. Der meist feine bis sehr feine Abschurf- und Abschleif der Grundmoräne schwimmt ja weitgehend mit der „Gletschermilch“ davon.

Auffällig ist übrigens auch, daß immer wieder Seiten- und selbst kleinere Endmoränen direkt auf Felsplattenrändern entlangziehen. Sollte da außer anderen Gründen auch die von den Felswänden darunter aufsteigende Warmluft eine Rolle gespielt haben? Außer in N-Exposition wäre dies ja immerhin denkbar (linke Seitenmoräne des Gran-Paradiso-Gletschers, einige Moränen im Peradzà-Gebiet und im Val di Rhêmes).

Die Moränen des Valnontey-Standes unterscheiden sich in ihrer Vegetationsdecke überhaupt nicht mehr von der gleichzeitig eisfrei gewesenen Umgebung, ihre Form wirkt aber meist noch frisch und klar (End-, Seiten- und Mittelmoränen im Valnontey, die Moräne von Courmayeur-Villette und die gemeinsame Endmoräne von Triolet und Pré-de-Bar). Im Val Veni scheint der Kern der heutigen hohen Seitenmoränen (Miage vor allem) jeweils z. T. bereits aus dem Va. zu stammen. Vielleicht spielen dort selbst noch Reste der Mittelmoränen aus dem Ep. eine gewisse Rolle, sie könnten später sozusagen als Leitschienen gedient haben.

Die Moränen des Epinel-Standes sehen dann oft wesentlich anders aus. Seitenmoränen als selbständige Stücke sind kaum erhalten (eher schon Eisrandterrassen, z. B. oberhalb Epinel), dafür aber Endmoränen von z. T. recht seltsamem Habitus. Alle wirklich großen Reste von Ep.-Endmoränen gleichen nämlich in ihrer heutigen Form eher ziemlich steilen Schwemmkegeln, doch liegen sie jeweils erhöht zwischen zwei Bächen, können von diesen also nicht gebildet worden sein. Nur die kleineren Wälle (entstanden durch Aufspaltung in mehrere, hintereinander liegende Einzelwälle in oft kilometerweitem Abstand) sind als deutliche Endmoränen, den Va.-Moränen ähnlich, entwickelt. Oberhalb der oft in Talweitungen gelegenen größeren Ep.-Endmoränen tritt meist auch eine gewisse Terrassierung der jungen Talfüllung auf.

Einen Sonderfall stellt die fast 2 km lange, mächtige Talfüllung im Gebiet der „Piano di Sylvenoire“ zwischen Lillaz und Cogne dar. Vergleicht man diese Talfüllung mit den anderen Ep.-Resten, so fällt sofort die hier (erst recht im Verhältnis zur Größe des Einzugsgebietes) viel größere Materialmenge auf. Das dürfte natürlich z. T. auf die Sperrung des Abflusses durch den damals bei Cogne noch in das Tal der Grand Éyvia reichenden Valnontey-Gletscher zurückzuführen sein, sicher ist aber auch viel älteres Material daran beteiligt. Die Streckung aller Formen im Bereich der Piano di Sylvenoire parallel zum Tal deutet ja auch darauf hin, daß es sich hier (zumindest zeitweilig) um eine Art Aufgleitbahn für das von Lillaz kommende Eis gehandelt haben dürfte.

Oberhalb davon, rund um Lillaz, entstanden beim Rückzug des Eises im ehemaligen Zungenbecken schöne Eisrandterrassen.

Das bekannte Endmoränengebiet von Aymavilles-Sarre bildet schließlich den unteren Abschluß des Untersuchungsgebietes. Das Eis reichte hier bis auf 620 m MH herunter. Hinter einer Reihe von durch einzelne Buckel bis Wälle erkennbaren Endmoränen entwickelten sich in der Talfüllung nach Rückzug des Eises schöne, verschieden stark eingesenkte Mäander der Dora Báltea. Heute ist der Fluß bis 50 m in die oberste, vor allem auf der N-Seite erhaltene Terrassenfläche eingesenkt, deren Oberkante auf die damals tiefste Stelle der ehemaligen Endmoräne eingestellt ist.

Die Datierung der prähistorischen Gletscherstände

Schwer zu beantworten ist die Frage nach der Datierung oder besser nach der Parallelisierung der verschiedenen prähistorischen Gletscherstände im Untersuchungsgebiet mit den bekannten Gletscherständen im Bereich der Ostalpen. Im allgemeinen wird hierbei die Schneegrenzdepression benutzt (über die rezente Schneegrenze im Untersuchungsgebiet vgl. PERETTI 1931). Nimmt man als vereinfachtes Maß für die Schneegrenzdepression im Untersuchungsgebiet die Hälfte des VD-Wertes, so ergibt sich im Vergleich die folgende Übersicht:

	ZIENERT 1965 „korrigierter“ Wert	PERETTI 1937 (Verney)	KLEBELSBERG 1948 (Ostalpen)
1952	—35 m		
1930	Berechnungsbasis		
1920	35 m	— — —	?
1860	65 m	} 70—120 m	} 50—80 m
1820	130 m		
17/18. Jh.	140 m	— — —	
Va.	215 m	ε 230 m	100—120 m Egesen
Ep.	515 m	δ	300—400 m Daun
Ay. 1)	970 m	γ	600 m Gschnitz
Fénis	1020 m ²⁾	β	?
Chatillon	1050 m ²⁾	α	?
Ivrea min.	1180 m ²⁾	—	1200 m Würm-Maximum

1) Ay. = Aymavilles.

2) und α bis δ ergänzt nach der ital. Literatur.

Vergleicht man die verschiedenen Werte der Tabelle, so ergeben sich im Untersuchungsgebiet bereits für die historischen Gletscherstände wesentlich höhere Werte für die Schneegrenzdepression als in den Ostalpen. Noch größer wird die Differenz dann bis zum Ep., das man, den italienischen Autoren entsprechend, wohl dem Daun gleichstellen muß, denn dazwischen fehlen jegliche Endmoränen außer dem Va., welches wieder für die Gleichstellung mit Daun zu geringe Depressionswerte aufweisen würde. Ähnlich verhält es sich mit Aymavilles und Gschnitz. Bei den noch tieferen und älteren, schon außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegenen Rückzugsstadien gleichen sich die Depressionswerte allmählich wieder denjenigen der Ostalpen an. Welche Gründe kommen für dieses Verhalten in Frage? Die Hauptrolle dürfte die viel größere Reliefenergie im Untersuchungsgebiet spielen (M. Blanc 4810 m, Würm-Maximum bei Ivrea etwa 200 m MH). Die Gletscher konnten dadurch relativ schnell recht geringe Meereshöhen erreichen, und das ergibt natürlich viel höhere Werte bei der Berechnung der Schneegrenzdepression. Mangels eines besseren Anhaltspunktes muß man aber, trotz all ihrer Problematik, auf sie zurückgreifen. Natürlich dürften auch klimatische Gründe mitgespielt haben, sie lassen sich aber nicht im einzelnen definieren. Trotz der z. T. wesentlich höheren Depressionswerte ergeben sich aber in anderer Beziehung viele Ähnlichkeiten mit den Ostalpen (vgl. am kürzesten KLEBELSBERG: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie I, 1948, S. 706 f.). Die Ep.-Endmoränen liegen nämlich in vergleichbaren Tälern hier, wie dort die Daunmoränen, in 1400—1600 m MH, und die Ay.-Endmoränen hier treten, wie dort die Gschnitzmoränen, etwa am Ausgang der Seitentäler 1. Ordnung in das Haupttal auf (das Valdigna kann man hier ruhig als Seitental 1. Ordnung ansehen).

Aus dem Vorstehenden ergibt sich schließlich, daß das bisher von den Italienern „Courmayeur“ genannte und dem Daun gleichgesetzte Stadium zur Vermeidung von Mißverständnissen umbenannt werden muß. Zumindest wären „Courmayeur-Verrand“ und „Courmayeur-Villette“ zu unterscheiden. Um wirklich klare Verhältnisse zu schaffen, möchte ich aber vorschlagen, statt dieser Doppelnamen die beiden in der vorliegenden Untersuchung benutzten Bezeichnungen „Epinel“ und „Valnontey“ als Lokalnamen zu benutzen.

Es ergäbe sich dann innerhalb des Untersuchungsgebietes folgende Gliederung der „stadi postwürmiani“ (vgl. vor allem NOVARESE 1915 und als bisher einzigen für „ε“ PERETTI 1937):

- γ Aymavilles — Gschnitz
- δ Epinel — Daun
- ε Valnontey — Egesen.

Entwicklungs-Überblick

Die ältesten Moränen innerhalb des Untersuchungsgebietes stammen aus dem Gschnitz-Aymavilles. Damals waren noch alle größeren Gletscher des Untersuchungsgebietes verbunden, endeten aber nur wenig unterhalb ihres Zusammenflusses. Die entsprechenden Endmoränen sind noch heute deutlich und z. T. als mächtige Bogenstücke erhalten. Spätestens gleichzeitig wurde das selbst wesentlich ältere Konfluenzbecken westlich dieser Moränen, noch unter der immer mehr an Transportkraft verlierenden Gletscherzunge, teilweise verschüttet.

Während des Rückzuges der Gletscher in die südlichen Seitentäler und in das Valdigna hinein füllte sich das freiwerdende Zungenbecken hinter der Gschnitz-Aymavilles-Endmoräne auch noch mit glazifluvialen Ablagerungen. Bei deren und des Moränenmaterials Zerschneidung entstanden die Terrassen bis um Villeneuve.

Bis zum *D a u n - E p i n e l* war der vorher gerade noch einheitliche, recht große Eisstrom längst in eine ganze Anzahl einzelner Talgletscher zerfallen (*Peradzà, Bardoney, Valeille, Valnontey, Valsavaranche, Val di Rhêmes, Valgrisanche, Rutor, Val de la Lex Blanche* mit *Val Veni*, und *Triolet* mit *Pré-de-Bar*, um nur die wichtigsten zu nennen). Die fünf größten hatten etwa die Länge des heutigen Aletschgletschers, vier davon endeten jeweils etwa in der Mitte der südlichen Seitentäler.

Viele der kleineren, seitlichen Zuflüsse dürften die Oberfläche der Talgletscher nur gerade noch erreicht haben. Sie schützten dadurch aber immer wieder stückweise (und zeitweilig) die im Tal liegenden Gletscherzungen gegen oberflächliches Abschmelzen und trugen dadurch doch etwas zur längeren Erhaltung der Grundsubstanz dieser Zungen bei. Natürlich gab es daneben auch viele völlig isolierte, kleinere Gletscher.

Dann zerfiel ein Teil der Talgletscher weiter, vor allem der vorher zumindest optisch einheitlich gewesene Gletscher im *Val de la Lex Blanche* und *Val Veni*. Alle anderen gingen natürlich ebenfalls zurück.

Letztmals hielten die Gletscherenden, wenn auch wohl nur wesentlich kürzer als in den vorhergegangenen Zeiten, im *E g e s e n - V a l n o n t e y*. Nur in schmalen und auf allen Seiten von großen, hochgelegenen Firmmulden eingerahmten Tälern blieben während dieser Zeit noch größere Talgletscher erhalten, die anderen Gletscher waren im allgemeinen nicht wesentlich größer als später während des Höchststandes in historischer Zeit.

Wieweit die Gletscher während der postglazialen Wärmezeit zurückgingen und wie viele dabei völlig verschwanden, läßt sich leider nicht feststellen.

Vom 15. Jh. an folgte jedenfalls, wohl gleichzeitig mit der Neubildung vieler kleinerer Gletscher, der historische Gletschervorstoß. Am schnellsten konnten natürlich solche Gletscher reagieren, die noch einen gewissen Eisbestand aufzuweisen hatten. Wohl auch deshalb erreichten z. B. die größeren *M. Blanc*-Gletscher ihr Maximum bereits im 17. Jh., während viele andere damals noch etwas nachhinkten.

Die Endmoränen der ersten Vorstöße wurden bei später folgenden, größeren Vorstößen überrannt, die Seitenmoränen immer stärker erhöht.

Einige Gletscher stießen sogar wieder aus kleineren Seitentälern in die größeren Täler vor und überfuhren dabei Almen (*Triolet*) oder gar von Feldern umgebene Siedlungen (*Brenva*).

Manche Gletscher sperrten durch ihre Zungen den Abfluß der Schmelzwässer aus der Umgebung ab. So kam es an mehreren Stellen (*Combal/Miage, Pré-de-Bar/Triolet, Rutor*) zur Bildung von Gletscherstauseen und den dann üblichen, wiederholten Ausbrüchen mit z. T. verheerenden Folgen.

Der Vorstoß mit dem Maximum 1818—1820 scheint bei vielen mittleren Gletschern der größte in historischer Zeit gewesen zu sein.

Die Moränen von 1846—1864 (das Maximum lag bei den größeren Gletschern meist wesentlich früher als bei den kleineren) sind bei allen Gletschern zumindest stückweise zu finden und im allgemeinen deutlich. Die Innenseiten vor allem der hohen Seitenmoränen aus dieser Zeit sind oft noch übersteil und deshalb recht beweglich.

Nach stärkerem Rückzug erfolgte schließlich der letzte allgemeine, wenn auch meist bescheidene Vorstoß bis um 1920. Nur wenige Gletscher (*Tráio, Brenva, Triolet* und *Pré-de-Bar*) weisen deutliche noch jüngere Moränen auf (von ganz kleinen „Jahres-Moränen“, von den Italienern „*morene da contrazione*“ genannt, abgesehen).

Dann folgte der zur Zeit immer noch andauernde Rückzug und damit der Zerfall einiger der in historischer Zeit neu entwickelten Talgletscher, vor allem in den Talschlüssen. Viele kleinere Gletscher verschwanden völlig.

Seit 1954 scheint sich der Rückzug (wohl nur vorübergehend) zu verlangsamen. 1960 und 1963/64 z. B. wurden sogar einige Gletscher des Paradiso-Gebietes durch Firnschnee nach unten verlängert, statt weiter zurückzuschmelzen.

S c h r i f t t u m

(Zitiert wird nur Literatur aus dem Untersuchungsgebiet.)

- BARETTI, M.: I ghiacciai antichi e moderni. - Diss. Torino 1866 (zitiert nach NOVARESE 1915). - - Il lago del Rutor (alpi graje settentrionali). - Boll. CAI 14, S. 43-95, 1880 (= 1880 a). - - Il ghiacciaio del Miage (versante italiano del Monte Bianco). - Mem. Acc. Scienze Torino 32/2, S. 269-302, 1880 (= 1880b). - - Geologia della provincia di Torino. Torino 1893.
- BESCHEL, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. - Z. Gletscherk. Glazialgeol. 1, S. 152-161, 1950. - - Lichenometrie im Gletscher-Vorfeld. - Jb. Ver. Schutze Alpenfl. etc. 10, S. 164-185, 1957. - - Ricerche lichenometriche sulle morene del gruppo del Gran Paradiso. - N. Giorn. bot. ital. 65, S. 538-591, 1958.
- BOSSOLASCO, M.: Studio topografico e stato attuale del ghiacciaio del Rutor. - Boll. Comit. glac. ital. 8, S. 23-31, 1928. - - Sulle condizioni attuali di alcuni ghiacciai del gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. 9, S. 109-143, 1929.
- CAPELLO, C. F.: Ricerche glaciologiche e morfologiche sul gruppo Levanne-Carro-Basèi (bacino idrografico dell'Orco). - Boll. Comit. glac. ital. 9, S. 67-107, 1929. - - Aspetti della glaciazione sul versante italiano del massiccio del Monte Bianco. - L'Universo 17, S. 897-917, 1936 (= 1936 a). - - La glaciazione attuale nel massiccio del Monte Bianco. Caratteri morfologici e morfometrici dei ghiacciai sul versante italiano. - Boll. Comit. glac. ital. 16, S. 154-224, 1936 (= 1936 b). - - Sui terrazzi fluvio-glaciali e sulla morfologia carsica delle valli di Pré-St-Didier. - Boll. Comit. glac. ital. 19, S. 135-177, 1939. - - Rilievi sui ghiacciai Pré-de-Bar, Allée-Blanche e Triolet nel decennio 1929-1939. - Boll. Comit. glac. ital. 20, S. 85-115, 1940. - - Studio sul ghiacciaio della Brenva. - Boll. Comit. glac. ital. 21, S. 129-153, 1941. - - Sulla genesi delle morene da contrazione. - Boll. Comit. glac. ital. 23, S. 29-54, 1945. - - Morfologia e morfometria dei ghiacciai della valle di Rhêmes. - Riv. mensile CAI 67, S. 22-43, 1948. - - Le pietraie semoventi nel gruppo del Gran Paradiso. - Riv. mensile CAI 78, S. 294-300, 371-376, 1959 (= 1959 a). - - Frane-valanghe di ghiaccio nel gruppo del Monte Bianco. - Boll. Comit. glac. ital. II/8/1, S. 125-138, 1959 (= 1959 b).
- CHABOD, R.: Il plastico della valle d'Aosta di Alessio Nebbia. - Riv. mensile CAI 76, S. 165-168, 1957.
- COMMISSIONE DEL PARCO NAZIONALE DEL GRAN PARADISO: Il parco nazionale del Gran Paradiso. Torino 1925 (später noch mehrfach aufgelegt).
- DAL PIAZ, G. B.: Geologia della catena Herbetet - Grivola - Grand Nomenon. - Mem. Ist. geol. Univ. Padova VII/6, 1928.
- DRUETTI, A.: Ricerche sui fenomeni glaciali nel gruppo del Gran Paradiso. Campagna glaciologica del 1896. - Boll. CAI 20, S. 297-320, 1897.
- DRUETTI, A. & PORRO, F.: Osservazioni sui ghiacciai del gruppo del Gran Paradiso. Contributo allo studio del movimento dei ghiacciai. - Boll. CAI 19, S. 145-180, 1896.
- GIANNITRAPANI, L.: La valle d'Aosta, monografia geografica. - L'Universo 14, S. 233-266, 321-360, 413-443, 509-553, 1933.
- GIGNOUX, M.: Ce que le glacier de la Brenva a appris aux géologues. - Rev. Valdôtaine 1, S. 88-95, 1948.
- HERMANN, F.: Sulla geologia della valle di Rhêmes. - Boll. Soc. geol. ital. 41, S. 214-220, 1922.
- KINZL, H.: Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe. - Z. Gletscherk. 20, S. 269-397, 1932.
- LANGINI, O.: Il parco nazionale del Gran Paradiso. - L'Universo 40, S. 93-106, 1960.
- LESCA, C.: Osservazioni sui laghi del ghiacciaio del Miage. - Boll. Comit. glac. ital. II/7/1, S. 29-55, 1956.
- MARENGO, G.: Monografia del ghiacciaio della Brenva. - Boll. CAI 15, S. 3-9, 1881.
- MONTI, V.: Primo saggio di nuove ricerche sulle oscillazioni dei ghiacciai del Gran Paradiso. - Riv. geogr. ital. 18, S. 46-60, 1911.
- MORETTI, A.: Osservazioni su alcuni ghiacciai del gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. II/2, S. 57-74, 1951. - - Cenni sui ghiacciai del Gran-Neyron e del Timorion nel gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. II/3, S. 7-16, 1952.

- NOVARESE, V.: Il quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte III: Gli stadi post-würmiani. - Boll. Comit. geol. ital. 45, S. 137-196, 1915.
- PERETTI, L.: I ghiacciai del versante meridionale del gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. 10, S. 45-89, 1930. - - Il limite climatico delle nevi permanenti nelle alpi occidentali italiane. - Boll. Comit. glac. ital. 11, S. 151-187, 1931. - - Nuove osservazioni e misure al ghiacciaio del Rutor. - Boll. Comit. glac. ital. 14, S. 173-184, 1934. - - I ghiacciai del gruppo del Gran Paradiso nella valle della Grand'Eiva. - Boll. Comit. glac. ital. 15, S. 102-135, 1935 (=1935 a). - - Considerazioni sul glacialismo attuale nel gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. 15, S. 136-154, 1935 (=1935 b). - - Morfologia glaciale nella valle della Dora di Verney (alta valle d'Aosta). - Boll. Comit. glac. ital. 17, S. 141-159, 1937.
- PERETTI, L. & LESCA, C.: Nuovi rilevamenti topografici di fronti glaciali nella Val Ferret (gruppo del Monte Bianco). - Boll. Comit. glac. ital. II/4, S. 221-229, 1953. - - Rilevamento stereofotogrammetrico dei ghiacciai nell'alta Valnontey (gruppo del Gran Paradiso). - Boll. Comit. glac. ital. II/7/1, S. 13-18, 1956.
- PORRO, F.: Nuove osservazioni sui ghiacciai del Gran Paradiso e del M. Bianco. - Boll. CAI 36, S. 127-156, 1903. - - Primi studi topografici sul ghiacciaio del Miage. - Boll. Comit. glac. ital. 1, S. 31-44, 1914.
- RICHTER, F.: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. - Z. DÖAV 1891, S. 1-74, 1891.
- ROVERETO, G.: Geomorfologia del gruppo del Gran Paradiso. - Boll. CAI 38, S. 199-271, 1906. - - Forme della terra. Trattato di geologia morfologica (geomorfologia). Milano 1923-25.
- SACCO, F.: Il ghiacciaio ed i laghi del Rutor. - Boll. Soc. geol. ital. 36, S. 1-33, 1917 (=1917 a). - - L'apparato morenico del ghiacciaio del Miage. - Boll. Soc. geol. ital. 36, S. 323-354, 1917 (=1917 b). - - I ghiacciai italiani del gruppo del Monte Bianco. - Boll. Comit. glac. ital. 3, S. 21-102, 1919. - - Le oscillazioni glaciali. - Atti Acc. Scienze Torino 55, S. 139-156, 1919/20. - - Il glacialismo nel gruppo del Monte Emilius (valle d'Aosta). - Boll. Soc. geol. ital. 39, S. 111-131, 1920. - - Il glacialismo nelle Valgrisanche, Rhêmes e Savaranche. - L'Universo 1921, S. 743-785, 1921. - - Il glacialismo nel gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Comit. glac. ital. 4, S. 121-168, 1921 und 5, S. 52-121, 1923, (=1921+23). - - Il glacialismo nelle valli dell'Orco e delle Soana. - Boll. Comit. glac. ital. 6, S. 35-64, 1925. - - Il glacialismo nella valle d'Aosta. - Min. Lav. pubbl., Uff. idrogr. Po 1927. - - L'anfiteatro morenico recente del Rutor. - L'Universo 15, S. 907-922, 1934 (=1934 a). - - Le alpi. TCI Milano 1934 (=1934 b). - - Il glacialismo piemontese (valle d'Aosta). - L'Universo 19, S. 217-231, 337-352, 1938. - - Il quaternario nell'alta valle di Rhêmes. - Atti Acc. Scienze Torino 74, S. 86-104, 1939 (=1939 a). - - Il quaternario nel gruppo del Gran Paradiso. - Boll. Uff. geol. d'Italia 64, S. 1-34, 1939 (=1939 b). - - Il quaternario nella catena del Monte Bianco. - Mem. Acc. Scienze Torino 70/2, S. 1-22, 1942.
- SESTINI, A.: Osservazioni e ricerche sulle valli di Courmayeur. - Mem. geol. geogr. G. Dainelli 1, S. 215-290, 1930.
- SILVESTRI, E.: Il movimento frontale del ghiacciaio della Brenva negli ultimi cento anni dal 1818 al 1923. - Atti Acc. pont. n. Lincei 78, S. 195-200, 1925.
- SOCIN, C.: Panorama morfologico e geologico del Piemonte. - Pubbl. Ist. geol. Univ. Torino 3, S. 59-82, 1954.
- TOURING CLUB ITALIANO: L'Italia fisica. Conosci l'Italia 1, Milano 1957.
- VALBUSA, U.: La catastrofe del Monte Bianco e del ghiacciaio della Brenva. - Boll. Soc. geogr. ital. 58, S. 151-162, 1921. - - Il ghiacciaio della Brenva. - Riv. CAI 46, S. 273-280, 331-344, 1927. - - La prima frana valanga del Monte Bianco sul ghiacciaio della Brenva (14 nov. 1920). - Boll. Soc. geogr. ital. 68, S., 118-125, 1931.
- VANNI, M.: I laghi del Nivolet (alta Valsavaranche). - Boll. Soc. geogr. ital. 68, S. 646-653, 1931. - - Le variazioni frontali dei ghiacciai italiani negli ultimi venticinque anni e l'opera del Comitato Glaciologico Italiano. - Boll. Comit. glac. ital. 25, S. 75-85, 1948. - - Il glacialismo attuale nelle alpi piemontesi nei rapporti col regime dei corsi d'acqua. - Boll. Comit. glac. ital. II/8/1, S. 43-124, 1959.
- VANNI, M., ORIGLIA, C. & DE GEMINI, F.: I ghiacciai della valle d'Aosta. - Boll. Comit. glac. ital. II/4, S. 1-175, 1953.
- VIRGILIO, F.: Di un antico lago glaciale presso Cogne in Val d'Aosta. - Atti Acc. Scienze Torino 1886, S. 291-303, 1886.
- Hinzu kommen die laufenden Vermessungsberichte im Boll. Comit. glac. ital., von deren Einzelaufführung hier abgesehen werden soll.

Topographische Karten 1 : 25 000 des Istituto Geografico Militare (IGM):

27	II	NE	M. Bianco	41	IV	NE	Rhêmes St. Georges
		SE	la Thuile			SO	Grande Sassièrè
28	IV	SO	la Vachey			SE	Rhêmes Notre Dame
		SE	Gran S. Bernardo		III	NO	Granta Parei
	III	NO	Courmayeur			NE	Colle del Nivolet
		NE	Bosses		II	NO	Ceresole Reale
		SO	la Salle		I	SO	Gran Paradiso
		SE	Arvier			SE	Torre del Gran S. Pietro
	II	SO	Aosta			NO	la Grivola
		SE	M. Emilius			NE	Cogne
41	IV	NO	Valgrisanche	42	IV	NO	Punta Tersiva

Außer vom zuerst und vom zuletzt genannten Blatt gibt es auch Anaglyphen-Karten etwa im selben Maßstab.

Carta turistica del Monte Bianco 1 : 25 000 (IGM) in 6 Blättern.

Topographische Karten 1 : 100 000 des IGM:

27	M. Bianco	41	Gran Paradiso
28	Aosta	42	Ivrea

Carta geologica d'Italia 1 : 100 000:

27	M. Bianco	41	Gran Paradiso
28	Aosta	42	Ivrea

Carta geologica delle alpi nord-occidentali 1 : 200 000 von F. HERMANN, Milano 1937 (mit Erläuterungen von 1938).

Manusk. eingeg. 28. 5. 1965.

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

Paläoklimatologische Eindrücke aus Neuseeland

VON MARTIN SCHWARZBACH, Köln

Mit 10 Abbildungen im Text

Zusammenfassung. Einige Beobachtungen und Bemerkungen zum Klima und Paläoklima von Neuseeland aufgrund von Reisen und der Arbeiten von neuseeländischen Geologen werden mitgeteilt.

Einige Eigenheiten des Klimas. Wie Tasmanien hat Neuseeland relativ kühles und feuchtes Klima. Die Regenschattenwirkung der Gebirge ist besonders deutlich und damit im Zusammenhang der Wechsel der Vegetation. Im Vulkangebiet der Nordinsel gibt es Anfänge „edaphisch bedingter Wüsten“.

Die Gletscher an der Westküste, besonders der Franz-Josef- und der Fox-Gletscher, sind eindrucksvolle Beispiele für das Nebeneinander üppiger, fast subtropischer Regenwälder (mit Baumfarnen) und Gletschereis und daher für den Paläoklimatologen und die Ausdeutung fossiler Gletscherspuren sehr wichtig. Beide Gletscher enden nicht weit vom Meer, fast 2000 m unter der Schneegrenze; sie haben sich in 21 Jahren um 1200 bzw. 1800 m zurückgezogen. Die Ursache für die tiefe Lage der Gletscherzunge liegt im hohen Niederschlag und in der Höhe und Steilheit des Gebirges.

Die Klimageschichte Neuseelands. Das Quartär wird nicht näher behandelt, der Einfluß junger tektonischer Bewegungen auf die Terrassen erwähnt. Das Klima des Tertiärs war gemäßigt bis subtropisch und humid. Das Temperatur-Maximum lag nicht, wie in Europa und Nordamerika, im älteren, sondern (wie in Australien) im mittleren Tertiär. Das wird vom Autor zu erklären versucht durch die Kombination zweier Kurven: einmal der drift-bedingten Änderung der lokalen Breitenlage, zum anderen der allgemeinen Tendenz der Temperaturabnahme auf der Erde im Tertiär. Da mindestens Australien im Tertiär offenbar äquatorwärts wanderte, Europa dagegen allenfalls polwärts, verläuft die resultierende Kurve in beiden Gebieten verschieden. — Auch das Mesozoikum ist nicht tropisch und nicht arid. Das Perm ist möglicherweise etwas wärmer als in Australien gewesen.

Der Unterschied der Klimaentwicklung zu Australien ist auffällig. Australien wanderte seit dem Karbon-Perm von einer polaren Klimazone bis in die Subtropen und Tropen. Neuseeland dagegen verharrte möglicherweise \pm im gleichen Klimagebiet. Es läßt sich noch nicht sagen, ob der Unterschied nur vorgetäuscht ist (durch lückenhafte Überlieferung), oder aber dadurch bedingt wird, daß beide Gebiete unabhängig voneinander nach Norden wanderten (Australien schnell, Neuseeland langsamer).

Summary. Some observations and remarks about the climate and paleoclimate of New Zealand, founded on journeys and the work of New Zealandic geologists.

Some peculiarities of the climate (fig. 1). New Zealand has a relatively cool and wet climate (similar to Tasmania at the present). There is a very conspicuous difference between the very humid windward side and the arid lee-side of the Southern Alps (also in the vegetation, fig. 2). „Edaphically caused deserts“ begin to develop in the volcanic area of the North Island (fig. 3).

The glaciers on the western coast of New Zealand (fig. 4), especially Franz Josef and Fox Glaciers, are impressive examples for the coexistence of lush, nearly subtropical rainforests (with tree-ferns) with glacier ice (figs. 6, 8). Therefore they are especially important for paleoclimatologists and for the interpretation of climatic indicators. Both glaciers have their tongues near the sea, nearly 2000 mts. below snow-line. Their recession (fig. 7) was 1200 and 1800 m respectively in 21 years. The cause for the low position of the tongues is to be seen in high precipitation in connexion with the altitude and steepness of the mountains.

Climatic history of New Zealand. The Quaternary is not treated; it only is referred to the influence of recent tectonic movements on the terraces. — The climate of the Tertiary was temperate to subtropical and humid. Maximal temperatures did not occur (as in Europe and North America) in the older, but (as in Australia) in the middle Tertiary (fig. 9). The author tries to explain this difference by the combination of 2 curves (fig. 10): one is the curve of changing latitude, caused by drift, the other is the general trend of the decline of temperature in Tertiary time. Because Australia obviously moved towards the equator, but Europe (if at all) towards the pole, the resulting curve is different in both continents. — Also the Mesozoic

climate was neither tropical nor arid. Perhaps the Permian was a little warmer than in Australia.

Compared with Australia, the climatic history is distinctly different. Australia changed from a polar climate to a subtropical and tropical one since the Carboniferous-Permian period, but New Zealand seems to have remained more or less in the same climatic zone during this long time. We don't yet know whether the difference between New Zealand and Australia is only apparent (caused by gaps in our knowledge), or is caused by an independent northward drift of both regions (Australia quickly, New Zealand more slowly).

Den paläoklimatologischen Eindrücken von einer Australien-Reise 1963 (veröffentlicht im 3. Paläoklima-Heft der Geologischen Rundschau, Bd. 54, 1, 1965) folgt hier ein ähnlicher Bericht über eine zweite Reise, die 1½ Jahre später, im Januar—Februar 1965, nach Neuseeland (und Tasmanien) führte. Einen kurzen Besuch hatte ich schon 1963 Neuseeland widmen können. Der Bericht ist ebenso zwanglos und unvollständig wie der erste. Wie in diesem werden — von den regionalen Beobachtungen ausgehend — einige Bemerkungen über allgemeinere paläoklimatologische Fragen angeschlossen.

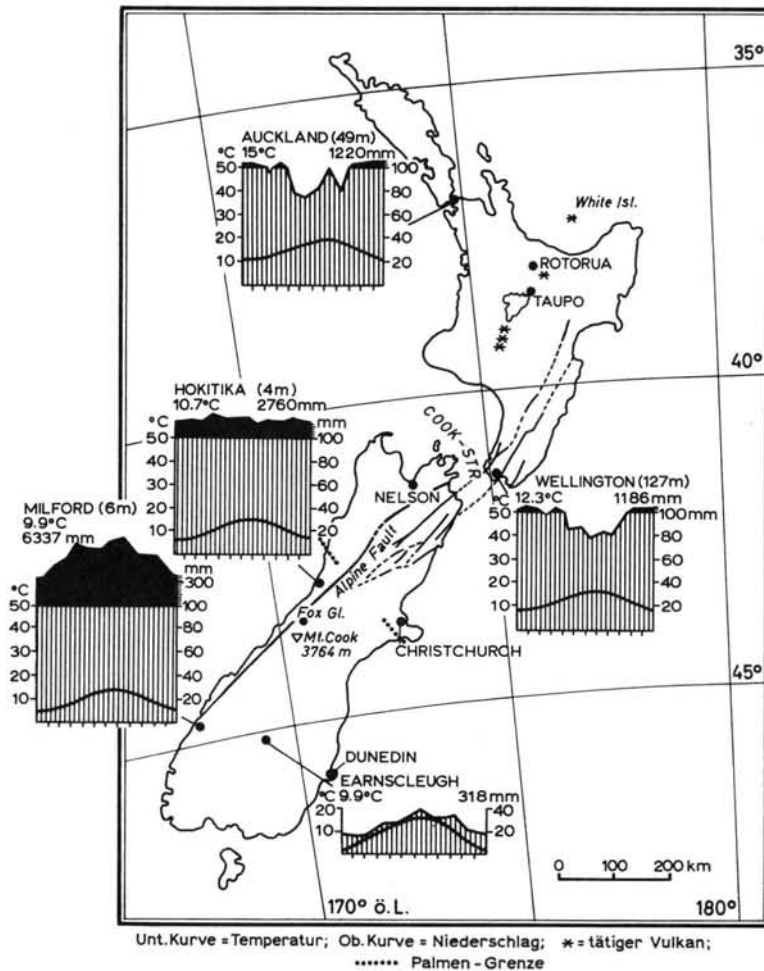


Abb. 1. Übersichtskarte von Neuseeland mit einigen Klima-Diagrammen. Diagramme aus WALTER & LIETH 1960.

Einige Eigenheiten des Klimas von Neuseeland

Neuseeland hat ähnliche Breitenlage wie Tasmanien, ist aber noch weit niederschlagsreicher als dieser australische Staat. Wellington hat 12.9° Jahrestemperatur (bei nur 8° Unterschied zwischen den mittleren Monatstemperaturen von Januar und Juli), aber 1290 mm Niederschlag (zum Vergleich Hobart: 12.6° , 580 mm).

Bezüglich des Niederschlags bestehen allerdings sehr große Unterschiede schon innerhalb Neuseelands. Besonders die Neuseeländischen Alpen, die die Südinsel in ihrer ganzen Länge durchziehen, sind angesichts der vorherrschenden Westwinde eine Regenseiche erster Ordnung. Milford Sound, im Regenluv der Westküste gelegen, hat die enorme Niederschlagsmenge von >6000 mm, aber in Teilen von Otago — östlich der hohen Berge — sinkt die Regenmenge auf nicht viel mehr als 300 mm herab. Damit steht Neuseeland den klassischen Beispielen für die Regenschatteneffekte hoher Gebirge (z. B. Kauai in der hawaiischen Inselgruppe) nicht viel nach. (Abb. 1).

Das Pflanzenkleid zeichnet diese Niederschlags-Unterschiede getreulich nach, und so ist eine Reise etwa von Hokitika an der Westküste über den Lewis-Paß nach Christchurch auch pflanzengeographisch höchst eindrucksvoll: dort üppige, subtropische Regenwälder mit Baumfarnen und Palmen (man vergleiche auch die Schilderung im nächsten Abschnitt und Abb. 8!), in höheren Lagen dichte Bergwälder mit der immergrünen Südbuche *Nothofagus*, und nach wenigen Stunden, östlich der Paßhöhe, eine im Sommer sonnenverbrannte, waldlose Steppenlandschaft mit zum Teil extremen Xerophyten (z. B. bei *Rubus* und der Robinie *Carmichaelia*) — so extrem, daß der deutsche Botaniker L. DIELS fast bezweifelte (wie sein neuseeländischer Fachgenosse L. COCKAYNE hervorhebt), ob diese Anpassungen an ein Trockenklima wirklich dem heutigen Klima entsprechen (Abb. 2).

Außer dieser echten, klimatisch bedingten Aridität begegnet man — wie im Anschluß an frühere Ausführungen (1963, 1964) erwähnt sei — auch in Neuseeland derjenigen Trockenheit, die durch den durchlässigen vulkanischen Boden bedingt ist, also „edaphisch bedingten Wüsten“. Die Autostraße Auckland-Wellington quert südlich von Taupo die östlichen Randgebiete des zeitweise aktiven Tongariro-Vulkans. Sie führt dort den bezeichnenden Namen „desert road“. Das ist zwar leicht übertrieben, denn von Wüste ist man auch hier weit entfernt, aber das Pflanzenkleid fängt tatsächlich

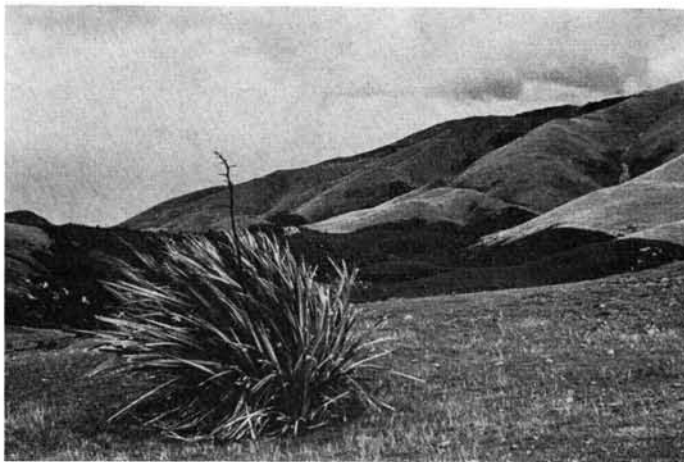


Abb. 2. Steppenlandschaft am Mt. Grey (nördliches Canterbury). Der Hang wird von einer rezenten Verwerfung gequert. Vorn *Phormium* (Neuseeländ. Flachs). fot. 8-2-65.

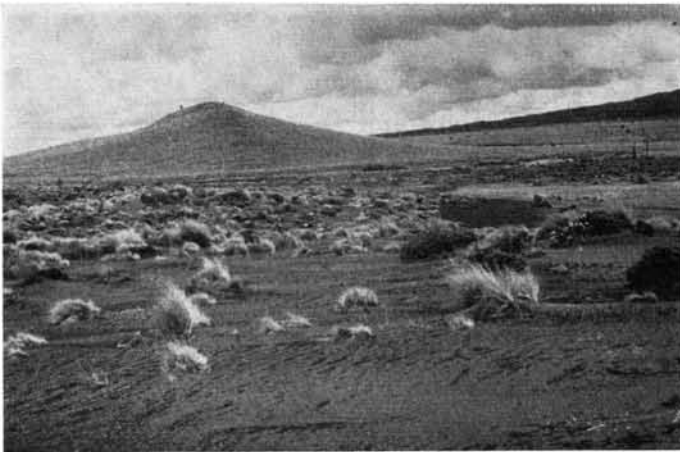


Abb. 3. Anfänge von edaphisch bedingter Wüste auf der Nordinsel von Neuseeland. Südlich Taupo (östlich vom Tongariro-Vulkan), an der „desert road“. fot. 28-1-65.

an, lückenhaft zu werden. Nackter, lockerer Boden zeigt sich überall zwischen den einzelnen Büschen von Gras, *Aciphylla* u. a. Der Untergrund wird hier vor allem von Lahar-Ablagerungen gebildet (Abb. 3).

Die Gletscher an der Westküste Neuseelands

Die Neuseeländischen Alpen sind auch heute noch stark vergletschert (Abb. 4; neuere Angaben u. a. bei KOLB 1958, ODELL 1960, MERCER 1962, GUNN 1964). Zu den eindrucksvollsten Vorkommen gehören ohne Zweifel Franz-Josef- und Fox-Gletscher an der Westküste der Südinsel. Zwar übertrifft der nach Osten abfließende Tasman-Gletscher beide erheblich an Länge, aber keiner der vielen Gletscher reicht so tief herab wie sie. Ihre Zungen enden in wenigen 100 m Meereshöhe und gelangen fast bis ans Meer — und das in einer Breite, die der von Florenz oder der Côte d'Azur entspricht!

So kommt es, daß sich üppiger Pflanzenwuchs und Gletschereis an der Westküste so unmittelbar begegnen wie sonst selten auf der Erde, und eine Wanderung von dem bescheidenen, nur aus wenigen Häusern bestehenden Touristen-Zentrum Fox Glacier auf den nahen, leicht zugänglichen Gletscher gleichen Namens bietet ein einzigartiges Erlebnis (Abb. 5—6; vgl. auch das Titelbild im Lehrbuch A. C. SEWARD's, zuletzt 1959!). In der niederschlagsreichen Küstenniederung gedeihen Regenwälder, die es an Üppigkeit mit tropischen Urwäldern durchaus aufnehmen können. Zwar sind wir hier schon jenseits der südlichen Palmen-Grenze (an der Küste bei Greymouth, 120 km weiter nördlich, trifft man noch zahlreiche Nikau-Palmen, *Rhopalostylis sapida*, die einzige Palmen-Art, die in Neuseeland heimisch ist). Um so üppiger treten nun die ähnlich malerischen hohen Baumfarn hervor, die zusammen mit der sonstigen artenreichen Flora ein undurchdringliches Dickicht bilden. Im Dämmer riesiger Bäume trieft es von Feuchtigkeit. Die dicken Stämme sind am Grund oft morsch und zerfressen. Vielfach stehen sie schon schräg, und zierliche Farnwedel hängen wie grüne Kulissen herab, oder sie liegen umgestürzt am Boden. Doch diese toten Stämme unterscheiden sich kaum von denen der lebenden Bäume: von Rinde sieht man in keinem Fall etwas, so dick und dicht ist der grüne Überzug von Flechten, Laub- und Lebermoosen, Farnen aller Art und oft auch von höheren Pflanzen. Von Ort zu Ort wechseln die Bäume, Sträucher und Epiphyten, für den Nichtbotaniker eine verwirrende Vielfalt. Die hohen, im Wuchs an unsere Eichen erinnernden Bäume, die sich da und dort über die andern erheben, erweisen sich durch die vereinzelt rotleuchtenden Blüten als *Metrosideros*, eine z. B. auch auf Hawaii häufige Myrtacee.

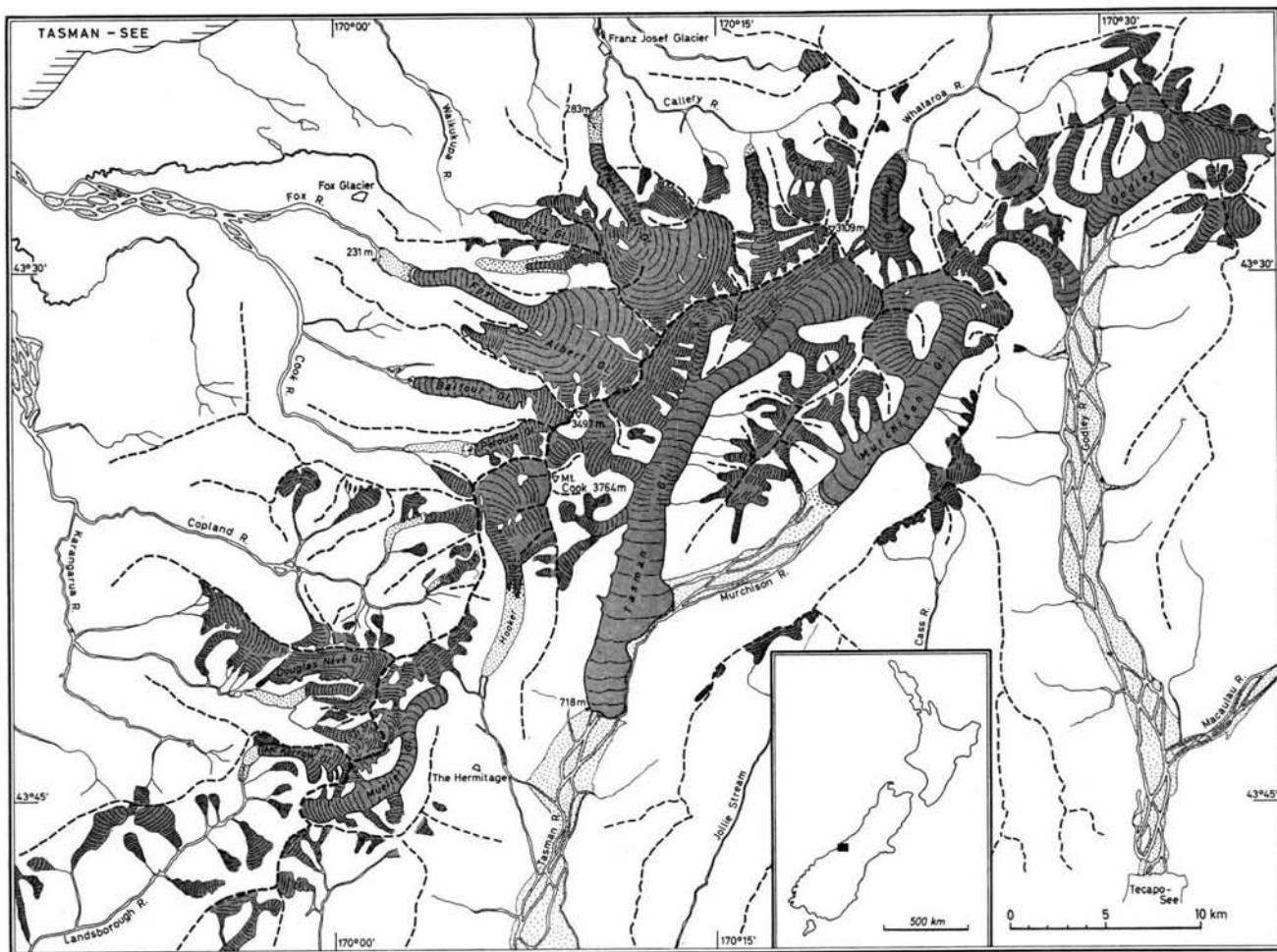


Abb. 4. Karte der heutigen Gletscher in den zentralen Neuseeländischen Alpen. Nach „Map of Westland & Mt. Cook National Parks“ (1 : 100 000). Zeichnung Dr. G. SCHULTZ.

Auch typisch südhemisphärische Nadelbäume treten stellenweise auf: mächtige *Podocarpus*, *Dacrydium*, dazu *Phyllocladus*, bei dem anstelle der Nadeln fächerförmige Phyllocladien entwickelt sind (daher der volkstümliche, ganz treffende Name celery pine für *Phyllocladus*).



Abb. 5. Blick auf den Fox-Gletscher mit der Mt. Cook-Mt. Tasman-Kette. Vom Tourist Office, Wellington, freundlichst zur Verfügung gestellt. Klimatische Schneegrenze bei ca. 2100 m; die Zunge reicht beinahe 2000 m tiefer.

Diese grünen Urwälder treffen sich hier an der Westküste mit den weißen Talgletschern, die von der Mt. Cook-Kette herabkommen. Im Gegensatz etwa zum Tasman-Gletscher sind sie schutt-arm. Der 11 km lange Franz-Josef-Gletscher endete noch 1956 in nur 230 m Meereshöhe (heute etwas höher). Ähnlich ist es beim Fox-Gletscher.

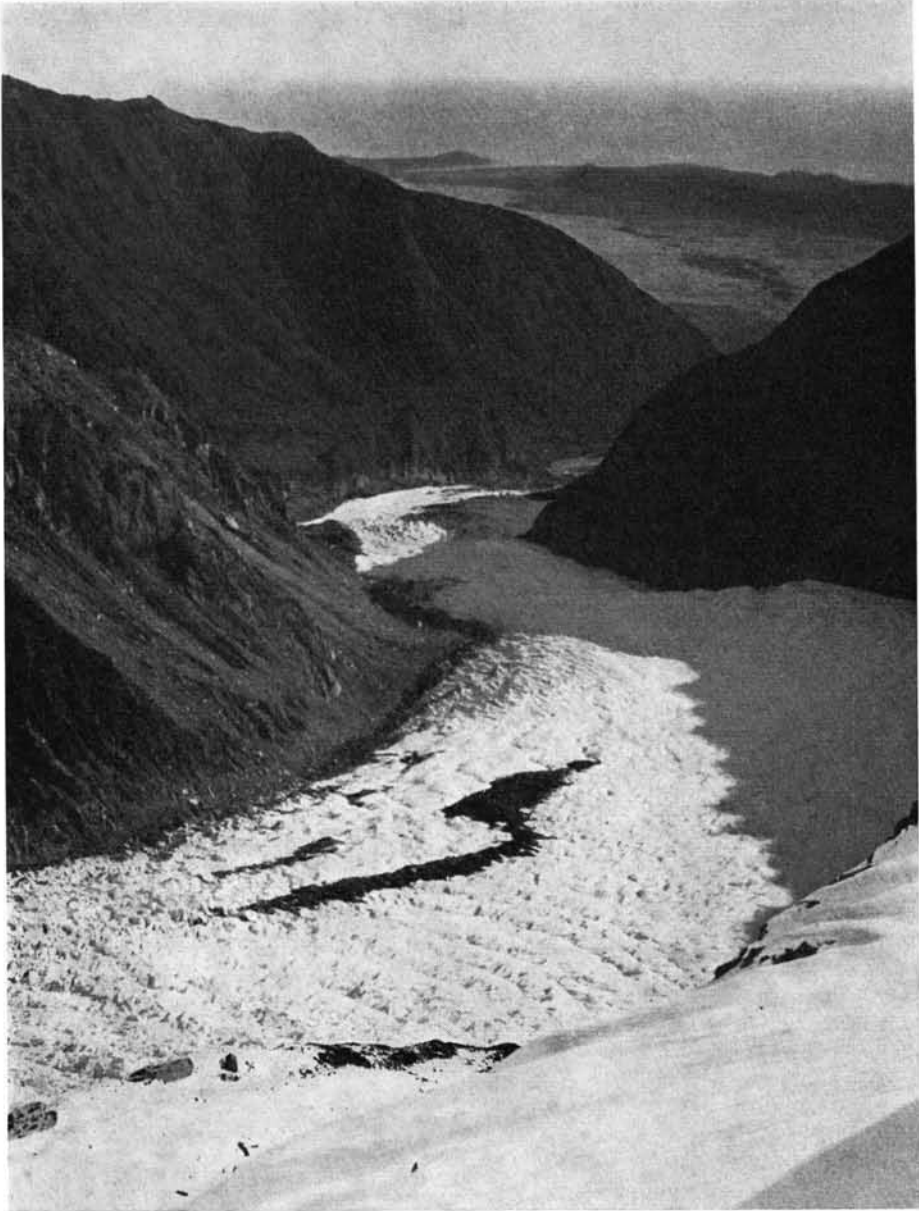


Abb. 6. Blick vom unteren Teil des Fox-Gletschers auf das Küstenvorland. Vom Tourist Office, Wellington, freundlichsten zur Verfügung gestellt. Der Gletscher ist schuttarm. Im Zungen-Gebiet steilstehende kristalline Schiefer. Ein kahler Streifen am Hang-Fuß deutet auf den jungen Gletscher-Schwund; darüber dicht bewaldete Hänge. Im Hintergrund das Meer.



Abb. 7. Das junge Rückzugsgebiet des Fox-Gletschers, von der flachen Gletscherzunge aus gesehen. Frische Endmoränen mit Eiskern. fot. 5-2-65.

Seine Länge beträgt 15 km; sein Firnfeld wird vom 3498 m hohen Mt. Tasman beherrscht. Die Schneegrenze liegt hier bei etwa 2100 m.

Die schroffen Bergwände werden am Fox-Gletscher von steilstehenden kristallinen Schiefeln gebildet. Waagerechte Gletscherschrammen zeugen von einem früheren Gletscherstand. Daß das Eis noch vor wenigen Jahren höher hinaufreichte, erkennt man auch daran, daß an den steilen Talwänden das grüne Pflanzenkleid erst in einigen 10 m über der flachen Gletscherzunge beginnt (Abb. 6), vor allem aber an den ungefügten Moränenhügeln, die bis über 1 km vor der heutigen Gletscherstirn im breiten, vom Fox River durchströmten Tal liegen (Abb. 7). Unter dem schwarzgrauen Schlamm und Schutt dieser Endmoränen kommt gelegentlich noch totes Eis zum Vorschein. Nach B. M. GUNN zog sich der Franz-Josef-Gletscher in den 21 Jahren zwischen 1935 und 1956 um 1200 m zurück, der Fox-Gletscher in diesem Zeitraum um 1800 m (davon 800 m zwischen 1956 und 1963!).

Unter den Kleinformen dieser glazialen Landschaft fallen neben den Gletschertischen und den Endmoränen noch flache, abflußlose Senken im Vorfeld des Gletscher auf. Die eine hat etwa 8 m Durchmesser und ist mit schlammigem Feinsand gefüllt, der allmählich eingesackt ist. Offenbar handelt es sich um ein Toteisloch.

Die beiden Westküsten-Gletscher sind für den Paläoklimatologen von besonderer Wichtigkeit. Sie beweisen, daß glaziale Erscheinungen und glaziale Sedimente unmittelbar zusammen mit Zeugen ganz und gar nicht-glazialen Klimas vorkommen können. Denn wenn auch die Baumfarn-Wälder von Fox Glacier keine Tropenhitze erfordern, so doch immerhin ein ganz normales gemäßigtes, beinahe schon subtropisches Klima. Das mahnt zur Vorsicht bei der Ausdeutung fossiler Klimazeugen. Versteinerte Baumfarne schließen die unmittelbare Nachbarschaft von Gletschern nicht aus, und Tillite oder fossile Gletscherschrammen bekunden für ihren Fundort nicht unbedingt polares Klima. Ebenso bedeutungsvoll ist, daß hier Gletscher und Meer so nahe aneinanderliegen (beide Gletscher enden nur 15 km von der Küste entfernt in ganz geringer Meereshöhe). So etwas ist nicht überraschend in polaren Inlandeis-Gebieten, aber ungewöhnlich im gemäßigten Klimabereich. Wenn Tillite und marine Fossilien zusammen gefunden werden, bedeutet das also nicht in jedem Fall polares Inlandeis. Auch gewöhnliche Talgletscher können so etwas hervorrufen.

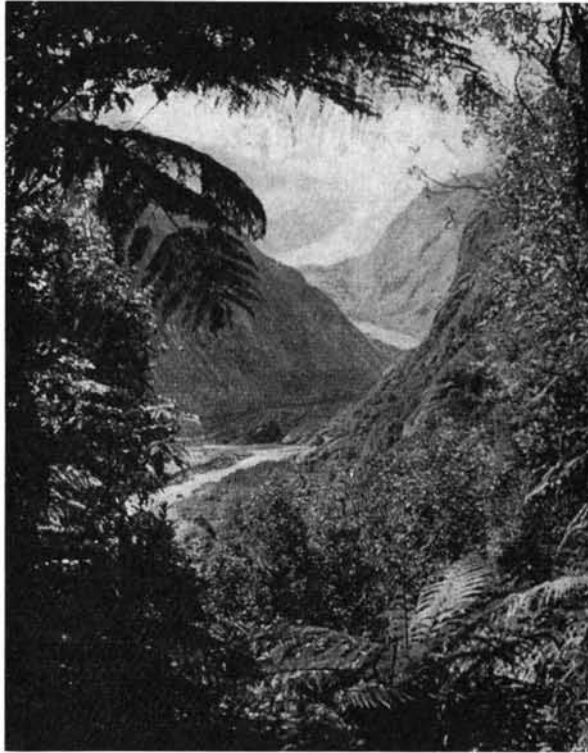


Abb. 8. Rückblick auf den Fox-Gletscher durch die Kulisse des Baumfarn-Regenwaldes. fot. 6-2-65.

Freilich bedarf es ganz besonders günstiger Bedingungen, damit das malerische Bild eines von Baumfarnen umrahmten Gletschers zustande kommt (Abb. 8). Neben ausreichendem Niederschlag muß ein hohes Gebirge vorhanden sein, das über die Schneegrenze aufragt. Nur dann kann sich Firn ansammeln, und nur bei steilem Relief kann ein Talgletscher weit unter die Schneegrenze in andere Klimabereiche und bis zum Meer vorstoßen. Außer in Neuseeland liegen dieser Verhältnisse — wenn auch offenbar nicht ganz so kraß — auch in Chile vor. Ch. DARWIN hat das in seinem Reisetagebuch bereits lebendig geschildert.

Die hohe Lage der Schneegrenze in den Tropen schließt andererseits die Möglichkeit aus, daß wirklich tropische Klimazeugen und Moränen am gleichen Ort und zur gleichen Zeit fossil werden. Wenn also Korallenriffkilke und „Tillite“ zusammen angegeben werden, wird man immer an eine Fehldeutung denken müssen, d. h. an „Pseudotillite“.

Die Klimageschichte Neuseelands

Quartär

Über das Quartär soll hier nichts Näheres gesagt werden. Darüber liegen ausgezeichnete, gründliche Untersuchungen neuseeländischer Geologen vor (so von C. A. FLEMING, Maxwell GAGE, J. D. RAESIDE, R. P. SUGGATE, R. W. WILLET und anderen), und P. WOLDSTEDT hat in seinem Buch kürzlich einen Überblick gegeben. In besonderen Arbeiten (1962) wies er vor allem darauf hin, daß der quartäre Klima-Ablauf in Neuseeland (und Australien) offenbar ganz dem in Europa entspricht. Für das Postglazial ist das

durch pollenanalytische Untersuchungen schon seit 1936 (L. CRANWELL & v. POST) bekannt. Die engen Beziehungen zwischen junger Klimageschichte (sowie anderen jungen geologischen Erscheinungen, besonders des Vulkanismus und der Tektonik) und der heutigen Oberflächengestalt haben durch C. A. COTTON eine hervorragende Darstellung gefunden; sein Lehrbuch der Geomorphologie (7. Aufl. 1958) erläutert beinahe alles, womit sich Geomorphologen beschäftigen, mit instruktiven Bildern aus Neuseeland.

Terrassen sind häufig entwickelt, manchmal ungewöhnlich schön. An ihrer Entstehung dürften tektonische Bewegungen vielfach wesentlich beteiligt sein. Ebenso sind Flußterrassen nicht selten von ganz jungen Verwerfungen durchsetzt. Neuseeland gehört zu den wenigen Gebieten der Erde, wo Erdbeben noch heute echte Verwerfungen an der Erdoberfläche hervorrufen. WELLMANN, LENSEN u. a. haben Beispiele dafür beschrieben; auf das lebendig geschriebene Buch des neuseeländischen Seismologen G. A. EIBY (1957) sei ebenfalls hingewiesen. Die jungen Bewegungen dürften gelegentlich die Eingliederung mariner Terrassen erschweren.

Tertiär

Auch die Klimageschichte des Tertiärs läßt sich gut rekonstruieren. Nach C. A. FLEMING und anderen kann man für die einzelnen Stufen annehmen:

Paleozän-Eozän: Meerestemperaturen nicht höher als 10—15°; erst gegen Ende wird es wärmer.

Oligozän: Keine Nummuliten und Riffforallen, d. h. keine tropischen Bedingungen. Fossile Pinguine und Wale sprechen eher für kühlere Einflüsse. Auf dem Land deuten Pollen der heute in Neuguinea und Neukaledonien vorkommenden *Nothofagus brassi*-Gruppe (und die Seltenheit von *Nothofagus fusca* u. Coniferen) nach FLEMING auf ein Savannen-Klima, „trockener als in fast allen übrigen Perioden der Klimageschichte Neuseelands.“

Unter-Miozän: Die Nordinsel mit subtropischer mariner Fauna (mit indopazifischen Elementen), Höhepunkt der mitteltertiären Wärmezeit. *Nothofagus fusca*, *Podocarpus*, Palmen, Farne werden auf der Nordinsel häufiger, offenbar infolge erhöhten Niederschlages (der seinerseits durch verstärktes Relief verursacht wurde); doch wird diese Tendenz gegen Ende wieder rückläufig.

In diese Zeit fallen auch die (geringmächtigen) kalkigen Ablagerungen des Mt. Brown (nördlich Christchurch), ebenso die fossile Cocos-Nuß von Coopers Beach.

Mittel- und Ober-Miozän: Korallen, Seeigel, Mollusken usw. des mitteltertiären thermischen Optimums verschwinden; es wird kühler (doch bleibt es wärmer als jetzt). Die jüngste fossile Cocos-Nuß, die ältesten Moa-Funde.

Pliozän: Die miozänen Warmwasser-Formen verschwinden weiter, doch sind die Temperaturen nirgends kühler als an den heutigen Küsten der Nordinsel; auch die Pflanzen deuten auf etwas wärmeres Klima als heute (*Nothofagus brassi*-Pollen bis Dunedin).

Als besondere Kennzeichen des neuseeländischen Tertiärs muß man hervorheben: keine Rifffalke und sonstige Zeugen tropischen Klimas, keine Salze und ähnliche Zeugen ariden Klimas. Auch rote Böden spielen keine besondere Rolle. Das Klima war gemäßigt bis subtropisch und humid. Es war offenbar etwas kühler als in Australien.

Die Temperatur-Kurve für die einzelnen Tertiär-Stufen ergibt nach dem, was wir oben feststellten (vgl. auch Abb. 9 nach D. F. SQUIRES) ein Maximum im mittleren Tertiär, ganz ähnlich wie in Australien (wo sie außerdem durch O¹⁸/O¹⁶-Bestimmungen belegt ist). Sie steht aber im Gegensatz zu dem, was für Europa und Nordamerika bekannt ist. Dort ist das Alt-Tertiär wärmer als das Miozän.

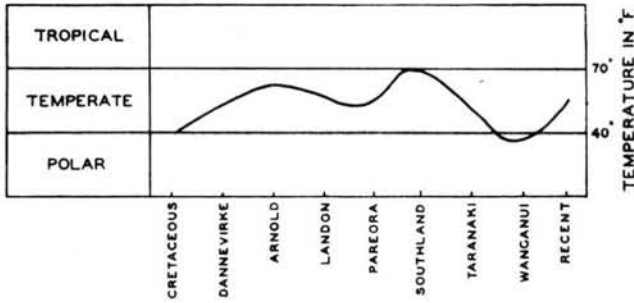


Abb. 9. Temperatur-Kurve des neuseeländischen Tertiärs. Nach D. F. SQUIRES aus E. GILL 1961. Dannevirke = unt. Tertiär, Wanganui = Pliozän + Alt-Quartär.

Das scheint im Widerspruch zu der Annahme zu stehen, daß das Tertiär auf der ganzen Erde einen ähnlichen Klimagang mit \pm konstanter Temperatur-Abnahme zeigt. Man kann diesen verschiedenen Verlauf der Kurven aber erklären, wenn man sie auffaßt als die Resultierende von zwei anderen Kurven (Abb. 10). Die eine Komponente wäre die Temperaturkurve, die durch die lokale Breitenlage und deren Änderungen gegeben ist. (Sollte die Breitenlage während des ganzen Tertiärs gleich geblieben sein, so wäre die entsprechende Temperaturkurve als eine Horizontale zu zeichnen.) Die zweite Komponente ergibt sich aus der allgemeinen Tendenz des Klimas im Tertiär, allmählich kühler zu werden. Der Einfachheit halber ist ein geradliniger Kurvenverlauf

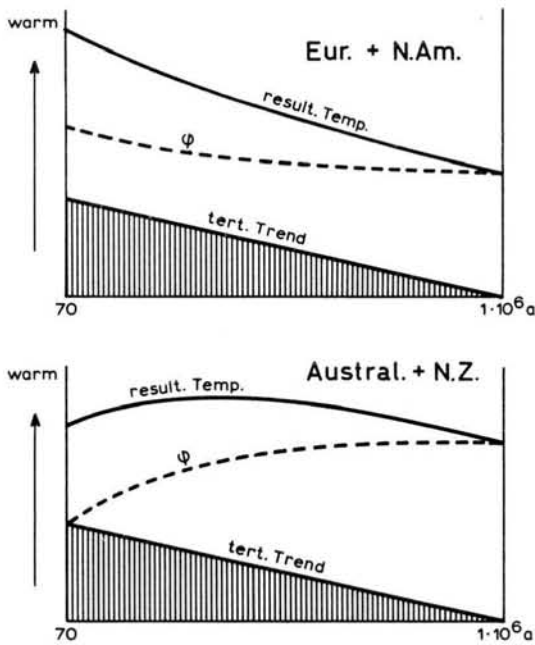


Abb. 10. Die tertiären Klima-Kurven als Resultierende zweier anderer Temperatur-Kurven. Tert. Trend = allgemeine Tendenz im Tertiär; ϕ = geogr. Breite und das davon abhängige Klima; result. Temp. = resultierende Temperatur-Kurve, durch Addition der beiden anderen Kurven gewonnen. Oben: Europa-Nordamerika, unten: Australien und Neuseeland.

angenommen. Wenn man voraussetzt, daß Australien auch im Tertiär (oder wenigstens im Alttertiär) die Tendenz der vorhergehenden Epochen fortsetzt, aus höheren in niedere Breiten zu wandern (vgl. die schematische Darstellung in SCHWARZBACH, 1965, Abb. 17, S. 154), dagegen Europa und Nordamerika genau die umgekehrte Tendenz oder aber (wofür in Europa mehr spricht) stabile Breiten-Lage aufweisen, so resultieren Temperatur-Kurven, die den tatsächlichen paläoklimatologischen Beobachtungen entsprechen.

Prä-Tertiär

Die prätertiäre Klimageschichte Neuseelands läßt sich — im Gegensatz zu Australien — nur ganz lückenhaft rekonstruieren. Für das Mesozoikum gilt allgemein dasselbe wie für das Tertiär. Es fehlen sowohl Kalke wie saline Sedimente und fast gänzlich auch rote Sedimente. Allerdings darf man nicht vergessen, daß es sich meist um geosynklinale Ablagerungen handelt, welche die klimatischen Verhältnisse nur in beschränktem Umfange widerspiegeln. Immerhin ist der Gegensatz z. B. zu den Alpen frappierend. Eine Hauptrolle unter den Sedimenten spielen „Grauwacken“, d. h. nicht vollständig aufgearbeitete klastische Gesteine.

Im ganzen ist das mesozoische Klima also wohl — wie das tertiäre — nicht tropisch und nicht arid gewesen. Das schließt nicht aus, daß es zeitweise etwas wärmer als heute war. In diesem Sinn hat man Funde von Cycadeen im älteren Mesozoikum ausgedeutet (vgl. P. MARSHALL 1912, S. 39); heute wachsen keine Cycadeen mehr an natürlichen Standorten in Neuseeland.

Das Paläozoikum ist nicht allzu vollständig. Bemerkenswert sind gelegentliche Kalk-Vorkommen im Perm, so an der Basis der Matai-Serie, und sogar „riffbildende“ Korallen (im Ober-Perm). Von den permo-karbonischen Vereisungen ist nichts zu spüren. Das erinnert etwas an das Verhältnis des permischen Timor zu Australien, und man wird vielleicht erwägen müssen, ob nicht Neuseeland im Perm nördlicher als Australien lag.

Rückblick

Für Australien ergibt sich — wie ich früher auseinandergesetzt habe — das klare Bild einer Wanderung aus kaltem Klima in subtropisch-tropische Bereiche im Laufe der letzten 250—300 Mill. Jahre (vgl. 1965, Abb. 17). Die paläomagnetischen Messungen haben zu einem gleichen Ergebnis geführt.

Das Klima Neuseelands dagegen hat sich anscheinend weniger deutlich gewandelt. Mesozoisches, tertiäres und heutiges Klima sind offenbar nicht allzu sehr voneinander unterschieden; die Schwankungen, die man z. B. im Tertiär beobachtet, sind von relativ geringer Größenordnung. Zum mindesten ist — anders als in Australien — eine einheitliche Gesamt-Trendenz nicht zu erkennen. Ja, die (freilich spärlichen) Klimazeugen aus dem Perm deuten vielleicht sogar auf kurzfristig umgekehrte Tendenz.

Wenn diese Unterschiede wirklich reell und nicht durch lückenhafte Überlieferung (besonders in Neuseeland) vorgetäuscht sind, könnte das dadurch bedingt sein, daß beide Gebiete unabhängig voneinander wanderten (Australien schnell, Neuseeland langsamer).

Dank. Auf meinen Reisen konnte ich mich der sachkundigen und uneigennütigen Hilfe neuseeländischer Kollegen erfreuen, ohne die ich das große Programm nicht hätte durchführen können. Ich habe besonders zu danken: R. S. ALLAN (Christchurch), M. GAGE (Christchurch), D. R. GREGG (Christchurch), W. F. HARRIS (Lower Hutt), J. HEALEY (Rotorua), G. J. LENSEN (Lower Hutt) und J. D. RAESIDE (Dunedin). Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für eine Beihilfe, Dr. L. AHORNER (Bensberg) für kritische Durchsicht des Manuskripts zu großem Dank verpflichtet.

Schriftenverzeichnis

- COCKAYNE, L.: The vegetation of New Zealand. - 364 S., Leipzig - New York 1921.
- COTTON, C. A.: Geomorphology. 7. Aufl., 505 S., Christchurch 1958.
- COUPER, R. A. & MCQUEEN, D. R.: Pliocene and Pleistocene plant fossils of New Zealand and their climatic interpretation. - New Zeald. J. Sci. Techn., B, 35, 398-420, Wellington 1954.
- CRANWELL, L. M. & v. POST, L.: Post-Pleistocene pollen diagrams from the southern Hemisphere. - Geogr. Ann. 18, 308-347, Stockholm 1936.
- EIBY, G. A.: Earthquakes. - 168 S., London 1957.
- FLEMING, C. A.: The geology of Wanganui subdivision. - N. Z. Geol. Surv., Bull. 52, 1-362, Wellington 1953. - - New Zealand biogeography. - Tuatara, 10, 53-108, 1962. - - Palaeontology and southern biogeography. - In: J. L. GRESSITT (ed.), Pacific basin biogeography, 369-385, Honolulu 1963.
- GAGE, M. & SUGGATE, R. P.: Glacial chronology of the New Zealand Pleistocene. - Geol. Soc. Am. Bull. 69, 589-598, N.York 1958.
- GILL, E. D.: The climates of Gondwanaland in Kainozoic times. - In: A. E. M. NAIRN (ed.), Descriptive palaeoclimatology, 332-353, N.York 1961.
- GRINDLEY, G. W., HARRINGTON, H. J. & WOOD, B. L.: The geological map of New Zealand. - 111 S., Wellington 1961.
- GUNN, B. M.: Flow rates and secondary structures of Fox and Franz Josef Glaciers, New Zealand. - J. Glac. 5, 38, 173-190, Cambridge 1964.
- KOLB, A.: Historische Gletscherschwankungen auf der Südhalbkugel, insbesondere auf Neuseeland. - Geogr. Forschungen, Festschr. Hans KINZL, 123-146, Innsbruck 1958.
- LENSEN, G. J.: The Wellington fault from Cook Strait to Manawatu gorge. - N.Z.J. Geol. Geophys. 1, 178-196, Wellington 1958.
- MARSHALL, P.: New Zealand and adjacent islands. - Hdb. region. Geol., VII, 1, 1-77, Heidelberg 1912.
- MERCER, J. H.: Glacier variations in New Zealand. - IGY World Data Center A, Glaciol., Amer. Geogr. Soc., 33-44, N.York 1962.
- RAESIDE, J. D.: Loess deposits of the South Island, New Zealand, and soils formed on them. - N.Z. J. Geol. Geophys., 7, 811-838, Wellington 1964.
- SCHWARZBACH, M.: Edaphisch bedingte Wüsten. - Z. Geomorph. 8, 440-452, Berlin 1964. - - Paläoklimatologische Eindrücke aus Australien. - Geol. Rdsch. 54, 1, 128-160, Stuttgart 1965.
- WALTER, H. & LIETH, H.: Klimadiagramm-Weltatlas. Jena 1960.
- WELLMANN, H. W.: New Zealand Quaternary tectonics. - Geol. Rdsch. 43, 248-257, Stuttgart 1955.
- WILLETT, R. W.: The New Zealand Pleistocene snow line. - N.Z.J. Sci. Techn., B 32, 18-48, Wellington 1950.
- WOLDSTEDT, P.: Die Vergletscherungen Neuseelands und die Frage der Gleichzeitigkeit mit den europäischen Vereisungen. - Eiszeitalter und Gegenwart 12, 5-8. Öhringen 1962. - - Das Eiszeitalter. III. - 328 S., Stuttgart 1965.

Manusk. eingeg. 1. 7. 1965.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. M. Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Str. 49, Geol. Institut der Univ.

Marine Fauna im Pleistozän-Pliozän von Skagaheidi, Nord-Island

Vorläufige Mitteilung

Von PETER EVERTS, Köln

Bei geologischen Geländearbeiten, die ich im Sommer 1965 auf Anregung von Prof. SCHWARZBACH auf der Halbinsel Skagaheidi in Nord-Island durchführte, konnten einige fossilführende Horizonte gefunden werden. Die spärliche Zahl von (pliozänen und quar-
tären) Faunenfundpunkten in Island wird dadurch unerwartet um weitere Vorkommen vermehrt. Sämtliche Aufschlüsse liegen an der West- und Nordküste der Halbinsel nördlich des Ortes Skagaströnd. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß an der Ostküste ähnliche Verhältnisse angetroffen werden können, was durch weitere Untersuchungen noch genauer geklärt werden muß.

Der wichtigste Fundpunkt liegt an der Westküste, nördlich der Mündung der Fossá (Wasserfall bei Bjargastapi). Er liegt unmittelbar am Meer und ist nur von Norden her bei niedrigstem Wasserstand zu erreichen. Die Länge des Aufschlusses beträgt etwa 2 km, doch sind insgesamt nur 900 m begehbar. Die Mächtigkeit der fossilführenden Schicht läßt sich nicht genau angeben; über der Wasserfläche sind etwa 4 m aufgeschlossen.

Bei diesem Horizont handelt es sich um einen grauen, mittelfeinen Sandstein mit geringer, unregelmäßig verlaufender Klüftung. Die eingeschlossenen Fossilien sind vorwiegend marine Lamellibranchiaten von oft erheblicher Größe (bis 10 cm Schalendurchmesser). Die Erhaltung ist sehr unterschiedlich, der Artenreichtum nicht sehr groß. Über die Altersstellung läßt sich noch nichts Genaues sagen; es dürfte sich um Alt-Pleistozän oder Pliozän handeln.

Zwei kleinere Aufschlüsse liegen an der Westküste südlich von Kálfshamarsvík und an der Nordküste etwa 200 m östlich des verlassenen Hofes Kaldrani. Letzterer Aufschluß kann nur mit einem Boot und bei sehr ruhiger See erreicht werden. Die Verhältnisse bei Kaldrani sind ähnlich wie bei Bjargastapi. Dagegen handelt es sich südlich von Kálfs-
hamarsvík vorwiegend um einzelne Schill-Lagen, deren Fossilerhaltung sehr schlecht ist. Ein weiterer Fundpunkt liegt unmittelbar bei dem Hof Krókur, südlich der Steilküste.

Die Untersuchungen auf Skagaheidi sind noch nicht abgeschlossen und werden fortgesetzt.

Manuskript eingeg. 8. 11. 1965.

Anschrift des. Verf.: cand. geol. Peter Everts, 5 Köln, Zülpicher Str. 49, Geol. Inst. d. Universität.

Nachruf auf Dr. Kurt Hücke (1882-1963)

Von EHRHARD VOIGT, Hamburg

Mit einem Portrait



Dr. Kurt Hücke

Am 12. August 1963 starb in Hanau Oberstudiendirektor i. R. Dr. KURT HÜCKE im Alter von 81 Jahren. Die Quartärgeologie hat in ihm den Altmeister der Geschiebeforschung und langjährigen Geschäftsführer der ehemaligen „Gesellschaft für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie“ verloren. Als Herausgeber der gleichnamigen Zeitschrift und als Verfasser zahlreicher geologisch-paläontologischer, besonders auch geschiebekundlicher Schriften und nicht zuletzt als Autor der „Geologie von Brandenburg“ hat sich KURT HÜCKE große Verdienste um die Geologie von Norddeutschland und die Eiszeit-

forschung erworben. Der Kreis derer, die um ihn trauern, ist groß und umfaßt nicht nur seine ehemaligen Schüler und zahlreiche Freunde, sondern alle diejenigen, die mit ihm fachlich und menschlich in Berührung kamen und ihm Rat und Belehrung verdanken.

Da den Verfasser eine mehr als vierzigjährige Freundschaft mit KURT HÜCKE verbunden hat, den er bereits als Schüler auf seinen Exkursionen begleiten durfte, sei es ihm vergönnt, des Verstorbenen zu gedenken.

KURT HÜCKE wurde am 8. Januar 1882 in Berlin als Sohn des Sekretärs an der Staatsschuldenverwaltung, Gustav HÜCKE und seiner Ehefrau Martha, geb. Frosch, geboren. Er genoß den entscheidenden Anteil seiner Erziehung im Alumnat des Königlichen Joachimsthal'schen Gymnasiums, das 1607 als Fürstenschule gegründet worden war. Ausgestattet mit einem vorzüglichen Gedächtnis, das ihn selbst bis in das hohe Alter nicht verlassen hat, und mit einem besonderem Forschungstrieb begabt, zog es ihn schon als Schüler zu den Naturwissenschaften. Schon frühzeitig hatte er sich einen frei beherrschten Schatz biologischer und geologischer Kenntnisse erworben, dessen dauernde Erweiterung und Abrundung ihn schon in jungen Jahren zu fruchtbaren Ergebnissen führte und aus dem er zeitlebens schöpfen konnte. Damals schon war er ein guter Kenner der rezenten Conchylien, wobei ihm besonders das Studium der wertvollen SCHMALZ'schen Molluskensammlung des Joachimsthal'schen Gymnasiums von großem Nutzen war. In jene Zeit fällt auch bereits die erste Beschäftigung mit rezenten und fossilen Foraminiferen und mit den Geschieben.

Nach der Reifeprüfung besuchte er von 1901—1904 die Universität Berlin, wo er 1905 das Staatsexamen in Mathematik, Physik, Zoologie und Botanik ablegte. Aber auch medizinische Grundvorlesungen hat er besucht, und bei manchen berühmten Professoren anderer Fächer hat er gehört. Seine Lehrer waren dort vor allem Hermann Amadeus SCHWARZ (Mathematik), Franz Eilhard SCHULZE (Zoologie), Emil FISCHER (Organische Chemie) und Max PLANCK (Theoretische Physik). Geologische Vorlesungen aber hat er nie in seinem Leben besucht. Auf diesem Gebiet war er ganz Autodidakt. So fällt seine Dr.-Prüfung erst in das Jahr 1921, in dem er bei Eugen GEINITZ in Rostock mit der Dissertation „Diluviumprobleme“ promovierte. Er konnte es sich leisten, ohne Vorbereitung in die mündliche Prüfung zu gehen.

Nach vorübergehender Tätigkeit an verschiedenen Berliner Schulen und einjährigem Militärdienst hatte er das Glück, 1912 an das inzwischen nach Templin (Uckermark) verlegte Joachimsthal'sche Gymnasium als Lehrer zurückkehren zu können, das am Ufer des Templiner Sees inmitten einer reizvollen Landschaft neu erbaut war, wo er bis 1936 blieb und seine glücklichsten Jahre in fruchtbringender Arbeit im Kreise geistig hochstehender Kollegen und Schüler und seiner Familie verlebte hat. Bereits 1910 hatte er sich mit Martha geb. Kessner verheiratet. Dieser Ehe entstammen ein Sohn Karl und zwei Töchter, Käthe und Renate. Sein Sohn, Dr. Karl HÜCKE, hat vom Vater den Drang zur Forschertätigkeit geerbt und ist heute als Prähistoriker Leiter des Heimatmuseums in Plön (Holstein).

1935 zum Oberstudienrat befördert, übernahm er 1936 als Oberstudiendirektor die Heinrich-von-Kleist-Schule in Frankfurt/Oder, von wo er bereits 1940 an die Paul-Gerhard-Schule in Lübben (Spreewald) versetzt wurde. Im April 1945 mußte er Lübben wegen der sich bis dorthin erstreckenden Kampfhandlungen unter Verlust seiner gesamten Habe, seiner Sammlungen und seiner wertvollen Fachbibliothek mit seiner Familie verlassen. Er fand eine Unterkunft in Plön (Holstein), wo er, betraut von seiner älteren Tochter Käthe Waag, bis 1963 gewohnt hat. Wenige Monate nach seiner Übersiedlung nach Hanau zu seiner dort verheirateten Tochter Renate Winne ist er einem Herzschlag erlegen, nachdem er sich von einem langjährigen schweren Leberleiden, das ihn oft wochenlang an das Bett fesselte und von einer kurz zuvor ausgeführten Staroperation überraschend gut erholt hatte. Seine Urne ist auf der Insel Elft im Selenter See (Kreis Plön) an schwer zugänglicher Stelle inmitten einer Blockstreuung beigelegt.

Die ersten Nachkriegsjahre bedeuteten für ihn eine außerordentlich schwere körperliche und seelische Belastung, von der er sich nur langsam erholt hat. Besonders schmerzlich empfand er den Verlust seiner Bibliothek, der ihn viele Jahre an der Weiterarbeit auf seinem Arbeitsgebiet hinderte; und als schließlich diese 1957 wieder in seinen Besitz gelangt war und er so endlich die Möglichkeit erhalten hatte, an seinem lange geplanten Handbuch der Geschiebeforschung zu arbeiten, war es bereits zu spät. Nicht nur seine angegriffene Gesundheit und die Beschwerden des Alters, sondern auch die Vielheit seiner geistigen Interessen hinderten ihn an der Fertigstellung seines Lebenswerkes.

Zu seinem 80. Geburtstag wurde ihm von der Universität Kiel die Kieler Universitätsmedaille in Anerkennung seiner wissenschaftlichen Verdienste verliehen. Gleichzeitig überreichten ihm seine alten Freunde einen Band geschiebekundlicher Manuskripte, die im Geologischen Jahrbuch (Bd. 80, 1963) ihm zu Ehren als „Beiträge zur Geschiebeforschung“ abgedruckt sind.

Seine zahlreichen Veröffentlichungen erstrecken sich über einen Zeitraum von 58 Jahren (1904—1962). Obwohl HUCKE selbst die „Geologie der Mark Brandenburg“ (1922) als sein Hauptwerk betrachtet hat, so ist sein leider längst vergriffenes Buch „Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes“ (1917) doch am bekanntesten geworden und bedeutet vielen Sammlern und geschiebekundlich interessierten Geologen auch heute noch ein unentbehrliches Hilfsmittel beim Bestimmen nordischer Sedimentärgeschiebe und ihrer Fossilien.

HUCKE gehört zu den wenigen, die sich schon lange vor der stürmischen Entwicklung, welche die Mikropaläontologie in den letzten Jahrzehnten infolge ihres stratigraphischen Wertes für die Erdölgeologie genommen hat, mit Foraminiferen, Ostrakoden, Otolithen und anderen kleinen Fossilien beschäftigte und ihre spätere Bedeutung voraussah. Das Ausschlämmen oder Herausätzen und Aussuchen von Mikrofaunen bedeutete für ihn zeitweilig ein besonderes Vergnügen, und so hat er bis zuletzt die Entwicklung der Mikro- und Nannopaläontologie mit großem Interesse verfolgt und besonders über präparative und sammlungstechnische Fortschritte auf diesem Gebiet referiert, obwohl er zu eigenen Arbeiten auf diesem Gebiet keine Zeit mehr fand und ihm die dafür notwendige neuere Spezial-Literatur nur in sehr beschränktem Maße zur Verfügung stand.

Schon als Schüler hatte HUCKE auf seinen Wanderungen in der Mark Brandenburg Geschiebestudien betrieben und im Zusammenhang damit sich eingehend mit dem Diluvium bzw. dem Pleistozän befaßt. Seine Bücher „Geologische Wanderungen in der Mark Brandenburg“ (1911) und die „Geologie von Brandenburg“ (1922) sind naturgemäß größtenteils dem Quartär gewidmet. Seine Dissertation „Diluvialprobleme“ (1921 und 1923) ist eine literarisch-kritische Auseinandersetzung mit dem Polyglazialismus, deren Argumente heute allerdings größtenteils als überholt angesehen werden dürften. Wenn er als Schüler des Monoglazialisten E. GEINITZ dessen Anschauungen verteidigte und auch in seinen späteren Jahren ein Anhänger dieser Anschauung geblieben ist, ohne sich schriftlich dazu zu äußern, so erklärt sich dies vor allem daraus, daß er von der Einheitlichkeit des Eiszeitphänomens überzeugt war. Damals war auch die zeitliche Länge der Interglazialzeiten und die damit verbundene Erwärmung gegenüber den Glazialzeiten noch nicht in vollem Umfange erkannt, und es fehlte noch die moderne paläontologische Grundlage für die Beurteilung der interglazialen Faunen und Floren.

Viele Veröffentlichungen HUCKE's sind der Geschiebeforschung im engeren und weiteren Sinne gewidmet, von denen wir hier außer dem bereits genannten Buch „Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes“ nur die folgenden, nach Themen geordnet, kurz würdigen wollen:

Mit dem Fossilinhalt von Geschieben nach Art der älteren klassischen Geschiebeliteratur beschäftigen sich nur wenige kleinere Beiträge: Eozängeschiebe (1925, 1929b), ordovizischer Chiron-Kalk (1930). Die meisten diesbezüglichen Arbeiten sind allgemeiner Natur

(1925, 1926, 1926a, 1927, 1935a, 1939) und behandeln die Methodik der Geschiebeforschung und ihren heuristischen Wert, ihre regionale Bedeutung für die Erforschung des Untergrundes und ihren Wert für die Auffindung von Lagerstätten (erläutert am Beispiel der durch Geschiebefunde entdeckten finnischen Lagerstätte von Outocumpu, 1937), ihre Beziehungen zur Erdgeschichte, zur Petrographie und Diluvialgeologie, sowie ihre Gewinnung und Verwertung (1926a) oder die Bedeutung großer Findlinge als Naturdenkmäler (1924, 1927) u. a. Mehrere Beiträge (u. a. 1932, 1935, 1940, 1943) beschäftigen sich mit der Geschichte der Geschiebeforschung. Ein nachgelassenes, bereits im Jahre 1948 abgeschlossenes MS „Einführung in die Geschiebeforschung“, das in den Veröffentlichungen der „Niederlandsche geologische Vereniging“ erscheinen soll, wird z. Zt. vom Verf. unter Mitwirkung von Herrn W. F. ANDERSON (Oldenzaal) für den Druck vorbereitet.

Zur Vermeidung des mehrdeutigen Begriffes „Leitgeschiebe“ unterscheidet er „homochrone“ und „homotaxe“ Geschiebe, wobei die ersteren gleichzeitig zur Ablagerung gekommen sind und damit stratigraphisch leitend sein können, während letztere leitend für die Heimatbestimmung aus bestimmten Herkunftsgebieten sind (1926). Auch mit den südlichen Geschieben, die in zunehmendem Maße Beachtung fanden, hat er sich beschäftigt (1939).

Immer wieder hat er herausgestellt, welche Fülle von Problemen paläontologischer, stratigraphischer, regionaler, untergrunds-tektonischer und petrographischer Art die Geschiebe bieten und was sie dem Naturfreund ebenso wie dem Fachgeologen gerade im Norddeutschen Flachlande und angrenzenden Gebieten bedeuten, wo das Anstehende fehlt. Auch heute sind die Vorurteile gegenüber der Geschiebeforschung noch nicht überwunden, dahingehend, daß diese ein Stiefkind oder Anhängsel der Geologie sei, eine „Fliege, die der geologische Teufel nur in der Not frißt“, wie sich v. BUBNOFF einmal scherzhaft geäußert hat. Gerade die modernen feinstratigraphischen Methoden, Fossilien möglichst nur noch aus dem anstehenden Profil zu entnehmen und die Tendenz, alles andere als mehr oder weniger wertlos zu erachten, tragen z. Zt. leider nicht dazu bei, der Geschiebeforschung neue Impulse zu verleihen. Gerade dabei sollte man aber nicht vergessen, wieviel Lücken durch die Geschiebeforschung geschlossen werden können, und daß manche Geschiebearten anstehend unbekannt sind. Sind doch zahlreiche Fossilien zuerst aus Geschieben bekannt und manche Arten und Gesteine bisher überhaupt noch nicht im Anstehenden gefunden worden. Nicht wenige namhafte Geologen haben ihre erste Anregung zur Beschäftigung mit ihrem Fachgebiet durch die nordischen Geschiebe erhalten. Wie wichtig Geschiebeexkursionen für die Ausbildung der Studenten oder in Volkshochschulkursen bei der unendlichen Mannigfaltigkeit der Geschiebearten sein können, ist hinreichend bekannt. Anders als im Anstehenden ist doch hier schon jeder Stein eine Examenfrage nach Art, Alter und Herkunft.

HÜCKE hatte eine ausgezeichnete Sammlung von Geschieben besessen, die er bei seinen zahlreichen Wanderungen besonders in der Mark Brandenburg zusammengebracht hatte. Sie war seiner Neigung entsprechend vorwiegend paläontologisch-stratigraphisch ausgerichtet und befindet sich jetzt im Pädagogischen Institut in Potsdam. Die moderne Forschungsrichtung der Geschiebezählung zur Feststellung des Alters der geschiebeführenden Ablagerungen oder ihrer Herkunft aber lag ihm nicht, und den in immer stärkerem Maße um sich greifenden Methoden der statistischen Behandlung geologischer und biologischer Probleme war er im Innersten abgeneigt und glaubte in ihnen sogar eine Gefährdung der beobachtenden und morphologischen Betrachtungsweise zu sehen, obwohl er selbst ein ausgezeichneter Rechner und Mathematiker war.

Besonders zu erwähnen sind HÜCKE's Bemühungen um die Erforschung des Pliozäns in Norddeutschland. Auch diese Arbeiten sind letzten Endes geschiebekundlich orientiert bzw. aus der Geschiebekunde hervorgegangen, da sie sich mit der Bestimmung und Deutung verkieselter, hauptsächlich ordovizischer und silurischer Gesteine und Fossilien nordi-

scher Herkunft (sog. „lavendelblaue Kieselgesteine“) in bis dahin meist als miozän betrachteten Kiesen und Sanden in Brandenburg, Mecklenburg und Pommern beschäftigen. Das wurde inzwischen auch durch die pollenkundliche Untersuchung der Braunkohlenflöze des Sylter Kaolinsandes durch R. WEYL, U. REIN & M. TEICHMÜLLER (1955) bestätigt, nachdem dieser vorübergehend als ältestes Pleistozän betrachtet worden war.

Die eigenartige, oft schlackenartig zerfressene Oberfläche und ihr lackartiger Glanz veranlaßten ihn, durch Joh. WALTHER's sachkundiges Urteil unterstützt, in der Tracht dieser Gesteine und Fossilien ein Kennzeichen wüstenhaften ariden Klimas im norddeutschen Pliozän zu sehen. Auf den weiten Inundationsflächen pliozäner Flußnetze sollten diese Gerölle durch kräftige Insolation und längere Trockenzeit ihren merkwürdigen Habitus erhalten haben, nachdem sie dort an Ort und Stelle verkieselt seien.

HUCKE hat diese Silicifikate, die ihn viele Jahre intensiv beschäftigten und von denen er besonders von Finkenheerd b. Frankfurt/Oder umfangreiches Material untersuchen konnte, meisterhaft beschrieben, und in gleicher Weise hat MIELECKE auf die weite Verbreitung ähnlicher Silicifikate südlicher Herkunft in pliozänen Sanden und Kiesen der Lausitz aufmerksam gemacht.

Daß bei der Verzahnung der Kaolinsande mit Torf- bzw. Braunkohlenflözen und der geringen Entfernung zum Meere während der Pliozänzeit Zweifel an der Wüstenatur dieser Sedimente geäußert wurden, zumal Silicifikate von ähnlichem Habitus, wenn auch nur vereinzelt, auch in älteren Tertiärsanden vorkommen und die Lage Norddeutschlands in dieser Zeit echte aride Verhältnisse wie im Trockengürtel oder in den innerasiatischen Wüsten schwer verständlich erscheinen läßt, schmälert HUCKE's Verdienst in keiner Weise. JÖRGENSEN hat 1944 zwar den Wüstencharakter der Silicifikate bestätigt, aber angenommen, daß sie diesen nicht in ihrem Ablagerungsgebiet erhalten haben, und WOLDSTEDT (1958) vermutet, daß die Verkieselung der Kalke schon in ihrem schwedisch-ostbaltischen Ursprungsgebiet wohl bereits im Alttertiär erfolgt sei. Es erscheint geboten, die Diskussion über diese bedeutsame Frage erneut aufzunehmen und die älteren Ergebnisse mit modernen sedimentpetrographischen und geochemischen Methoden zu überprüfen.

Die größten Verdienste um die Geschiebeforschung hat sich HUCKE als Begründer der Gesellschaft für Geschiebeforschung und der gleichnamigen Zeitschrift erworben, die zwei Jahrzehnte (1925—1945) bestanden hat und nur infolge der unglücklichen Teilung Deutschlands ihr Ende fand. Sein Buch über die „Sedimentärgeschiebe“, das viele Liebhaber gefunden und zum Studium der Geschiebe angeregt hatte, hatte den Boden vorbereitet. Auf der Gründungsversammlung in Senftenberg im Herbst 1924 wurde die Gesellschaft als eine freie Vereinigung ohne Satzungen und ohne Vorstand ins Leben gerufen und die Herausgabe der Zeitschrift beschlossen, von der Bd. 1—19 erschienen sind und deren geschlossene Jahrgänge eine heute im Handel hochbegehrte Serie darstellen. HUCKE war Geschäftsführer und Herausgeber in einer Person und hat die nicht geringe Arbeit der Organisation und der Schriftleitung 20 Jahre lang mit großem Idealismus neben seinen dienstlichen Obliegenheiten bewältigt. Mit dem 12. Jahrgang (1936) wurde der Titel in „Gesellschaft“ bzw. „Zeitschrift für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie“ geändert; dies geschah nicht etwa aus dem Grunde, weil nicht genügend geschiebekundliche Themen vorhanden gewesen wären, sondern weil sich der Aufgabenkreis zusehends erweitert hatte und die „Z. f. G.“ auch vorher bereits Arbeiten aufgenommen hatte, die nicht eigentlich geschiebekundlichen Inhalts waren, aber doch zur Geschiebeforschung in enger Beziehung standen. Als quartärgeologische Zeitschrift war sie, obwohl zunächst auf das norddeutsche Flachland und angrenzende Gebiete beschränkt, somit in gewisser Hinsicht ein Vorgänger der Zeitschrift „Eiszeitalter und Gegenwart“, obwohl sich heute die Thematik gegenüber der damaligen Zeit weitgehend verschoben hat.

Niemals hat die Geschiebeforschung eine solche Blütezeit erlebt wie während des Bestehens der Gesellschaft. Gewiß waren die größeren monographischen Darstellungen ein-

zelter Sedimentär-Geschiebearten und ihres Fossilinhaltes etwa durch BOLL, DAMES, GAGEL, HAUPT, JAEKEL, P. G. KRAUSE, STOLLEY, REMÉLÉ, F. RÖMER und andere, wie auch die ersten grundlegenden Arbeiten über kristalline Geschiebe, bereits vorher erschienen, und ihre Autoren gehören alle der älteren Forschergeneration an. Unbestreitbar aber ist, daß nach dieser Pionierzeit die Geschiebekunde durch HUCKE's Initiative eine außerordentliche Vertiefung erfahren hat und viele Probleme erneut in Angriff genommen wurden von einem Personenkreis, der nunmehr auch viele Privatsammler und Amateurgeologen umfaßte, die in vorbildlicher Weise zusammen arbeiteten. Die jährlichen Tagungen der Gesellschaft, die auch von Geschiebeforschern des benachbarten Auslandes besucht wurden und stets mit geschiebekundlichen Exkursionen verbunden waren, und die von HUCKE veranstalteten Geschiebekurse bewirkten einen engen Kontakt und Erfahrungsaustausch der größtenteils sehr aktiven und für ihre Forschungen begeisterten Mitglieder, deren Bestrebungen auch von den geologischen Landesanstalten und Universitätsinstituten vorbildlich gefördert wurden. So begründete v. BUBNOFF 1936 in Greifswald das Archiv für Geschiebeforschung, das eine Verstreuung des wertvollen Materials verhindern und den Privatsammlungen eine gesicherte Bleibe bieten sollte.

Es ergab sich ganz von selbst, daß bei HUCKE alle Fäden zusammenliefen und er im Austausch mit zahlreichen Forschern des In- und Auslandes das einschlägige Schrifttum in seltener Vollständigkeit erhielt und jedem Auskunft darüber geben konnte, was über diese oder jene Geschiebeart bekannt war. Betreffs der kristallinen Geschiebe wurde er dabei u. a. besonders von J. HESEMANN in Berlin und W. BENNHOLD in Fürstenwalde unterstützt. Bald bildete sich ein engerer Kreis heraus, zu dem u. a. W. BENNHOLD, J. HESEMANN, W. MIELECKE, A. MÜLDNER, W. RETTSCHLAG, K. RICHTER, E. VOIGT, Th. TEUMER gehörten. Die wesentlichen Beziehungen, die damals angeknüpft wurden, bestehen auch heute noch trotz der Trennung zwischen Ost und West. Für alle Beteiligten war HUCKE auch jetzt noch der Mittelpunkt geblieben, und bis zuletzt hatte er einen regen wissenschaftlichen Schriftwechsel mit vielen seiner alten Freunde unterhalten.

Mit Kurt HUCKE's Tod hat eine Periode der Geschiebeforschung ihren Abschluß gefunden, der durch seine Übersiedlung nach Plön am Ende des Krieges bereits zwangsweise eingeleitet worden war. Durch den Verlust seiner Sammlung und seiner Bibliothek war es für ihn in Plön zunächst unmöglich, sein lange geplantes Handbuch der Geschiebeforschung in Angriff zu nehmen, wofür er jetzt, vom Schuldienst befreit, endlich die nötige Zeit gehabt hätte. Als ihm sein sehnlicher Wunsch, die Freigabe seiner in Ostberlin aufbewahrten Bibliothek vor einigen Jahren in Erfüllung ging, war es in doppelter Hinsicht zu spät. Nicht nur hatten sich die Beschwerden des Alters eingestellt und sein Gesundheitszustand sich zunehmend verschlechtert, sondern auch sein unermüdlicher Geist hatte sich inzwischen allgemeinen Fragen nach dem Wesen und den Wegen der geologischen und naturwissenschaftlichen Forschung zugewandt, die ihn außerordentlich stark beschäftigten. Berge von Auszügen aus einer kaum übersehbaren, keineswegs nur geologischen Literatur seines Nachlasses lassen erkennen, welch ein groß angelegtes Werk ihm vorschwebte und von dem er selbst kaum hoffen durfte, es je zu vollenden. HUCKE wäre wohl der einzige gewesen, der auf Grund seiner mehr als 50jährigen Erfahrungen und Literaturkenntnisse im Stande gewesen wäre, dieses Werk in einem Guß zu Ende zu führen.

HUCKE hatte den Verf. bereits mehrere Jahre vor seinem Tode mit der dereinstigen Betreuung seines wissenschaftlichen Nachlasses, seiner Bibliothek und einer inzwischen in Plön neu begonnenen kleinen Geschiebesammlung beauftragt. Das alles befindet sich nunmehr im Geologischen Staatsinstitut in Hamburg. Die spezielle Geschiebeliteratur einschließlich derjenigen über das Anstehende wurde dort seinem Wunsche entsprechend als eine von der Institutsbibliothek abgetrennte „Handbücherei Geschiebeforschung“ in greifbarer Nähe der reichhaltigen Geschiebesammlung des Instituts aufgestellt und bietet daher für den Geschiebeforscher eine einzigartige Arbeitsmöglichkeit.

Nach dem oben Gesagten erklärt es sich, weshalb HUCKE nach dem Kriege, von kleineren referierenden oder zusammenfassenden Aufsätzen abgesehen, keine eigentlichen wissenschaftlichen Arbeiten mehr veröffentlicht hat. Eine Ausnahme macht nur der gedankenreiche Aufsatz „Was ist Diagenese“ (1951) aus der Karl-Gripp-Festschrift. Das Lebenswerk von Kurt HUCKE kann nur richtig gewürdigt werden unter Berücksichtigung der Tatsache, daß HUCKE alle diese Arbeiten neben seinen Dienstobliegenheiten im Schuldienst geleistet hat. Allerdings hatte er es bei seinem außerordentlichen Wissen, seiner Belesenheit und bei seinem Gedächtnis, das ihn nie im Stiche ließ, nicht nötig, sich auf seinen Unterricht vorzubereiten.

HUCKE war der geborene Lehrer mit großer pädagogischer Begabung, und nicht nur seine Schüler, die an ihm mit großer Liebe und Verehrung hingen, haben von ihm gelernt, sondern alle, die mit ihm in Berührung kamen. Wissen weiter zu geben, war ihm Lebensbedürfnis, und manche seiner Schüler sind mittelbar oder unmittelbar durch seine Anregung Geologen oder Bergleute geworden wie J. JARKE, F. C. VON HÜLSEN, V. LEINZ und G. UFER. Andererseits hat er selbst von bedeutenden Männern viele Anregungen empfangen, unter denen nur der Foraminiferenforscher SCHACKO, sein ehemaliger Kollege SCHMALZ und die Geologen J. WALTHER, H. BACKLUND, J. WEIGELT und K. GRIPP genannt seien, sofern wir von seinen akademischen Lehrern absehen. Er war eine Persönlichkeit ganz der alten Schule mit tiefgreifender humanistischer und philosophischer Bildung, erfüllt von einem unbändigen Wissensdrang, der ihn bis in seine letzten Tage nicht verlassen hat und von dem die in seiner akkuraten Handschrift geführten zahllosen Exzerpte Zeugnis ablegen. Trotzdem mögen ihn seine Schüler innerhalb des dortigen Lehrerkollegiums zuweilen als Außenseiter in dem altehrwürdigen Joachimsthaler Gymnasium betrachtet haben, „über dem ein Hauch von protestantischer Strenge, philosophischer Akribie und preußisch-monarchischer Haltung“ (briefl. Mittlg. von Dr. G. UFER, Monrovia) lag, zu dem HUCKE's unkonventionelles Wesen nicht immer passen mochte. Als Alumnatsleiter war er im Kreise der Alumnen durch seine zupackende Hilfsbereitschaft und seine ungezwungene, ja oft formlose Art und seine humorvolle Erzählergabe sehr beliebt.

Von seinen zahlreichen Reisen seien folgende genannt: 1901 Bornholm, England, 1906 Spanien, Portugal, Kanarische Inseln, Madeira, Nordafrika, 1909 England, Rußland, Finnland, Schweden, 1911 Gotland, Öland, Schonen, 1926 Internationaler Geologenkongreß in Madrid und Frankreich. Nach dem letzten Kriege hat er Süditalien, Sizilien, Attika, die ägäischen Inseln und Norwegen besucht. Unvergessen ist dem Verf. eine mehrwöchige Exkursion, die er 1924 als Student im 1. Semester mit HUCKE zusammen nach Gotland unternehmen durfte. Er hatte sich auf seinen Reisen eine gründliche Kenntnis des Anstehenden der Geschiebe, das er mehrfach aufgesucht hat, verschafft und eine Vergleichssammlung zugelegt, die ihm bei seinen Studien von großem Nutzen war, und die er nach seinem Weggang aus Lübben ebenso vermissen mußte wie seine Geschiebesammlung und seine Bibliothek.

Die geistige Isolierung, die der Aufenthalt in Plön zunächst mit sich brachte, wurde glücklicherweise durch die dort befindliche hydrobiologische Anstalt der Max-Planck-Gesellschaft, die er regelmäßig besuchte und deren Bibliothek ihm viele Anregungen bot, gemildert. Ein Mitarbeiter der Anstalt, H. UTERMÖHL, hat ihm auch einen Nachruf gewidmet. Die mangelnde Berührung mit Fachgenossen und Gleichgesinnten empfand er trotzdem schmerzlich. Um so glücklicher war er, wenn seine alten Freunde ihn besuchten oder er selbst die geologischen Institute in Kiel oder Hamburg aufsuchen oder an deren Exkursionen teilnehmen konnte. Mit Sorge beobachteten diejenigen, die ihm nahe standen, in den letzten Jahren, daß Alter und Krankheit seine körperliche Leistungsfähigkeit trotz völliger geistiger Frische immer mehr einschränkten und die Hoffnung allmählich schwinden ließen, daß er sein „Handbuch der Geschiebeforschung“ noch vollenden werde.

So wird auch dieses Leben, von dem man sagen darf, daß es ein erfülltes Leben war, dennoch von der Tragik des Nichtvollendeten überschattet.

PS. Für die Übermittlung von Informationen ist der Verfasser Herrn Dr. Karl HUCKE (Plön) sowie seinen ehemaligen Schülern Berghauptmann Dr.-Ing. F. C. VON HÜLSEN (Bad Ems) und Dr. G. UFER (Monrovia) zu besonderem Dank verpflichtet.

Schriftenverzeichnis

1. Wissenschaftliche Originalarbeiten

- HUCKE, K.: Gault in Bartin bei Degow (Hinterpommern). - Z. deutsch. geol. Ges. 56, S. 165-173, T. XXIII, 1904.
- Ein Beitrag zur Phylogenie der Thalamophoren. - Archiv für Protistenkunde 9, S. 33-52, Jena 1907.
 - Geologische Ausflüge in die Mark Brandenburg. - 155 S., 57 Abb., Leipzig 1911 (Verlag Quelle & Meyer).
 - Über altquartäre Ostracoden, insbesondere über die Ergebnisse einer Untersuchung der Ostracodenfauna des Interglazials von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt a. d. O. - Z. deutsch. geol. Ges. 64, S. 333-343, T. VI, 1912.
 - Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. - 195 S., 30 Abb., 37 Tafeln, Leipzig 1917.
 - Über die Tiefbohrungen von Hirschgarten bei Köpenick und Gr.-Lichterfelde bei Berlin. - Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Monatsber. 69, S. 219-232, 1917 (1917 a).
 - Diluvialprobleme. - Güstrow 1921. Neudruck bei Max Weg, Leipzig 1923, S. 5-39, 1 Taf.
 - Geologie von Brandenburg. - 352 S., 1 Tafel, Stuttgart 1922.
 - Über das Alter des Gruskalkes von Zarenthin in der Priegnitz. - Zeitschr. Geol. Ges. 76, S. 265-267, 1924.
 - Die Geschiebeforschung. Rückblick und Ausblick. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 1, S. 1-8, 1925.
 - Über ein nummulitenführendes Tertiärgeschiebe. - Zeitschr. Geschiebeforsch., 1. Bd., S. 113-116, 1925 (1925 a).
 - Paludina diluviana. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 1, S. 145-150, 1925 (1925 b).
 - Über horizontale und vertikale Geschiebeverbreitung. - Z. Geschiebeforsch., 2. Bd., S. 27-44, 1926.
 - Gewinnung und Verwendung von Geschiebeblöcken in alter und neuer Zeit. - Z. Geschiebeforsch., 2. Bd., S. 81-89, 3 Abb., 1926 (1926 a).
 - Über ein großes Granitgeschiebe aus der Blockpackung der uckermärkischen Endmoräne. - Z. Geschiebeforsch., 3. Bd., S. 97-98, 1927.
 - Ein neues Vorkommen von silurischen Geröllen im Jungtertiär. - Z. Geschiebeforsch., 3. Bd., S. 143-146, 1927 (1927 a).
 - Über neue Beobachtungen im norddeutschen Tertiär. - Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Mon.-Ber. 80, S. 201-202, 1928.
 - Zur Verbreitung des Pliozäns in Norddeutschland. - Jahrb. preuß. geol. L.A. 49, S. 413-426, T. 27, 1928 (1928a).
 - Neue Untersuchungen über das Pliozän in Pommern und Brandenburg. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 4, S. 157-183, 1928 (1928 b).
 - Über die Mikrofauna der Septarientonschichten, welche bei der Tiefbohrung am Wasserkwerk Dessau durchsunken wurden. - Ber. d. Naturw. Vereins Dessau, 2. Heft, S. 14-17, Dessau 1929.
 - & VOIGT, E.: Beiträge zur Kenntnis der Fauna des norddeutschen Septarientones. - Z. deutsch. geol. Ges. 81, H. 3/4, S. 159-168, 1929 (1929 a).
 - Über ein großes nummulitenführendes Eozän-Geschiebe von Cöthen (Anhalt). - Z. Geschiebeforsch., 5. Bd., S. 99-102, 1929 (1929 b).
 - Neue Funde: Ergänzung zur Fossilliste der Geschiebe von hellgrauem Chiron-Kalk. - Z. Geschiebeforsch., 6. Bd., S. 180-182, 1930.
 - Das Pliozän im östlichen Norddeutschland und in Polen. - Z. deutsch. geol. Ges. 82, S. 535. Vortr.-Ber., 1930 (1930 a).
 - Goethe und die Geschiebeforschung. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 8, S. 87-95, 1932.
 - Über die Gewinnung von Mikrofossilien aus Geschieben. - Z. Geschiebeforsch., 9. Bd., S. 42-48, 1933.
 - Bemerkungen zu einem Luftbild vom Vatnajökull auf Island. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 10, H. 4, S. 182-185, 1 Abb., 1934.

- Frankfurt an der Oder und die Pflege erdgeschichtlicher Heimatforschung in der Mark. - Z. Geschiebeforsch., Beih., 11. Bd., S. 1-12, 1935.
- Ein geschrammtes Moustérien-Feuersteinartefakt aus den diluvialen Ablagerungen von Fürstenwalde/Spree. - Z. Geschiebeforsch., Frankfurter Beihefte zur Geschiebeforschung., 11. Bd., S. 15-20, 3 Abb., 1935 (1935a).
- Über eine neue Transportart durch Eis. - Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 12, S. 45-51, 2 Abb., 1936.
- Geschiebeforschung und Aufsuchung nutzbarer Lagerstätten. Ein Aufruf. - Z. Geschiebeforsch. Flachlandsgeologie. - Z. Geschiebeforsch. Bd. 13, H. 2, S. 51-59, 1937.
- Die südlichen Geschiebe als neuer Zugang zur deutschen Erdgeschichte. - Z. deutsche geol. Ges. 91, S. 779 (Vortr.-Ber.) 1939.
- Aus den Kindheitstagen der Diluvialgeologie. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 16, S. 30-50, 1940.
- Weitere Vorkommen der Paludinabank im Osten von Berlin. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 17, S. 49-61, 1941.
- Zur Geschichte der Geologie in Norddeutschland. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 18, S. 100-116, 1943.
- Was ist Diagenese? - Schriften naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, Bd. 25, S. 44-49, 1951.
- Einführung in die Geschiebeforschung. - (Nachgelassenes Manuskript aus dem Jahre 1948, erscheint demnächst in Nederlandsche geologische Vereniging.

2. Andere Schriften (Auswahl)

Von K. HUCKES zahlreichen referierenden Schriften, die meist im „Mikrokosmos“ oder im „Naturforscher“ erschienen sind, sind hier hauptsächlich geschiebekundliche Schriften angeführt:

- HUCKE, K.: Konchylometrie. - Naturw. Wochenschr. Neue Folge, Bd. 3, Nr. 64, S. 1009-1012, Jena 1904.
- Ein Naturdenkmal als Denkmal. - Der Naturf., Jahrg. 1924, H. 4, S. 163-164, Berlin-Lichterfelde 1924.
 - Die Geschiebeforschung. - Nachrichtenbl. f. Geologen, Paläontologen und Mineralogen, Jahrg. 2, Nr. 5/6, S. 109-113, 1925.
 - Graf von Saldern — Ahlimbsches Naturschutzgebiet. Endmoränenlandschaft bei Ringenwalde (Kreis Templin). - Z. Geschiebeforsch., 7. Bd., S. 24-25, 1931.
 - Die eiszeitlichen Geschiebe Norddeutschlands als Quelle für die erdgeschichtliche Heimatkunde. - Pädagogische Warte 41, H. 24, S. 1159-1162, 1934.
 - Fünfzehn Jahre „Gesellschaft für Geschiebeforschung“. - Z. Geschiebeforsch., Bd. 15, S. 197-208, 1939.
 - Über Mikrofossilien in norddeutschen Diluvialgeschieben. - Der Aufschluß 5, H. 3, S. 9-10, 1954.
 - Bryozoen und ihre Bedeutung für die Mikropaläontologie. - Ber. naturhist. Ges. 104, S. 47-59, Hannover 1959.
 - „Gotländische Fliesen“. - Die Heimat, H. 4, 1961.
 - Aus den Kindheitstagen der Geschiebeforschung. - Ostholsteinisches Tageblatt. - „Die Lade“ - 1. 2. 1962.

Gedenkschriften:

- ANDERSON, W. F.: Dr. Kurt HUCKE onderscheiden. - Grondboor en Hamer Nr. 2, April 1962, S. 1 Nederlandsche Geologische Verenig.
- UNTERMÖHL, H.: Der Eiszeitforscher Dr. Kurt HUCKE. - Die Lade, heimatkundliche Blätter, Monatsbeilage des Ost-Holsteinischen Tageblattes, Nr. 1 Plön, Januar 1962 (zugleich als Sonderdruck aus dem „Ost-Holsteinischen Tageblatt“ v. 1. 2. 1962).

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. Voigt, Geol. Staatsinstitut, Hamburg 13, Von-Melle-Park 11.

B. Buchbesprechungen

KARL J. NARR: **Kultur, Umwelt und Leiblichkeit des Eiszeitmenschen.** Studien zu ihrem gegenseitigen Verhältnis. - 142 S. mit 9 Abb., 5 Karten und 2 Tabellen. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart 1963. Preis gebd. 26.— DM.

In diesem Buch des bekannten Vorgeschichtlers werden — nach einleitenden Worten über „Kultur, Umwelt, Leiblichkeit“ des prähistorischen Menschen — zunächst Chronologie-Fragen behandelt, wobei darauf hingewiesen wird, daß die Begriffe Alt- und Mittelpleistozän in Europa und Afrika/Asien ganz verschieden gebraucht werden und sich teilweise überdecken. Der Verf. entscheidet sich dann aber für die europäische Auffassung, wogegen sich manches sagen läßt. Besonders eingehend wird dann die letzte Eiszeit behandelt. Dabei unterscheidet der Verf. 2 hochglaziale Maxima, eins bei rund 30 000 und eines bei rund 15 000 v. Chr., dazwischen eine „Mittelglaziale Schwankung“. Diese letztere wird mit Paudorf parallelisiert. Auch hier dürften die Dinge etwas anders liegen.

Es werden dann die Australopithecinen behandelt („Oldowayum“), und es ist erstaunlich, wie wenig Sicheres sich bisher darüber sagen läßt. Das gilt vor allem auch für die Zeit, in die sie zu stellen sind, ob in das Altpleistozän oder gar erst in das Mittelpleistozän (sofern wir das Mittelpleistozän mit dem, der Mindel-Eiszeit entsprechenden Kamasian-Pluvial beginnen wollen). Dieselbe Zeitfrage überschattet das erste Auftreten des Abbevilliums. War es wirklich Günz/Mindel oder doch erst ein großes Mindel-Interstadial, in dem der Mensch die ersten Faustkeile herstellte? Dasselbe gilt für die Feuerbenutzung, die zuerst von Chou-kou-tiem erhalten ist. Im übrigen ist dann das Mittel-Quartär die Zeit der Faustkeil-Industrien.

Sehr gründlich werden dann Kultur und Umwelt des Neandertalers behandelt. Es ist im wesentlichen das erweiterte Mousterium, das die 1. Hälfte der letzten Glazialzeit umfaßt. Hier läßt sich das Bild der Umgebung des Menschen schon viel genauer zeichnen als im mittleren Pleistozän. Das ist in noch stärkerem Maße der Fall bei den Jungpaläolithikern, deren Einsickern (von O her?) um die Mitte der Letzten Eiszeit ausführlich geschildert wird. Wenn auch ein unmittelbares Nebeneinander von Neandertalern und frühen Vertretern des Jungpaläolithikums nicht nachzuweisen ist, so ist doch anzunehmen, daß die Neandertaler in kleine Gruppen aufgespalten lebten und in Randzonen abgedrängt wurden, wo sie ausstarben.

In den nächsten Kapiteln wird dann das Jungpaläolithikum ausführlich geschildert — bis zur Nordausbreitung des Magdaleniums und bis zum Einsickern der Menschheit nach Amerika, das vermutlich in Interstadialen der Letzten Eiszeit stattfand.

Aus den Ausführungen des Verf.'s geht eins mit Sicherheit hervor: wie unsicher doch alles noch ist, vor allem, wenn man in die Zeit vor dem Neandertaler geht. Es ist deshalb eine undankbare Aufgabe, der sich der Verf. unterzieht!

Das Lesen des Buches ist nicht so einfach, vor allem wenn man die vielen Wenns und Abers bedenkt, die der Verf. bei den älteren Schilderungen anwenden muß. Ein Nachteil sind auch die vielen Fußnoten, die der Verf. verwendet. Gewiß lassen sie sich nicht ganz vermeiden — gerade bei einem solchen Buch. Aber in den meisten Fällen ist doch die Zitierung mit Namen und Jahreszahl im Text vorzuziehen, zumal man dadurch nicht den Zusammenhang verliert, der bei der andern Art der Zitierung leicht verloren geht.

Abgesehen davon, ist das Buch ein wertvoller Beitrag zur Vorgeschichte der Menschheit.

Paul Woldstedt.

KLAUS GÜNTHER: **Die altsteinzeitlichen Funde der Balver Höhle.** Mit Beiträgen von B. BAHNSCHULTE und Fl. HELLER. — Bodenaltertümer Westfalens, Bd. VIII, herausgegeben von A. STIEREN und H. BECK, 165 S., 12 Textabb., 12 Tab., 54 Taf., Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung, Münster/Westf. 1964. Preis (kart.) DM 29.—.

Die monographische Bearbeitung des lange bekannten Fundplatzes im nordwestlichen Sauerland stützt sich auf die Ergebnisse der Grabung 1939 und einer Nachuntersuchung im Jahre 1959, die die geochronologische Einordnung der Schichten brachte. Die Bestimmung der fossilen Fauna geschah durch Prof. Dr. HELLER, eine ausführliche Sedimentanalyse — unter Berücksichtigung der neuen Gesichtspunkte von R. LAIS und Elis. SCHMID — durch den Verfasser.

Im stratigraphischen Teil der Untersuchung wird ein älterer Teil der Schichtenfolge über nicht datierbaren Ton-, Kalkschutt- und Lehmschichten, ein 1,50 m mächtiger fest verkitteter Frostbruchschutt, unterschieden, der der Saale- oder Riß-Eiszeit zugeschrieben wird. Er ist im größten Teil der Höhle der Erosion zum Opfer gefallen, und zwar anscheinend in der Eiszeit. Aus dem Ende dieser Zeit sind zwei Horizonte von braunem, steinarmen Lehm vorhanden, in denen die ersten paläolithischen Artefakte auftreten (Kulturhorizont I).

Mit deutlicher Schichtgrenze folgt dann ein Sedimentkomplex, der die Masse der mittelpaläolithischen Funde enthielt (Kulturhorizonte II-IV) und der dem Altwürm-*Stadial* angehört. Er erreicht in der Balver Höhe 4 m und stellt damit einen der besten Aufschlüsse dieses Zeitabschnittes aus deutschen Höhlen dar. Er wird von einer 1,75 m dicken Frostschuttpackung überlagert, die keine Artefakte enthält, über der wiederum Schichten etwas wärmeren Klimas folgen.

Die obere Hälfte des Gesamtprofils, die mehrere jungpaläolithische Kulturschichten enthielt, war bei den letzten Ausgrabungen nicht mehr zugänglich und konnte nur in großen Zügen rekonstruiert werden.

Mit rund 700 Geräten, 2000 Abschlägen und 6400 Abfallstücken — abgesehen von rund 1500 unhorizontierten Steinwerkzeugen und rund 30 000 Stücken zugehörigen Werkabfällen — ist die Balver Höhle eine der größten mittelpaläolithischen Stationen Zentraleuropas. Nach einem nur verhältnismäßig schwachen Spätacheuléen ist es hauptsächlich ein Micoquien, das in der Balver Höhle eine deutliche Entwicklung erkennen läßt. Es wird ganz zum Schluß abgelöst durch ein Spätmousterien.

Das Jungpaläolithikum ist nur aus Lesebefunden bekannt, die sich in typisches Aurignacien, Gravettian und Spät-Magdalénien gliedern lassen.

Von der Fülle der Formen geben die 46 Tafeln ein gutes Bild, wobei vor allem das Mittelpaläolithikum berücksichtigt wird. Ein ausführliches Literatur-Verzeichnis beschließt das in seiner klaren Diktion vorzügliche Werk. Nur eins beeinträchtigt das Lesen des Textes: die vielen Fußnoten, die sich leicht hätten vermeiden lassen, da es sich meist nur um Literatur-Zitate handelt. Der Preis ist mit DM 29.— erstaunlich billig. Paul Woldstedt.

VOJEN LOŽEK: **Quartärmollusken der Tschechoslowakei.** Mit 32 fotogr. Taf., 91 Textabb., IV Beilagen, 11 Tabellen, 374 S. - Rozprawy Ústředního ústavu geolog., Sv. 31 im Verlag der Tschechoslowakischen Akad. Wiss. Praha 1964 (in Kommission: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl. Stuttgart). Preis brosch. DM 44.—.

Zum VII. INQUA-Kongreß 1965 hat die Geol. Zentralanstalt der ČSSR diese stattliche Monographie (in deutscher Sprache) als Ersatz für das inzwischen überholte Werk (in tschechischer Sprache) des gleichen Verf. von 1955 herausgegeben. Im allgemeinen Teil (S. 15-148) behandelt der Verf. die Bedeutung der Quartärmollusken für die Quartärgeologie, die Geschichte ihrer Erforschung in der ČSSR mit einer topogr. Übersicht der Fundstellen (S. 25-36, hierzu die Kartenbeilage IV) und ihre Auswertung (S. 37-56) für die Paläoklimatologie auf Grund der heutigen Verbreitung und Ökologie, so daß bei genügender Artenzahl ein Molluskenspektrum der Schicht (Abb. 1) und für derartige Schichtenfolgen sogar Molluskendiagramme (Beil. I) aufgestellt werden können. Im Zusammenhang hiermit geht Verf. eingehend auf die Quartärstratigraphie Mitteleuropas (im Wesentlichen im Sinne von P. WOLDSTEDT 1962) und speziell der ČSSR ein (S. 57-81, Beil. II und III, Tab. 2-4), auf das Auftreten der Mollusken in den verschiedenen Quartärablagerungen (S. 82-134), auf die Entwicklung der heutigen mitteleuropäischen Molluskenfauna im Quartär mit einer chronologischen Übersicht der quartären Molluskenfaunen der ČSSR (S. 136-148).

Der systematische Teil (S. 149-333) ist ein paläontologisch aufgefaßtes Bestimmungsbuch mit Bestimmungsschlüsseln der in Frage kommenden Klassen, Familien, Gattungen und Arten, unterstützt durch zahlreiche Textabb. und die ausgezeichneten photographischen Tafeln; die Arten werden kurz beschrieben und ihre heutige Gesamtverbreitung und ihre Verbreitung in der ČSSR nebst Ökologie und den wichtigsten fossilen Vorkommen angegeben. Den Abschluß bilden das umfangreiche Schriften-Verzeichnis (S. 334-361, darunter 115 Arbeiten des Verf.!) und die Register der lateinischen Namen, der Autoren und Fundorte (S. 362-374).

Begreiflicherweise ist in allen Pleistozän-Gliederungen manches immer noch problematisch. Das gilt vor allem für das vielfach (auch vom Verf.) angenommene Treene-Ohe-Odincovo-Interglazial das die vorletzte Eiszeit in zwei selbständige Eiszeiten aufteilt, sich aber wahrscheinlich doch als Teil des vorletzten Interglazials (Elster/Saale, Mindel/Riß) herausstellen wird. Wie üblich legt Verf. (Beil. II) seiner Mittel- und Jungpleistozän-Gliederung die erfahrungsgemäß tückische Lös-Stratigraphie zu Grunde. Verf. verlegt den früher ins mittelwürmzeitliche „Götweiger“ Interstadial gestellten Beginn des Aurignacien in den frühwürmzeitlichen Bodenkomplex (PK) II, der spätestens um 56 000 B.P. (unmittelbar vor dem Mousterien de tradition acheuléenne von Lebenstedt bei Braunschweig) vollendet war. Das älteste Aurignacien ist aber in Europa nach zahlreichen C¹⁴-Messungen von Holzkohle-Proben dieser Kultur nicht älter als 34 000 B.P. Da stimmt doch etwas nicht! — Diese hervorragend ausgestattete Monographie, die ein riesiges Material aus dem ganzen Quartär der ČSSR in mühsamer sorgfältigster Arbeit ausgewertet hat, zeigt eindringlich, welchen Nutzen die Quartärgeologie aus der Malakologie ziehen kann. Die beste Anerkennung für die bewundernswürdige Leistung des Verf. würde die ausgiebige Anwendung der Malakologie mit Hilfe dieser Monographie bei allen in Betracht kommenden quartärgeologischen Untersuchungen auch in anderen Ländern sein. H. Gross.

KICK, W.: **Der Chogo-Lungma-Gletscher im Karakorum**. II. - Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol., 5, 1, 1-59, 3 Karten, 13 Abb., Innsbruck 1964. Preis 144.- öst. Schill.

Nach langer Pause erscheint wieder ein Heft der bekannten Zeitschrift; es enthält ausschließlich den 2. Teil der an Tatsachen reichen Arbeit von W. KICK (der 1. Teil erschien 1956). Der Chogo-Lungma-Gletscher ist einer der großen Gletscher des Karakorum (Länge 45 km); er wurde auf der deutschen Himalaja-Expedition 1954 von KICK photogrammetrisch aufgenommen (die 3 Karten stellen den Gletscher bzw. Teilschnitte im Maßstab 1 : 100 000 bzw. 1 : 25 000 und 1 : 12 500 dar). Er gehört zu den firnfeldlosen Talgletschern, und der Verf. erörtert genauer die Beziehungen zu KLEBELSBERG's „Turkestanischem Typ“ und andern Einteilungsversuchen. Die Schneegrenze liegt infolge günstiger Niederschlagsverhältnisse bei fast 4700 m, d. h. niedriger als weiter im N und E. Achsiale Strömungsgeschwindigkeit im Oktober 1954: 37 cm/Tag, Ablation 3-6 cm/Tag. 17 Seitentäler enthalten noch heute Gletscher, von denen 1954 noch 9 den Hauptgletscher ernährten. Die schuttbedeckte Zunge endet bei 2750 m NN; unmittelbar schließt sich das besiedelte Gebiet mit dem Ort Arandu an. Da Arandu schon viele Jahrhunderte alt ist, kann der Gletscher in dieser Zeit niemals wesentlich weitergereicht haben als heute. Wahrscheinlich lag das Gletscherende 1810 etwa 2 km oberhalb von Arandu, 1913 nur 110 m (1954: 200 m). M. Schwarzbach.

WOLDSTEDT, P.: **Das Eiszeitalter**. 2. Aufl. **Grundlinien einer Geologie des Quartärs**. 3. Bd.: **Afrika, Asien, Australien und Amerika im Eiszeitalter**. 328 S., 97 Abb., 18 Tabellen. Stuttgart (F. Enke) 1965. Preis gebd. DM 63.—

Mit diesem Band liegt die 2. Aufl. der WOLDSTEDT'schen Geologie des Quartärs nunmehr vollständig vor. Der Band ist (wie Bd. 2) der regionalen Beschreibung gewidmet; er behandelt in 12 Kapiteln Nord- und Ostafrika, Südafrika, Nord- und Zentralasien, Ostasien, Südasien, Australien und Neuguinea, Neuseeland und die Pazifischen Inseln, Nordamerika (getrennt nach zentralem Vergletscherungsgebiet, dessen Umrandung, Cordillerengebiet), Mittelamerika, Südamerika. Ein weiteres Kapitel bringt Nachträge und Ergänzungen zum Quartär Islands, der Antarktis und der Tiefsee.

Nach dem 2. Weltkrieg sind von 5 hervorragenden Forschern zusammenfassende „Eiszeitgeologien“ geschrieben worden. Besonders bei der regionalen Darstellung, die wir hier zu besprechen haben, steht WOLDSTEDT's Buch unbestritten an der Spitze, was Fülle der Einzel Tatsachen und gleichzeitig deren sorgfältige, kritische, wohl abgewogene Darbietung angeht. Obgleich einzelne Standardprofile erfreulich detailliert beschrieben sind, verliert man doch nie den großen Überblick. Man merkt auch diesem Buch an, welch ein erfahrener Quartärgeologe hier schreibt. Die Reisen, die den Verfasser im Laufe seines Lebens in viele der wichtigsten Quartärgebiete in Europa, Amerika, Afrika, Australien und Neuseeland führten, kommen der Darstellung natürlich außerordentlich zugute.

Auf die regionalen Beschreibungen folgen als Abschluß des Gesamtwerkes im Kap. 14 (S. 279-292) einige allgemeine Betrachtungen. Dieses Kapitel finde ich ein wenig zu allgemein. WOLDSTEDT betont hier noch einmal die zum Teil schon früher von ihm eingehender begründete Auffassung, daß sich die Vereisungen auf der Nord- und Südhalbkugel gleichzeitig ereigneten, daß die Pluviale nur zum Teil kaltzeitlichen Alters sind, daß die interglazialen marinen Strände weitgehend durch Heraushebung der Festländer bedingt sind und das antarktische Inlandeis schon vor dem Quartär aufgebaut wurde (vgl. „E. u. G.“ 16, S. 31-36). Der Verfasser schließt mit einigen Bemerkungen über die Grenze von Tier und Mensch und die zukünftige positive Entwicklung der Menschheit, „an der man vielleicht manchmal verzweifeln mag, die aber doch als unverrückbare Hoffnung vor uns steht.“ M. Schwarzbach.

C. Tagungen

Die 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg vom 8.—12. Oktober 1964

Von J.-P. GROETZNER, Hannover

Der derzeitige 1. Vorsitzende der Deuqua, Prof. K. RICHTER, Hannover, eröffnete am Abend des 8. Oktober in der Aula des Johanneums, Haagestraße, die 12. Jahrestagung der Deuqua und begrüßte die ca. 150 auswärtigen in- und ausländischen Tagungsteilnehmer ebenso wie die Freunde und Mitglieder des Naturwissenschaftlichen Vereins für das Fürstentum Lüneburg und des Museumsvereins für das Fürstentum Lüneburg. Prof. K. RICHTERS Dank für Unterstützung bei den Tagungsvorbereitungen galt außer den oben erwähnten Vereinen besonders der Stadtverwaltung Lüneburg, die ihren geologischen Mitarbeiter, Herrn R. SCHMIDKE, für die Dauer der Tagung zur Hilfe und Beratung freigestellt hatte.

Nach Willkommensgrüßen durch den Oberbürgermeister der Stadt, Dipl.-Ing. E. DRENCKHAN, den Vertreter des Museumsvereins, Mus.-Dir. Dr. G. KÖRNER, und den Vertreter des Naturwissenschaftlichen Vereins, Prof. Dr. M. WOCKE, begann die Tagung mit einem öffentlichen Vortrag von Prof. K. RICHTER: „Die Entwicklung des Lüneburger Salzstocks im Quartär“ (Mitt. Geol. Inst. T. H. Hannover, 3, im Druck).

1. Fachvorträge

P. WOLDSTEDT (Bonn): **Die hochliegenden interglazialen Meeresstrände und der Aufbau des antarktischen Inlandeises.** (Vgl. diesen Band, S. 31—36.)

W. PAAS (Krefeld): **Die Warthe-Vereisung im rheinischen Löß.** Als Grundlage für die Gliederung des rheinischen Lösses können die saale-eiszeitliche Untere Mittelterrasse und der Eem-Boden angesehen werden. Der Eem-Boden läßt sich als jüngste, fossile, mit der rezenten Parabraunerde vergleichbare Bodenbildung charakterisieren. Die Untere Mittelterrasse ist vielfach durch eine kräftige Bodenbildung der Drenthe/Warthe-Warmzeit, einen braunlehmartigen, gelblich-roten Interglazial-Boden, intensiv erwittert. Warthe-Löß liegt dann mit Sicherheit vor, wenn der Eem-Boden und die Untere Mittelterrasse vorhanden sind. Diese Bedingungen sind in dem Ziegelei-Aufschluß von Koblenz-Metternich erfüllt.

Der Warthe-Löß läßt sich durch eine Bodenbildung — eine Parabraunerde — in zwei Abteilungen gliedern. Diese Parabraunerde erreicht jedoch nicht die Mächtigkeit und den Grad der Verlehmung und Tondurchschlammung des Eem-Bodens. Im Niederrhein-Gebiet ist der Boden stets schwach erodiert und durch schwache Solifluktion überprägt; jedoch weisen ihn Tonhäutchen eindeutig als Parabraunerde aus.

So wurde die Ablagerung des Warthe-Lösses durch eine kräftige Wärmeschwankung unterbrochen, die zur Bildung einer Parabraunerde führte. Die Erwärmung war wegen der relativ geringen Entwicklungstiefe des Bodens schwächer als die der Eem-Warmzeit und des Postglazials. Auf Grund der typologischen Ausbildung dieses Bodens ist jedoch anzunehmen, daß annähernd feuchtgemäßigte Klimabedingungen geherrscht haben.

In der Diskussion wies R. RUSKE darauf hin, daß in Thüringen noch keine Verwitterungserscheinungen auf der saale-zeitlichen Hauptterrasse beobachtet worden sind.

R. RUSKE (Halle): **Zur Gliederung der Holstein-Warmzeit und der Saale-Eiszeit im nördlichen Harzvorland.** (Vgl. diesen Band, S. 88—96.)

K. ERD (Berlin): **Pollenanalytische Gliederung des mittelpleistozänen Richtprofils Pritzwalk/Prignitz.** In der Kartierungsbohrung Pritzwalk konnten zwei interglaziale festgestellte werden, von denen das ältere, dessen Vegetationsentwicklung vollständig rekonstruiert wurde, in das Holstein-Interglazial einzustufen ist. Das jüngere Interglazial, von dem nur der untere Teil erfaßt wurde, ist in der Literatur bisher noch nicht beschrieben worden und stellt demzufolge eine neue stratigraphische Einheit dar (Dömnitz-Interglazial nach СЕРЕК und ERD).

Zwischen der Holstein- und der Dömnitz-Warmzeit ist eine deutliche Kaltzeit (subarktische bis arktische Phase im Pollendiagramm) nachzuweisen. Der bekannte Abschnitt der Vegetationsentwicklung der Dömnitz-Warmzeit unterscheidet sich deutlich von derjenigen der Holstein- und Eem-Warmzeit. Das Dömnitz-Interglazial enthält ebenso wie das Holstein-Interglazial sehr viele Reste von *Azolla filiculoides*, so daß dieser Schwimmfarn nicht nur, wie bisher angenommen wurde, im Holstein-Interglazial und älteren Warmzeiten auftritt. Im Holstein-Interglazial, in

dem während des Klimaoptimums brackische Bedingungen herrschten, treten Pollenkörner von *Celtis* auf. *Celtis*-Pollenkörner wurden bisher im Holstein-Interglazial nicht nachgewiesen; sie sind als Tertiärrelikte von wichtiger stratigraphischer Bedeutung.

F. R. AVERDIEK (Kiel): **Die Vegetationsentwicklung der Frühweichselinterstadiale von Odderade.** Die palynologische Bearbeitung der Bohrkerne aus den pleistozänen Torfen ermöglichte in Verbindung mit der geologischen Kartierung die stratigraphische Einstufung der fossilen Böden von Odderade in Schleswig-Holstein. Darüber hinaus konnten neue Erkenntnisse über die frühweichselinterstadiale Vegetationsentwicklung gewonnen werden. Ein lückenloses Profil vom Eem-Interglazial bis in das Broerup-Interstadial zeigt, daß das Untersuchungsgebiet in der Zwischenzeit nicht baumlos war wie Jütland, aber auch keine wärmebedürftigen Arten beherbergte wie beispielsweise Holland und Südosteuropa. Das Broerup-Interstadial ist durch die Anwesenheit von *Picea omorikoides* WEBER ausgezeichnet und zeigt den für das nördliche Mitteleuropa typischen Vegetationsverlauf. Sandunterbrechungen und Anzeichen für Waldlosigkeit lassen ein kälteres Stadial nach dem Broerup-Interstadial vermuten. Es folgt dann mit einer Wiederbewaldung, ähnlich wie im Broerup-Interstadial, ein weiteres, bisher noch nicht beschriebenes Interstadial, das nach der Typuslokalität den Namen Odderade-Interstadial erhalten sollte.

R. HALLIK (Hamburg): **Das Interglazial „Typ Bederkesa“.** (Erscheint voraussichtlich im nächsten Band.)

K.-D. MEYER, Hannover: **Das Pleistozän im Gebiet von Lauenburg/Elbe.** (Vgl. diesen Band, S. 47—60.)

J. H. BENZLER (Hannover): **Über Aufbau und Altersgliederung des Holozäns der Lüneburger Elbmarsch.** (Vgl. diesen Band, S. 113—115.)

B. P. HAGEMAN (Haarlem): **Kartographische Darstellung der holozänen Flußablagerungen in den Niederlanden.**

K. BRUNNACKER (Köln): **Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie.** (Vgl. Bd. 15, S. 224—228.)

H. E. STREMMER (Kiel): **Pleistozängliederung nach fossilen Böden in Nordamerika und Norddeutschland.**

H. ROHDENBURG (Göttingen): **Ein Beitrag zur Gliederung des Jung-Pleistozäns: Paläoböden und Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen.**

A. DÜCKER u. P. HUMMEL (Kiel): **Absätze und Bodenbildungen des Eems und weichselzeitlicher Interstadiale in Odderade (Dithmarschen).** (Vorgetragen von P. HUMMEL.) Bei Odderade (Dithmarschen) wurden in einer Sandgrube vier fossile Bodenbildungshorizonte festgestellt. Zwei Bodenbildungshorizonte lassen sich hangab in Torflagen verfolgen. Pollenanalytische Untersuchungen haben ergeben, daß die beiden Böden in wärmeren Phasen der Frühweichselzeit entstanden sind. Während die Bodenbildung Odderade III dem Broerup zugeordnet werden konnte, wurde der Boden Odderade IV in einem Interstadial gebildet, das bislang in Nordwestdeutschland pollenanalytisch noch nicht bekannt ist.

K. DUPHORN, H.-O. GRAHLE und H. SCHNEIDER (Hannover): **Bericht über die Internationale Quartär-Karte von Europa.** (Vorgetragen von K. DUPHORN.) Die Internationale Quartär-Karte von Europa 1 : 2 500 000 wird auf Beschluß der INQUA in Zusammenarbeit mit der für diese Aufgabe gebildeten INQUA-Kommission von der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, bearbeitet und herausgegeben. Präsident der Kommission ist Prof. P. WOLDSTEDT, Bonn. Die geologische Bearbeitung der Meeresgebiete erfolgt im Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg, durch Herrn J. JARKE.

Kartengrundlage und Blattschnitt entsprechen der Geotektonischen Karte von Europa. Auch andere internationale Karten werden künftig in gleichem Maßstab und Blattschnitt erscheinen. Das Kartenwerk gliedert sich in 15 Blätter und 1 Legendenblatt, die einzeln nach dem Stand der Bearbeitung gedruckt werden.

Blatt 1: Der Entwurf für Island wurde von Herrn KJARTANSSON, Reykjavik, überarbeitet. Die Herren HANSEN und WEIDICK, Kopenhagen, haben einen neuen Entwurf von Ostgrönland gefertigt, auf dem auch lokale Vorkommen von wichtigen marinen Ablagerungen auf Strandterrassen eingetragen sind. Da die Darstellung der Meeresbodenablagerungen ebenfalls vorliegt, wird das Blatt 1 in Kürze zur Herstellung des Farbandrucks gegeben werden.

Blatt 2 enthält Anteile von Norwegen, Schweden und Dänemark und wurde unter Mitarbeit der Herren B. ANDERSEN und HOLMSEN, Oslo, J. LUNDQUIST, Stockholm, sowie S. HANSEN, Kopenhagen, zusammengestellt. Die Arbeiten sind so weit fortgeschritten, daß es bei der Kommissionssitzung Ende Oktober 1964 in Rom im ersten Andruck vorgelegt werden konnte.

Blatt 3: Bei der Redaktion liegt eine Quartärkarte aus dem Finnlandatlas vor. Im nächsten Jahr soll mit Herrn HYPÄ, Helsinki, Verbindung aufgenommen und angefragt werden, ob

die finnischen Quartärgeologen Änderungen, Ergänzungen und Korrekturen wünschen. Ebenso ist Kartenmaterial über Norwegen und Schweden vorhanden. Die sowjetischen Kollegen KRASNOW und GANESCHIN haben bei der letzten Kommissionssitzung 1963 in Budapest zugesagt, die Entwürfe für ihr Territorium an die Redaktion nach Hannover zu schicken.

Blatt 5: Die Darstellung der Meeresbodenablagerungen ist bis auf einen geringfügigen Teil vor der englischen SW-Küste fertig. Ein von Herrn CLAYTON, London, angefertigter Entwurf des Quartärs in Westengland liegt bei der Redaktion vor. Der Entwurf des Irlandanteils wird z. Zt. von den Herrn FARRINGTON und SYNGE, Dublin, korrigiert und ergänzt.

Blatt 6: Die Korrekturarbeiten am ersten Andruck sind nach den vorliegenden Unterlagen bis auf die polnischen und nordostdeutschen Anteile abgeschlossen, so daß im kommenden Jahre mit dem zweiten Andruck begonnen werden kann. Verbindung zu den nordischen Sachbearbeitern (vgl. Bl. 2) und nach Warschau (vgl. Bl. 7) besteht; der niederländische Anteil wird von den Herren ZONNEVELD, Utrecht, und VAN DER HEIDE, Haarlem, betreut.

Blatt 7: Unterlagen über Finnland liegen vor (s. Bl. 3). Die Bearbeitung des sowjetischen Anteils erfolgt durch die Herren KRASNOW und GANESCHIN, Leningrad (s. Bl. 3). Nordostpolen wird durch Herrn RÜHLE, Warschau, bearbeitet werden.

Blatt 9: Die Darstellung der Meeresbodenablagerungen ist für den nördlichen Teil vorhanden. Der französische Anteil liegt bis auf die Eintragung der quartärgeologisch wichtigen Lokalitäten vor (vgl. auch Bl. 10). Die Entwürfe für Spanien und Portugal sind angefordert.

Blatt 10: Für das Blatt 10 fehlen noch Unterlagen von einigen Ländersachbearbeitern. Der belgische Anteil wird nach Zusage von Herrn GULINCK, Brüssel, in Kürze abgeschlossen. Es fehlen dann noch die Anteile von Albanien, Jugoslawien und Österreich.

Der Entwurf für Frankreich ist nach den Unterlagen von Mme. BASSE DE MÉNORVAL, Paris, in der Redaktion überarbeitet und von Herrn TRICART, Strasbourg, ergänzt worden. Unterlagen für Deutschland, Schweiz, Italien, Polen, die Tschechoslowakei und Ungarn liegen ganz oder z. T. vor. Für Italien werden die Herren SELLI, Bologna, und MALATESTA, Rom, für die Tschechoslowakei Herr ZEBERA, Prag, und für Ungarn die Herren RÓNAI und PÉCSI, Budapest, mitarbeiten.

Weitere Entwürfe sind von Rumänien, Bearbeiter Herr LITEANU, Bukarest, und von Marokko, Bearbeiter Herr CHOUBERT, Rabat, eingegangen. Zunächst werden jedoch die Blätter 1, 2, 5 und 6 vordringlich bearbeitet. Sie sollen bis zum INQUA-Kongreß 1965 in Denver, USA, gedruckt werden oder im zweiten Andruck vorliegen.

H. WOSZIDLO (Hamburg): Foraminiferen und Ostrakoden aus dem marinen Elster/Saale-Interglazial in Schleswig-Holstein. Ausgehend von der Arbeit GRAHLES (1936) wurde versucht, die von ihm an Hand von Mollusken herausgearbeitete Klimaentwicklung der Holstein-See durch Untersuchungen an Foraminiferen und Ostrakoden zu unterstützen. Dazu wurden Probenserien und Einzelproben vor allem aus Aufschlüssen in Westholstein mikrofaunistisch untersucht. Trotz der überall vorhandenen eisbedingten Störungen war an einigen Lokalitäten die Rekonstruktion der ursprünglichen Ablagerungsfolge möglich. Dadurch konnten die in den Tongruben Muldsberg, Albersdorf und Esbjerg entnommenen Proben in ihrer Aufeinanderfolge vom Liegenden zum Hangenden geordnet werden. Die Bestimmung der in diesen Proben gefundenen Ostrakoden und Foraminiferen ergab, daß alle als autochthon betrachteten Formen rezenten Arten angehören. Die quantitative Auswertung der elf häufigsten Foraminiferen-Arten zeigte eine vom Liegenden zum Hangenden gerichtete verlaufende Änderung in Häufigkeit und Auftreten dieser Arten. Dabei sind zunächst Formen bestimmend, die rezent vor allem in tieferen subarktischen Gewässern leben. Sie werden zum Hangenden hin abgelöst durch Bewohner der borealen Flachwasserbereiche. Die ökologischen Daten der aufgefundenen Ostrakoden unterstützen diese Aussage. In das so gefundene Schema, das den Anschauungen GRAHLES entspricht, konnten Einzelproben aus faziell ähnlichen Sedimenten anderer Lokalitäten eingeordnet werden.

K. D. ADAM (Ludwigsburg): Die Groß-Gliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa.

M. W. TER WEE (Oosterwolde; vorgetragen durch S. JELGERSMA, Haarlem): Die morphologische und pollenanalytische Datierung innerhalb der Saale-Eiszeit in den Niederlanden. Innerhalb der Saale-Eiszeit können in den Niederlanden fünf Vergletscherungsphasen unterschieden werden. Die Stauchmoränen findet man morphologisch gut erkennbar wieder und zwar in der Reihenfolge Alt - Jung von Süden nach Norden. Bemerkenswert ist, daß keine der Stauchmoränen nachweislich wieder überfahren worden ist, was darauf hinweist, daß damals das Inlandeis sich in das Deltagebiet der Flüsse Rhein und Maas als Folge von Klima und Nahrung ungestört ausbreiten konnte.

Zwischen den verschiedenen Grundmoränen dieser Vergletscherungsphasen sind bisher noch keine interstadialen Sedimente gefunden worden. Meist liegen die Grundmoränen unmittelbar

übereinander; bisweilen aber findet man eine dünne Schicht fluvioglazialen Materials zwischen zwei Grundmoränen.

Das Vorkommen einer gegebenenfalls jüngeren und nördlicheren Stauchmoräne außerhalb der Niederlande, wie die Warthe-Stauchmoräne, paßt gut in das niederländische Schema der Saale-Eiszeit.

Pollenanalytische Untersuchungen im saale-eiszeitlichen, vermutlich dem Rehburger Stadium zugehörigen Zungenbecken von Amsterdam, wo man eine lückenlose Abfolge der späteren Saale-Zeit (Bändertone und Beckentone) bis weit in die Eem-Zeit hinein hat beobachten können, haben nachgewiesen, daß es zwischen dem Zeitpunkt der Inlandeisschmelze und dem Anfang des Eem-Interglazials keine vegetationsgeschichtlich charakteristischen interstadialen Phasen gegeben hat.

Eine wärmere Zeit zwischen der Saale-Eiszeit und der Warthe-Vergletscherung ist in den Niederlanden also nicht nachgewiesen. Die Lösung des Warthe-Problems wäre unserer Meinung nach nur zu finden durch Untersuchungen im Raume der Warthe-Stauchmoränen.

A. G. CEPEK (Berlin): **Zur Gliederung des Mittel-Pleistozäns im norddeutschen Flachland.** Von den in den letzten Jahren intensiv palynologisch (K. ERD) und geschiebestatistisch (A. G. CEPEK) untersuchten Quartärprofilen im Berliner und mittelbrandenburgischen Raum ausgehend, wurden zunächst bis 200 m mächtige Quartärprofile von Pritzwalk/Prignitz behandelt. Das letzte (weichselzeitliche) Inlandeis hat mindestens 15 km nordöstlich Pritzwalk seine Verbreitungsgrenze gefunden. In den Bohrungen lagert unter dem „saale-glazialen“ Komplex mit den drei geschiebestatistisch abgegrenzten Grundmoränen S1, S2 und S3 (CEPEK 1962) eine ca. 70 m mächtige Interglazialfolge. Die untere warmzeitliche Serie entspricht nach der Pollenanalyse der Holstein-Warmzeit; neben der vorherrschenden limnischen Entwicklung macht sich im Klimaoptimum eine marine Ingression bemerkbar. Nach einer ausgeprägten subarktischen Phase, in der ca. 32 m Feinsande und Schluffe abgelagert wurden, folgt eine obere limnische Serie von interglazialen Charakter (vgl. das Autorreferat von K. ERD), aus der wir nach dem durch Pritzwalk fließenden Flüßchen die Dömnitz-Warmzeit ableiten (CEPEK u. ERD). Die subarktische Klimaphase unter der Dömnitz-Warmzeit ist der von W. KNOTZ (1964) an den Saale- und Muldeterassen aufgestellten Fuhne-Kälteschwankung (2. Mittelterasse = Edderitzer Saale-Mulde-Lauf) gleichzusetzen.

Weitere Grundmoränenkorrelationen durch geschiebestatistische Untersuchungen an Kartierungsbohrungen von Brandenburg durch Mecklenburg bis an die Ostseeküste machen eine Einstufung der marinen Interglaziale von Arkona und Zinnowitz in eine Warmzeit zwischen den „saale-glazialen“ Grundmoränen S2 und S3 wahrscheinlich (Rügen-Warmzeit). So wären auch die bisherigen Widersprüche zwischen paläozoologischen Deutungen und den (noch nicht abgeschlossenen) paläobotanischen Untersuchungen für das Interglazial von Arkona zu erklären.

In einer Tabelle wurden einige nordwest- und nordostdeutsche Gliederungsversuche des mittleren Pleistozäns gegenübergestellt. Eine Parallelisierung der Rügen-Warmzeit mit dem Gerdau-Interstadial bzw. -Interglazial (G. LÜTTIG 1958) oder der Treene-Wärmeschwankung (K. PICARD 1962) ist zur Zeit nicht möglich, da von den drei Vorkommen noch keine vollständigen Pollendiagramme vorliegen und die geschiebekundliche Charakterisierung der die treene-zeitlichen Bildungen begleitenden Grundmoränen noch aussteht. In unserem Gebiet wird zudem an der Abgrenzung einer Warmzeit zwischen den Grundmoränen S1 und S2 gearbeitet (vgl. auch den Rudelsburger Bodenkomplex, RUSKE u. WÜNSCHE 1964).

Die stratigraphische Tabelle wird hier in gekürzter Form vorgelegt; weiterhin sind die während der 12. DEUQUA-Tagung gesammelten Erfahrungen des Autors insofern berücksichtigt, als der Lamstedter Vorstoß nicht mehr als selbständiges Stadium aufgeführt wird.

Tabelle zur Gliederung des Mittel-Pleistozäns

Allgemeines stratigraphisches Schema	Nordwestdeutschland	Nordostdeutschland
Saale-Kaltzeit („Riß“)	?	Grundmoräne S3
	?	Rügen-Warmzeit
	Warthe-Stadium	Grundmoräne S2
	Gerdau (?), Treene (?)	?Rudelsburger BK
	Drenthe-Stadium	Grundmoräne S1
Holstein-Warmzeit („Mindel/Riß“)	} Holstein-Warmzeit	Dömnitz-Warmzeit
		Fuhne-Kaltzeit
		Holstein-Warmzeit

E. PYRITZ (Osnabrück): **Verbreitung und Genese der niedersächsischen Binnendünen.**

H. SCHROEDER-LANZ (Hamburg): **Die Phasen der Reliefentwicklung in der nordwestlichen Lüneburger Heide unter besonderer Berücksichtigung des Este-Tals.**

J. HAGEDORN (Göttingen): **Die Umgestaltung des glazialen Reliefs der norddeutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Ulzener Beckens.** (Vgl. diesen Band, S. 173—177.)

G. LÜTTIG (Hannover): **Möglichkeiten der Endmoränenverknüpfung im Raume zwischen Aller und Elbe.** (Erscheint voraussichtlich im nächsten Band.)

K. GENIESER (Hannover): **Die einheimisch-südlichen Kiese im Gebirgsvorland nördlich von Hannover.** Bei der Spezialekartierung des Meßtischblattes Otternhagen sollten u. a. Geröllzusammensetzung, Herkunft und Alter der in den Brelinger Bergen und an der Lindenburg bei Scharrel eingeschuppten einheimisch-südlichen Kiese festgestellt werden.

Geröllzählungen allein führten bei der weitgehenden Gleichartigkeit der Gesteine in den Einzugsgebieten der Weser, Leine, Saale, Mulde und Elbe nicht zum Ziele. Kombiniert mit der Leitgeröllmethode, mit Zurundungsmessungen, Korngrößen- und Schwermineralanalysen gelang es indessen, Hinweise auf die Herkunft, die Genese und das Alter der einheimisch-südlichen Kiese zu gewinnen.

Es konnten zwei verschieden alte Schotterkörper nachgewiesen werden, die sich nach ihrer Geröll- und Schwermineral-Zusammensetzung sowie nach ihrem Verwitterungsgrad deutlich voneinander unterscheiden. Die jüngeren, früh-drenthezeitlichen Kiese können vorbehaltlich der Bestätigung durch weitere Untersuchungen im braunschweigischen Raume als Hochwassersedimente der Saale und Mulde, die älteren, elsterzeitlichen als solche der Saale, Mulde und vielleicht auch der Elbe angesprochen werden.

„Präglaziale“ quarzreiche, buntsandsteinarme Kiese in der Kellenberg-Endmoräne scheinen zu bestätigen, daß die nach Westen gerichtete Entwässerung nicht durch das Inlandes bewirkt wurde. Der Nachweis junger, elsterzeitlich besonders intensiver, Krustenbewegungen nordwestlich von Amsterdam und am Niederrhein einerseits, im böhmisch-sächsischen und altmärkischen (Letzlinger Heide) Elbeeinzugsgebiet andererseits, legt es nahe, dem Westtrend der mitteldeutschen Flüsse regionaltektonische Ursachen zugrunde zu legen.

H. LÖHNERT (Hamburg): **Glaziäre Rinnen im Raum Hamburg und ihre Beziehungen zum präquartären Untergrund.**

O. SICKENBERG (Hannover): **Der erste Gemsenfund aus Norddeutschland.** Unter den in der Kiesgrube der Firma Herz in Schinna bei Stolzenau/W. zu Tage gebaggerten Knochen befinden sich u. a. neben einer Tibia und einem Lendenwirbel auch ein Schädelfragment einer Gemse (*Rupicapra rupicapra* L.), und zwar ein linkes Frontale mit der proximalen Hälfte des Hornzapfens. In der genannten Kiesgrube werden Kiese der sogenannten Oberen Niederterrasse der Weser abgebaut. Das Hauptknochenlager dürfte ungefähr 5 bis 6 m über der Unterkante ihres Kieskörpers liegen; ein weichselzeitliches Alter kann als gesichert gelten. Dieser Fund ist der erste Nachweis des Vorkommens der Gemse im Pleistozän Nordwestdeutschlands. Der bislang nördlichste bekannt gewordene Fundplatz befindet sich in Thüringen, von wo aus vermutlich auch die Einwanderung erfolgte. In oekologischer Hinsicht kommt dem Fund erhebliche Bedeutung zu. Das Auftreten von Gamsen im Wesergebirge kann nicht in die Zeit hochglazialer Klima- und Vegetationsverhältnisse fallen, es dürfen vielmehr interstadiale Bedingungen voraussetzen sein. Nach der unlängst veröffentlichten Aufstellung über die jungpleistozänen Gamsen im Donaauraum (MUSIL, 1963) scheinen diese in den betreffenden Stationen ihren Häufigkeitsgipfel in den Ablagerungen des älteren Würm zu erreichen, der zeitlich mit der größten Arealausweitung zusammenfallen dürfte. Das Fundlager der Gamsenreste in der Weserterrasse wird daher in ein frühes Weichsel-Interstadial zu stellen sein, worauf auch verschiedene andere Anzeichen geologischer und paläontologischer Art hindeuten.

A. RUST (Ahrensburg): **Zur Technik der ältesten Werkzeuge des Menschen.** Bei der Suche nach den ältesten Menschen wird es nicht gelingen, den aus dem Tierkreis übergewechselten „Erstgeborenen“ nur anhand anthropologischer Merkmale zu ermitteln. Der aufrechte Gang z. B. zeugt lediglich von einem bestimmten Verhalten im Bewegungsablauf. Das Volumen oder die Differenzierung des Gehirnes sagt nichts über die geistige Leistungsfähigkeit des Trägers aus.

Es gilt neben der anthropologischen Beurteilung die Auswirkung des menschlichen Verhaltens zu erkunden, also nach Hinterlassenschaften zu suchen, die nur der Mensch künstlich herstellte. Es sind das vor allem die aus Gesteinen gefertigten Werkzeuge. Die ältesten, bis ins Pliozän hinabreichenden Werkzeuge, als „Heidelberger Kultur“ zusammengefaßt, sind durch die beiden Haupttypen „Nasenschaber“ und „Querkratzer“ gekennzeichnet. An den Werkzeugen sind kleine

scharfkantige Partien ausgearbeitet, die als Arbeitskanten von zumeist nur 1 cm Länge fungierten. Diese etwas gerundeten Kantenpartien entsprechen in Schärfe, Formung und Brauchbarkeit voll den Klingenkrazern des jungpaläolithischen *Homo sapiens*. Die Werkzeuge sind mit großen Griffpartien versehen. In die Griffpartien sind verstumpfte Fingerkerben eingearbeitet, die bei spinnenbeinartiger Spreizung der Finger für ein Erfassen im „Primitivgriff“ zeugen, wie er von Kleinkindern angewandt wird.

Die Formung der Steinwerkzeuge spricht für eine Anpassung an eine noch urtümlich greifende Hand, und die in individueller Anpassung eingetieften Fingerkerben sind artifizielle Deutungsfaktoren erster Ordnung. Es steht zur Diskussion, ob Werkzeuge, die aufgrund „handanatomischer Behinderungen“ zwangsweise spezifisch zugerichtet wurden, uns in Zeiträume hinabführen könnten, die der Geburtsstunde der Menschheit nahekommen.

K. J. NARR (Göttingen): **Die Altsteinzeitfunde aus dem Hohlenstein bei Nördlingen.** Die Ausgrabungen im Hohlenstein in den Jahren 1910—1912 lieferten Bruchstücke von Kalksteinplatten mit merkwürdigen Ritzzeichnungen. Die Kontur weiblicher Plastiken vom Petersfels (Baden) und der Pekarna-Höhle (Mähren) sowie ähnliche Gravierungen von verschiedenen französischen Fundstellen erlauben es, die Figuren aus dem Hohlenstein als schematisierte weibliche Gestalten mit betonter Gesäßpartie zu interpretieren. Die Artefakte aus dem Hohlenstein lassen sich trotz ihrer geringen Zahl jener Formengruppe des Magdaleniums einordnen, die durch die Namen Moosbühl im Berner Mittelland, Döbritz und Olknitz in Thüringen (mit Ausläufern nach Mähren) und Goyet und Chaleux in Belgien bezeichnet wird. Sie zeigt mancherlei Übereinstimmungen mit der Olten-Thayngener Gruppe des Schweizer Jura, des Gebietes um Schaffhausen und Süddeutschlands. Beide Gruppierungen weisen neben formalen Beziehungen aber auch Unterschiede in der Wirtschaftsform und biotopischen Anpassung auf. Die mitteleuropäischen Funde von schematisierten weiblichen Konturen mit betonter Gesäßpartie gehören diesen beiden Gruppen an, deren Verwandtschaft dadurch weiter unterstrichen zu werden scheint. Für die französischen Fundstellen ist die Sachlage weniger klar; doch führen auch sie Artefakte, wie sie für die mitteleuropäischen charakteristisch sind, wenngleich die Fundgesamtheit jeweils abweichenden Charakter zeigt. Es erhebt sich die Frage, ob nicht solche Übereinstimmungen des Stils von Kunstgegenständen für die Gruppierung und Gliederung ebenso schwer, wenn nicht schwerer wiegen als die gewöhnlich allein dafür herangezogenen Stein- und Knochenartefakte. (Ausführlichere Darstellung: Bayer. Vorgeschichtsbl., 30, 1965.)

A. KLEINSCHMIDT (Stuttgart): **Wichtigste Untersuchungsergebnisse der paläolithischen Grabung Salzgitter-Lebenstedt.** Nach Abschluß der Untersuchungen des paläontologischen Grabung von Salzgitter-Lebenstedt (1952, s. „Eiszeitalter und Gegenwart“, 3, 1953) werden wesentliche Ergebnisse an Hand eines Modells der Stratonomie des Fundstoffes, von Fotos und einigen Originalobjekten demonstriert. Die drei-dimensionale Darstellung der stratonomischen Verhältnisse hat sich als äußerst fruchtbar für die Beurteilung der Einbettungsvorgänge erwiesen und hat im Laufe der Untersuchungen ständig Ergänzungen und Verbesserungen erfahren. Für die relative zeitliche Einordnung des Fundkomplexes waren die Pferdereste nach Umfang und Güte an erster Stelle bedeutsam. Das „Lebenstedter Pferd“ ist als selbständige Form (*E. cab. antoniusi* subsp. nov.) innerhalb der diluvialen Großpferde anzusehen. Es ordnet sich morphologisch zwischen *E. cab. taubachensis* FREUDENBERG und dem noch im einzelnen zu klärenden *E. cab. „germanicus“* NEHRING-WÜRST-KOMPLEX ein. Damit ist paläontologisch die Zeitstellung für den Lebenstedt-Fundkomplex gegeben: n a c h Taubach/Weimar/Ehringsdorf — v o r dem eigentlichen Würm-Glazial. Der letztere Umstand war zwar von vornherein klar; jedoch ist das Verhältnis zu Taubach/Ehringsdorf ausschlaggebend. Dies findet nun seine Bestätigung in dem erst später im Fundgut festgestellten menschlichen Schädeldachrest (hier erstmals bekanntgegeben): eine vollständige Hinterhauptschuppe und Bruchstück des rechten Scheitelbeins. Vergleiche mit den Funden von Swanscombe und Steinheim, Taubach/Ehringsdorf und La Chapelle ergeben: Es handelt sich um Reste eines Neandertal-Mannes, der dem Ehringsdorf-Fund näher steht als dem von La Chapelle. Die Innenausgüsse (Impression des Kleinhirns und der Großhirn-Gyri) ergeben ein Relief, das deutlich neandertaloid ist und sich von dem von Swanscombe grundsätzlich unterscheidet. — Ferner wurden vorgewiesen: 1. Verbißspuren an spongiosen tierischen Knochenanteilen durch Mensch und Raubtier. 2. anthropogene Schnitzereien, Schnittspuren und Zertrümmerungsformen an tierischen Knochen. 3. für Lebenstedt besonders charakteristische Knochenartefakte (Pfeilspitze, Knochen-Handspere, Doppelgabel aus Rengeweih, Röhrenknochenheft). — Zoologisch-faunistisch wie zoogeographisch belangvoll sind 1. der erste pleistozäne Nachweis des Ohrengeiers (*Torgos tracheliotes todei* form. nov.), der eine Zwischenstellung zwischen den rezenten afrikanischen Ohrengeiern und dem ostasiatischen Kahlkopfgeier einnimmt; 2. der Rest eines großen Singschwans, der nicht der europäischen, sondern der amerikanischen Form (*Cygnus c. buccinator*) nahesteht (wie Ren - JACOBI 1931 -, Moschusochse, Schneehase).

2. Mitgliederversammlung am 10. 10. 1964

Nach dem Bericht des 1. Vorsitzenden wurde vom Schatzmeister besonders auf die hohen Außenstände bei den Mitgliedsbeiträgen hingewiesen, welche die Finanzierung des Jahrbuches erschweren. Auf Vorschlag der Rechnungsprüfer (GRAUL, SCHÖNHALS) wurde dem Schatzmeister die Entlastung ausgesprochen. Der Bericht des Archivars regte eine Erörterung über die beste Möglichkeit an, die Bibliotheksbestände der Deuqua den Mitgliedern zugänglich zu machen. Es wurde vorgeschlagen, Listen der Bibliothekszugänge und ein Mitgliederverzeichnis zu veröffentlichen.

Die Satzungsänderung des § 4 wurde von der Versammlung einstimmig angenommen. Die neue Fassung des § 4 lautet jetzt: „Die Mitgliedschaft wird beim Vorstand durch eine schriftliche Beitrittserklärung und auf Grundlage einer Empfehlung zweier Mitglieder erworben.“

Einem Abänderungsvorschlag zum Änderungsentwurf des Vorstandes (§ 16) wurde teilweise zugestimmt. Die neue Fassung des § 16 lautet jetzt: „Die Vereinigung hat die Möglichkeit, folgende Ehrungen zu verleihen: Ehrenmitgliedschaft und Albrecht-Penck-Medaille. Vorschläge für eine Ehrung kann jedes Mitglied dem 1. Vorsitzenden unterbreiten. Über die Verleihung der Ehrungen beschließt ein Ausschuß nach besonderer Geschäftsordnung. Der Ausschuß setzt sich zusammen aus dem 1. und 2. Vorsitzenden, dem Schatzmeister, dem Schriftleiter, den drei amtsältesten Beiratsmitgliedern und den beiden zuletzt durch die Penck-Medaille geehrten Mitgliedern.“

Anläßlich der Vollversammlung wurde Frau E. EBERS, Haunshofen, die Ehrenmitgliedschaft, Herrn C. TROLL, Bonn, die Albrecht-Penck-Medaille verliehen.

Die Frage des korporativen Beitritts der Deuqua zur INQUA wurde erörtert. Der Vorstand wurde ermächtigt, bei mit dem Beitritt verbundenen Kosten die Mitgliedsbeiträge gegebenenfalls bis um 2.— DM zu erhöhen.

Durch die Vollversammlung wurden folgende Herren in den neuen Vorstand gewählt:

- | | |
|------------------|-------------------------|
| 1. Vorsitzender | : E. SCHÖNHALS, Gießen |
| 2. Vorsitzender | : H. GRAUL, Heidelberg |
| 1. Schriftführer | : R. HUCKRIEDE, Marburg |
| 2. Schriftführer | : H. ROHDENBURG, Gießen |
| Kassenwart | : W. MÜLLER, Hannover |
| Archivar | : G. LÜTTIG, Hannover |
| Schriftleiter | : P. WOLDSTEDT, Bonn |
| | M. SCHWARZBACH, Köln |

Aus dem Beirat schieden satzungsgemäß aus die Herren: H. LEMBKE (Berlin-Nikolassee), J. FINK (Wien), W. L. KUBIENA (Hamburg-Reinbeck). Neu in den Beirat gewählt wurden als Forscher der gleichen Fachrichtungen: G. VIETE (Freiberg/Sa.), K. BRUNNACKER (Köln), H. SPREITZER (Wien).

Die nächste Tagung der Deuqua soll im Frühherbst 1966 in Göttingen unter dem Thema: „Das Quartär der deutschen Mittelgebirge“ stattfinden. Zur Vorbereitung und Durchführung erklärten sich die Herren H. GRAUL, H. POSER und E. SCHÖNHALS bereit.

3. Exkursionen

Exkursion A (10. 10. nachmittags): **Stadtexkursion.** — Führung: R. HALLIK, K. RICHTER, R. SCHMIDEK.

Die Exkursion galt dem Subrosionsgebiet über dem Lüneburger Salzstock in Teilen der Altstadt mit deren akuten Senkungsschäden und Quartärprofilen als Zeugen seiner Geschichte in pleistozäner Zeit. Im Westteil des aufgelassenen Steinbruchs „Volkershall“ (= „Stbr. unterhalb d. Heil- u. Pfliegenanstalt“) am westlichen Stadtrand von Lüneburg liegt über steilstehenden keuperzeitlichen und kretazischen (Alb bis Untermaastricht) Dolomit-, Mergel- und Kalksteinserien eine rd. 8 m mächtige Folge von Quartärsedimenten. Das Profil ist hier durch das Auftreten von umgelagertem Glimmerton (ursprüngl. Miozän) über Sand und Kies sowie von zwei überlagernden, jeweils im oberen Teil entkalteten Geschiebemergelhorizonten (unterer: gelblich, sandig; oberer: rötlich, sandärmer; beide getrennt durch Glazifluvialsand) besonders vielfältig. K. RICHTER (1962) stufte die Serien unterhalb des unteren Geschiebemergels geschiebekundlich vor allem auf Grund ihres Anteils an Oslogeschieben und des hohen Verhältnisses von durchscheinendem zu undurchscheinendem Feuerstein in die Elstereiszeit (vor allem wohl Billbrookserie) ein, den oberen (rötlichen) Geschiebemergel datierte er wegen seines Gehalts an Rapakiwi und rotem Ostseequarzporphyr als warthezeitlich. Der untere (gelbliche) Geschiebemergel wird dem Drenthe-Stadium zugeordnet. Das Auftreten sowohl elstereiszeitlicher als auch drentheglazialer und wartheglazialer Ablagerungen in einem Aufschluß übereinander ist ein für Norddeutschland äußerst seltener Fall. Bemerkenswert ist auch das Auftreten des durch pleistozäne Beimengungen verunreinigten Glim-

mertons als Fließerde innerhalb der Serie mit elsterzeitlichem Geschiebe-Inventar, der nach Bohrergebnissen eine Fließrichtung zum Salzstockzentrum aufweist. Diese Tatsache spricht — ebenso wie Auftreten und Lage des eemzeitlichen Lüneburger Interglazials — wohl für das (zumindest zeitweilige) Vorhandensein von pleistozänen Subrosionssenken über dem Salzstock.

Das Lüneburger Interglazial wurde durch eine Bohrung des Stadtbauamts am Eingang des Steinbruchs in einer Teufe von 4,5 m bis 6,3 m unter Gelände anlässlich der Tagung aufgeschlossen. Von HALLIK (1952) in seinem höheren Teil erneut floristisch bearbeitet (*Sphagnum*-Torf unter Schluff, Ton u. Sand mit Sphagnen und Braunmoosen), sprechen keine Gründe gegen die Einstufung der Folge in das ausgehende Eem-Interglazial, einige aber dafür. Überlagernder mehr oder minder kiesiger Sand wird nicht als spätere glaziäre Bildung, sondern als Solifluktionsschutt angesehen.

Die Höhe des 51 m hohen Kalkbergs, eines Anhydrithärtlings innerhalb des Salzstocks, der in den vergangenen Jahrhunderten teilweise abgebaut und erniedrigt wurde, bot einen Ausblick auf den Kranz der angrenzenden jungen Subrosionssenken, welche nach außen hin stellenweise durch einen deutlichen Geländeknick über den Triasgesteinen der Salzstockflanke begrenzt werden.

Die heutige Bebauung meidet vor allem diesen Grenzbereich wegen der dort auftretenden besonders starken Absenkungsdifferenzen, die sich in beträchtlichen Horizontalverschiebungen (Gartentor Fromestraße: in 66 Jahren Verengung um 0,63 m), Senkungen (Lambertplatz: rd. 2,5 cm pro Jahr) oder kombinierten Bewegungen (Treibundgebäude, Neue Säule 9 — inzwischen abgerissen) an der Erdoberfläche äußern können. Besondere Probleme schafft dies u. a. bei der Instandhaltung des innerstädtischen Kanalisationsnetzes.

Exkursion B (11. 10. ganztägig): **Südexkursion.** Führung: R. HALLIK, G. LÜTTIG, W. NOWOTHNING, PLOETZ, K. RICHTER, S. SCHNEIDER.

Rund 10 km S Lüneburg war im fast völlig abgebauten Melbecker Moor ein Torfhorst mit den Bildungen wechselvoller Moorentwicklung (grundlegend bearbeitet von OVERBECK und SCHNEIDER, 1938) aufgeschlossen. Besonders bemerkenswert ist das Auftreten von *Betula nana*, einsetzend im Magno-Caricetum-Torf über Braunmoos-Torf mit *Empetrum*-Resten (ausgehende Spätglazialzeit), bis hinauf zur eigentlichen *Betula-nana*-Schicht (2500 v. Chr., beginnende Fagus-Zeit). Die Frage, ob das Auftreten der eingeschalteten Diatomeen-Gyttja auf lokale hydrographische Veränderungen im Zusammenhang mit Subrosionsvorgängen des benachbarten Salzstocks von Kolkhagen (s. unten) zurückzuführen ist, kann bis jetzt nicht entschieden werden. Der „Grenzhorizont“ im oberen Teil des Profils (Grenze zwischen stark und wenig zersettem *Sphagnum*-Torf) wurde von T. NILSSON (1948) altersmäßig der schwedischen Rekurrenzfläche RY II gleichgesetzt, was durch spätere Bearbeiter, z. T. durch C₁₄-Bestimmungen, ungefähr bestätigt werden konnte. — In einem zweiten Horst, einige Meter entfernt, wurden von Exkursionsteilnehmern in der unter Kiefern-Birkenwald-Torf liegenden *Betula-nana*-Reiserschicht zahlreiche Reste von *Betula nana* gefunden. Die Reste beweisen, daß *Betula nana* hier für das norddeutsche Flachland noch ungewöhnlich spät und massenhaft vorkam.

Einige hundert Meter weiter südlich, nahe E der Landstraße von Melbeck nach Bardenhagen, wurden von Herrn PLOETZ entdeckte und vermessene, durch Flugsand aufgefüllte „subfossile Wagenspuren“ im Verlauf der ehemaligen Heerstraße Lüneburg—Celle vorgeführt. Auf den ersten Blick können solche Relikte im Anschnitt Kryoturbationsbilder vortäuschen.

Über dem Salzstock von Kolkhagen (max. Salzspiegelhöhe nach einer Bohrung am SE-Rand 77 m unter NN; höchste Lage des Gipshuts nach einer Bohrung am E-Rand 8 m über NN) erstreckt sich eine deutlich erkennbare, rd. 5 km lange, 3 km breite Subrosionssenke (geringste Höhe um 35 m über NN), umkränzt von Höhenzügen zwischen 55 und 105 m Höhe. Auf Gipssteinen bilden sich — bevorzugt in den flankennahen Teilen — noch jetzt (zuletzt 1950) Erdfälle. Besucht wurden zwei Erdfälle mit Moorfüllungen: Die „Dümpelkuhle“ (geringe Moorfüllung, noch rd. 15 m tiefer Trichter, gebildet erst nach Einsetzen der Buchenphase) und ein Erdfall S Bardenhagen mit einer erbohrten Torfmächtigkeit von mehr als 11 m. Das Auftreten des Torfs in stets gleichbleibender Hochmoorfazies weist darauf hin, daß kein verlandender See vorlag.

Die folgenden Exkursionspunkte galten den eemzeitlichen Kieselgurvorkommen im oberen Luhetal bei Grevenhof und bei Hützel. In Grevenhof weist die mindestens 5 m mächtige Kieselgurfolge (letzte Bearbeitung des Diatomeen- und Pollenbestandes durch BEHRE, 1962) eine weiträumige, lokal wechselnde intensive Faltung auf. Als Diskussionsbeitrag hierzu lieferte K. RICHTER die Ansicht, daß diese Verformungen, die von ihm auch in der Kieselgurgrube bei Schwindebeck beobachtet wurden, möglicherweise auf ungleiche Belastung durch überlagernde jüngere, im wesentlichen weichselzeitliche Talsedimente oder Fließerden zurückzuführen seien. — Die Kieselgur von Hützel (über 10 m mächtig, überlagert von weichselzeitlichem Sand der Luhe-terrasse) zeigt indes keine Lagerungsstörungen. Diatomeeuntersuchungen durch BENDA (1963) deuten auf überwiegend uferferne Sedimentation der Gur in einem tieferen, eutrophen und alkalischen

Süßwasserbecken mit Maximaltemperaturen in der Profilmittte hin. Die Temperaturgliederung kommt jedoch weniger deutlich als bei pollenanalytischen Befunden (HALLIK, 1957) zum Ausdruck.

Im Grasengrund N Deimern (Bl. Bisingen) wurde ein Profil mit Kryoturbationserscheinungen in glaziofluvialen Kies und Schmelzwassersand unter ungestörter Steinsohle und über einer ungestörten Beckenschlufflage vorgeführt. Nach — nicht unwidersprochen gebliebener — Ansicht von K. RICHTER ist diese Kryoturbation nicht allein auf eine verbreitete Dauerfrostbodenfront, sondern vielmehr auf das Vorhandensein einer engbegrenzten, zeitweilig gefrorenen Wasserlinse über dem stauenden Beckenschluff zurückzuführen, denn mit dem seitlichen Auskeilen der Beckenschlufflinse klingen auch die Kryoturbationserscheinungen im Hangenden aus (vgl. K. RICHTER, 1964, über ein ähnliches Vorkommen auf Bornholm).

Einige hundert Meter entfernt im Tal waren durch Grabungen in jungen Talsedimenten Besiedlungshorizonte der Hamburger und der Ahrensburger Stufe (Paläolithikum) aufgeschlossen. Der typologische Unterschied der Kulturen wurde anhand einiger ausgestellter Werkzeuge durch Herrn NOWOTHNING erklärt.

Nach dem Mittagessen in Munster besuchte die Exkursion die Kieselgurgrube in Munster-Brelöh. Sie zeigt 10 bis 15 mächtige Kieselgur mit gut sichtbaren Jahresrhythmen und -scheidung unter rd. 20 m mächtigen drenthezeitlichen Ablagerungen. Während sich in Gruben mit geringerer Sandauflagerung über der Gur Lagerungsstörungen zeigen, ist die Gur hier fast ungestört. Nach SELLE (1955) ist für die Kieselgur des Raumes Munster (max. Mächtigkeit einschl. stärker sandiger Einschaltungen 27 m) holsteininterglaziales Alter anzunehmen. Anschließend erläuterte Herr HALLIK anhand schematischer Profile im verteilten Exkursionsführer vergleichend die Grundzüge der holstein- und eemzeitlichen Pollendiagramme.

Wegen Verspätung der Exkursion konnte an einer Probebohrung auf Ablagerungen des Gerdau-Interstadials bei Linden (Drenthe-Warthe-Interstadials n. LÜTTIG, 1958) (Bl. Gerdau) nicht mehr teilgenommen werden. Herr LÜTTIG diskutierte die Problematik des ausgelegten Bohrprofils.

Exkursion C (12. 10. ganztägig): Nordostexkursion. — Führung: J. H. BENZLER, K. D. MEYER, E. MICHAEL, K. RICHTER.

In der Ziegelei „Elba“ (Gemd. Adendorf, NNE Lüneburg) war bis zum Frühjahr 1964 über Lauenburger Ton limnisches Holsteininterglazial (Sand, humoser Ton mit Holzresten), marines Holsteininterglazial (Ton mit *Mytilus*, Ostrakoden, Foraminiferen, Diatomeen) und (z. T. nur vermutlich) drenthezeitlicher Schmelzwassersand und Kies unter einer Steinsohle mit warthezeitlichem Geschiebebestand aufgeschlossen. Trotz Wasserfüllung der inzwischen auflässigen Grube konnte noch die gesamte limnische und marine Serie dieses neuen Fundpunkts von Holsteininterglazial gezeigt werden. (Näheres s. L. BENDA u. E. MICHAEL, Mitt. Geol. Inst. T. H. Hannover, 3, im Druck). — In der N-Wand der Grube lagert als jüngste Folge über basalem Radizellentorf eine Flugsandserie mit rhythmisch eingeschalteten humosen Lagen. Das sehr junge Alter dieser Serie scheint nach analogen Abständen der Rhythmen in Flugsandprofilen von Kathen-Frackel (Emsland), wo unter ihnen beginnende Buchweizenpollenführung festgestellt wurde, recht wahrscheinlich.

Nach Erreichen der Lüneburger Elbmarsch und der Querung einiger alter Eilbläufe wurde in einer Sandgrube bei Bütlingen (Bl. Artlenburg) innerhalb einer von Marsch- und Moorsdichten umgebenen und z. T. überlagerten Geestinsel (Dünensand) ein präexistentes, sehr mächtiges Podsolprofil vorgeführt. Im Niveau des Podsol liegende Siedlungsgruben mit Holzkohle und größeren Geschieben konnten mangels bestimmbarer Scherben nicht zeitlich fixiert werden. Danach Weiterfahrt durch die flurbereinigten Gebiete der Elbmarsch nach Lauenburg. (Näheres s. J. H. BENZLER, dieses Heft.)

Die alte Ziegeleigrube Lauenburg mit ehemals vollständigem Profil des Holsteininterglazials ist verfallen. Vorgeführt wurde ein Schurf mit einem verfalteten Schwemmtorf-Flöz. Die neue Ziegeleigrube Lauenburg konnte aus Zeitmangel nicht betreten werden. Vor dem Mittagessen in Lauenburg besuchten die Teilnehmer das Elbsteilufer W Lauenburg (nahe neuer Jugendherberge), wo verfaltete drenthezeitliche Ablagerungen (u. a. zwei Geschiebemergel und Beckenschluff) aufgeschlossen waren, diskordant überlagert vom Torf des „Kuhgrund I“ (Eem-Interglazial). (Näheres s. K. D. MEYER, dieses Heft). Das Profil in einer Sandgrube N Neumühlen (Bl. Neetze) zeigte innerhalb einer Flugsandserie eine max. 5 cm mächtige, fingerförmig verschleppte humose Einschaltung. Nach C_{14} -Bestimmungen der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover an Holzkohleflittern unmittelbar aus dem Hangenden dieser Lage ist diese in das Alleröd einzustufen. Als Ursache der fingerförmigen Verzahnung wird Bioturbation durch Käferlarven angenommen. Wie verschiedentlich in ähnlichen, gleichalten Sedimenten in den Niederlanden wurden auch hier vereinzelt Flintabschläge gefunden. — Der Aufschluß zeigt, daß die ältesten Flugsandbildungen im Elbtal bereits das Alleröd einschließen.

Anschließend wurden in einem Aufschluß E Neetze zwei einander direkt überlagernde Geschiebemergel vorgeführt. Der tiefere der beiden ist grauefärbt und führt neben drenthezeitlichem

Geschiebebestand bemerkenswerterweise Cardien, wie sie wiederholt im marinen Holsteininterglazial anzutreffen sind. Der höhere Geschiebemergelhorizont unterscheidet sich durch intensive Rotfärbung. Nach K. RICHTER beruht diese auf zahlreichen Brocken stark bröckligen, wechselnd sandhaltigen roten Schiefertons, als dessen Ursprungsgestein permische Serien des im NNE gelegenen Salzstocks von Probstjesa (Mecklenburg) angenommen werden. Diese Deutung entfachte eine lebhaft diskutierte Diskussion darüber, ob nicht auch fossile Bodenbildung für die Rotfärbung verantwortlich gemacht werden könnte. Zuoberst liegt eine rapakiwreiche Steinsohle mit deutlich warthezeitlichem Geschiebebestand.

Ähnliche, aber eindeutigeren Verhältnisse boten sich indes auch in der später besuchten Kiesgrube bei V a s t o r f (Bl. Neetze) dar: Hier treten mehrere rotgefärbte Geschiebemergelbänke mit einem ebenfalls beachtlichen Anteil roter, wechselnd sandiger Schiefertongeschiebe in einer rd. 12 m hohen Abbauwand auf. Der frische Zustand der die Geschiebemergelbänke voneinander trennenden Kiesel einschaltungen macht hier jedoch die alleinige Wirkung bodenbildender Prozesse bei der Rotfärbung recht unwahrscheinlich.

Zwischen beiden Punkten besuchte die Exkursion eine Sandgrube bei Klein-Gusborn (Bl. Gr.-Gusborn). Unter warthezeitlicher (rapakiwreicher) Grundmoräne liegen hier schrägschichtete Sand-Kies-Serien mit elbabwärts gerichteten Schüttungen. Im Geschiebebestand sind neben nordischem Material auch Lydit, Thüringer Porphyry und Gangquarze vertreten, die auf südliche Herkunft hinweisen.

Sand-Kies-Körper mit ähnlicher Geschiebeführung wurden im Bereich von Woltersdorf bis Alt-Garge wiederholt beobachtet. Die höchsten Punkte dieser Serie folgen dem Gefälle der heutigen Elbaue (s. Darstellung i. verteilten Exk.-Führer). Somit spricht einiges für die Existenz einer Elbe-Mittelterrasse unterhalb der warthezeitlichen Bedeckung. — 1)

1) Einen ausführlichen, kritischen Bericht über die Lüneburger Tagung der Deuqua gab auch K. KAISER in der Zeitschr. f. Geomorphologie, 9 (1965), 356—383.

**Der VII. INQUA-Kongreß in Boulder, Colorado
(August — September 1965)**

Der VII. Kongreß der „Internationalen Assoziation für Quartärforschung“ fand vom 30. August bis 5. September 1965 in Boulder bei Denver, Colorado, statt, präsiert von R. F. FLINT. Rechnet man die Vor- und Nachexkursionen hinzu, an denen zahlreiche Kongreßbesucher teilnahmen, so dauerte er 5 Wochen. Ein großer Teil der europäischen Teilnehmer reiste am 13. August mit einem Charterflugzeug von Paris nach New York und am 19. September von Chicago nach Europa zurück.

Der VII. INQUA-Kongreß war der erste, der nicht in Europa stattfand. Er war gleichzeitig der bei weitem am zahlreichsten besuchte. Eine Teilnehmerliste wurde zwar leider nicht ausgegeben, doch haben nach Angabe von Dr. Gerald RICHMOND, der als Generalsekretär für die Organisation des Kongresses verantwortlich war, an 900 Personen teilgenommen. Die U.S.A. waren naturgemäß am stärksten vertreten. Die Deutschen stellten die größte außeramerikanische Delegation. Die meisten Teilnehmer wohnten im Campus der University of Colorado in Boulder. Durch diese räumliche Konzentrierung war die Frage der Unterbringung in nahezu idealer Weise gelöst. Denn auch außerhalb der Vortragsäle, vor allem bei den Mahlzeiten, war auf diese Weise ständig die Möglichkeit gegeben, Kontakte (auch unerwartete) aufzunehmen. Eine deutsche Universität könnte einem so großen Kongreß etwas Derartiges nicht bieten! — Der nächste INQUA-Kongreß wird im übrigen 1969 in Paris stattfinden.

Als Kongreßabzeichen hatte man ein prähistorisches Objekt gewählt, eine Folsom-Spitze, obgleich ja die Prähistorie in der „Neuen“ Welt nicht so im Vordergrund steht wie z. B. in Europa und nur den allerletzten Teil des Quartärs betrifft.



Gerald RICHMOND (Denver) war nicht nur der für alles verantwortliche Generalsekretär des VII. INQUA-Kongresses, sondern auch Leiter mehrerer Exkursionen. Das Foto zeigt ihn auf der Fahrt in den Rocky Mountain National Park in 3600 m Höhe am 2. 9. 1965. Inzwischen ehrte die Geological Society of America G. RICHMOND durch Verleihung des Kirk Bryan Award.

Am wenigsten befriedigt war man auch auf diesem Kongreß davon, daß viel zu viele Vorträge dem Besucher dargeboten wurden. Die skeptischen Bemerkungen, die ich in diesem Zusammenhang vor 4 Jahren über den Warschauer Kongreß (und über große Kongresse im allgemeinen) machte, gelten uneingeschränkt und zum Teil verschärft auch für diesen. Wieder gab es unter den ca. 550 Vorträgen zahlreiche, die allenfalls auf einer regionalen oder lokalen Tagung am Platze gewesen wären; wieder liefen 6—7 Sitzungen parallel. Dazu die Unbekümmertheit, mit der die Gastgeber die universelle Kenntnis der amerikanischen Sprache voraussetzten! Wiederum enttäuschten besonders — wie in Warschau — fast alle allgemeinen Vorträge; von ihnen erwartete man natürlich auch von vornherein mehr als von den zahlreichen sonstigen Vorträgen.

In den Vorträgen und Symposien wurden wohl alle wesentlichen Gegenstände der Quartärforschung berührt. Die Symposien behandelten insbesondere das Aussterben von Tieren und Pflanzen im Pleistozän, prä-keramische Prähistorie in Amerika, Bering-Brücke, Ozeanbecken, Bodenkunde im Quartär, arktische und alpine Räume, Prähistorie des Nil-Tals, Ursachen des Klimawechsels (letztere in wenig geglückten Round-Table-Discussions).

Die größten Fortschritte scheint die Quartärforschung augenblicklich bei der absoluten Altersbestimmung zu machen. Die Datierung der pleistozänen Prä-Würm-Schichten rückt in den Bereich des Möglichen. Damit würden zahlreiche andere Fragen einer Lösung nähergebracht werden. Hier sind amerikanische Forscher durchaus führend. — Einen ausgezeichneten Überblick des letzten Standes der Quartärforschung in den U.S.A. überhaupt gibt ein von H. E. WRIGHT & D. G. FREY redigiertes Sammelwerk von 922 Seiten, das allen überreicht wurde, und dessen Bedeutung erheblich über den kontinentalen Rahmen hinausgeht. Die Deutsche Quartärvereinigung stellte allen Kongreß-Teilnehmern Sonderdrucke der ersten 3 Arbeiten des Bd. 16 (1965) von „Eiszeitalter und Gegenwart“ zur Verfügung.

Einen Hauptbestandteil auch dieses Kongresses bildeten die technisch vorzüglich organisierten Exkursionen, die sich von Alaska bis zum Golf von Mexico erstreckten, d. h. über 35 Breitengrade. Sie vermittelten eine Unmenge von verschiedenartigsten, z. T. großartigen Landschaften, Eindrücken und Ergebnissen — manchmal vielleicht zu viel. Eine Liste der nur teilweise als Führer oder Diskussionsredner eingesetzten Personen bei der zweiwöchigen Nachexkursion H (Arider Südwesten der U.S.) zählte allein 57 Namen auf! Da kamen erklärlicherweise die Lautsprecher im Wagen kaum zur Ruhe, aber natürlich konnten alle Fragen (soweit sie beantwortbar waren) tatsächlich beantwortet werden. Dafür war allerdings bei dieser Exkursion auch vorgesehen, daß bei einem Teil der Foto-Stops die Autobusse mit der Längsseite gegenüber dem Objekt auffahren und 5 Minuten zum Fotografieren (durch die Fensterscheiben!) halten, aber die Türen nicht geöffnet werden sollten — anders glaubte man das Programm nicht durchführen zu können. (Das wurde aber glücklicherweise nicht in die Tat umgesetzt; da waren doch zu viele Nichtamerikaner dabei.) Zum Teil waren die Exkursionen (die offiziell daher auch „Field Conferences“ hießen) zusätzlich mit abendlichen (nach solchen Tagesprogrammen manchmal etwas ermüdenden) Vortragsveranstaltungen und auch mit Besichtigungen von Museen und anderen Institutionen verbunden. So besuchte die eben schon erwähnte Exkursion H auch eines der allermodernsten Institute, die eindrucksvolle „Division of Astrogeology“, ein Zweiginstitut des Geol. Survey (in Flagstaff, Arizona), das sich u. a. mit der Herstellung „geo“-logischer Spezialkarten des Mondes befaßt. — Stärker auf ein Thema konzentriert war die andere Exkursion, die ich mitmachen konnte, die von T. PÉWÉ geführte Vor-Exkursion in Alaska. Für alle, die sich mit Permafrost beschäftigen, und vielfach schon ausgiebig über fossile Frostspalten usw. publiziert haben, war es sicher äußerst lehrreich, nun einmal wirkliche „Eis“-Keile usw. und überhaupt etwas von den vielfältigen Ergebnissen der Kollegen an der nördlichsten größeren Universität der Erde (in Fairbanks) zu sehen. — Einen Bericht über einige Exkursionen hoffen wir im nächsten Band von „E&G“ geben zu können.

Eine große Anzahl von Kollegen war auch sonst bemüht, den Besuchern möglichst viel von den Fortschritten der amerikanischen Quartärforschung zugänglich zu machen und unter persönlichem Einsatz und oft in humorvoller amerikanischer Art und unter der temperamentvollen, energischen Oberleitung von Gerald RICHMOND für einen reibungslosen organisatorischen Ablauf des Kongresses zu sorgen. Wenn auch bei so viel Besuchern und einem derartig großen Programm das eine oder andere zu kritischen Betrachtungen Anlaß gibt — am Ende gebührt allen amerikanischen Kollegen, an ihrer Spitze R. F. FLINT und G. M. RICHMOND, unser herzlichster Dank.

Martin Schwarzbach.

Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung

Von J. FINK, Wien

Im vorigen Band dieser Zeitschrift (Seite 229-235) war über die Tätigkeit der Kommission von der Zeit ihrer Gründung auf dem INQUA-Kongreß 1961 in Warschau bis Ende 1963 berichtet worden. Nunmehr wird vom Vorsitzenden über die weitere Arbeit bis zum Beginn des INQUA-Kongresses 1965 in Denver Bericht erstattet. Größere Teile des nachfolgenden Berichtes sind wieder den Rundschreiben unserer Kommission entnommen.

Die Kommission beschäftigte sich wieder mit mehreren Aufgaben. Eine erste war die Fortsetzung der jährlichen Zusammenkünfte, die jeweils mit größeren Exkursionen verbunden sind. Waren wir 1962 in Österreich und 1963 in der Tschechoslowakei zusammengekommen (vgl. vorigen Bericht), so war damit ein Weg vorgezeichnet, der aus dem Bereich der alpinen zur nordischen Vereisung führt. Konsequenterweise war daher anlässlich der Tagung in der CSSR der Wunsch geäußert worden, die Zusammenkunft 1964 in den Raum der nordischen Vergletscherung zu legen, wo eine Verknüpfung von quartären Formen und Sedimenten mit Lössen und fossilen Böden möglich ist. Anlässlich einer 1962 dem Studium des Quartärs gewidmeten geologischen Tagung waren im sächsischen und thüringischen Raum verschiedene Aufschlüsse aufgenommen und demonstriert worden. Diese und weitere neue Aufschlüsse wurden 1963 von den Kollegen der DDR noch einmal untersucht und beschrieben und in einem Exkursionsführer niedergelegt. Dieser Exkursionsführer bildet die Basis für die nachfolgenden, die Exkursion betreffenden Bemerkungen.

Zusammenkunft in Thüringen-Sachsen (April 1964)

Schon zum Jahreswechsel 1963/64 waren von Seiten des Quartärkomitees der DDR, insbesondere durch den Sekretär Dr. SCHULZ die organisatorischen Vorarbeiten voll angelaufen, so daß die Tagung in jeder Hinsicht bestens vorbereitet war. Es spricht für die Qualität der Veranstaltung, daß trotz abnorm schlechten Wetters die Exkursion programmgemäß abgewickelt werden konnte und einen tiefen Eindruck bei allen Teilnehmern hinterlassen hat.

Nachdem am 31. März 1964 die Teilnehmer angereist waren, begann am 1. April nach einer kurzen, aber sehr prägnanten Einführung von Prof. Dr. RICHTER (Leipzig) in die Erscheinungen und Probleme des sächsisch-thüringischen Vereisungsgebietes die erste Exkursion in den thüringischen Raum. Die Führung an diesem Tage lag in den Händen der Kollegen D. RAU und P. UNGER. Das Programm mußte infolge des schlechten Wetters und eines Defektes am Autobus etwas reduziert werden. Nach der Tagung hatten einige Kommissionsmitglieder die Möglichkeit, den lt. Programm vorgesehenen, aber infolge Zeitknappheit ausgefallenen Aufschluß Kahla nachzuholen, der durch seine typische Abfolge besonders instruktiv ist:

Parabraunerde (heutiger Boden)

heller Löß

rostfleckiger Gleylöß (stratigraphische Position etwa Paudorf entsprechend)

brauner Löß

graue Fließerde

Illuvialhorizont einer vergleyten Parabraunerde aus dem letzten Interglazial

sandiger Schwemmlöß

Basis des Aufschlusses, unmittelbar darunter folgten (lt. Angabe) drenthezeitliche Schotter.

In der grauen Fließerde lag ein Artefact, das die Teilnehmer im Museum in Jena besichtigen konnten und das nach Auffassung von Kollegen MÜLLER-BECK (Bern) in Levallois-Technik hergestellt ist, also ungefähr der Position des Mousteriens entspricht. Der Abschlag ist nicht patiniert, so daß M. B. daraus schließt, daß es nicht aus dem Unterboden des letzten Interglazials stammen kann, sondern aus der darüberliegenden Fließerde.

Bei der Hauptexkursion wurde zuerst die Ziegelei Körner besichtigt. Der Aufschluß liegt an der Notter, einem Seitenbach der Unstrut. Der ganze Raum liegt im Randbereich des thüringischen Trockengebietes, das im Regenschatten des Harz und der thüringischen Mittelgebirge Tschernoseme aufweist. Die heutigen Böden haben entsprechend Niederschlag und Höhenlage folgende Differenzierung: (Exkursionsführer S. 7, Nomenklatur nach E. MÜCKENHAUSEN) Tschernosem, Braunerde-Tschernosem, Parabraunerde-Tschernosem, Parabraunerde, Pseudogley. Eine für das östliche Mitteleuropa typische Abfolge ist damit gegeben, die zeigt, daß unmittelbar an die AC-Böden lessivierte Böden anschließen und die „Braunerde“ vorwiegend im Verbreitungsgebiet des Tschernosems auftritt. Wie überall im Periglazialgebiet sind auch im thüringisch-sächsischen Raum Paläoklimaprovinzen vorhanden gewesen, deren Grenzen gut mit heutigen Grenzen von Bodenprovinzen

übereinstimmen. Dem heutigen klimatischen Randbereich entsprechend liegt das Profil im „Übergangsbereich“ zwischen trockenen und feuchten Lößprovinzen.

Das Profil ist nicht ganz vollständig, da der letztinterglaziale Boden fehlt. Dafür ist ein Auenmergel mit reicher Conchylienfauna aus dem letzten Interglazial vorhanden, der auf Kiesen einer warthezeitlichen Terrasse aufliegt. (Kiese und Terrasse waren nicht erkennbar, wohl aber spricht die Höhe über der heutigen Talau für eine derartige Einstufung.) Über dem Auenmergel folgt, allmählich aus ihm hervorgehend, ein Sediment, das am besten als Sumpfbildung mit kolluvialem Einschlag bezeichnet werden kann. Es ist im Gegensatz zum Auenmergel kalkhaltig. Auf diesem folgt (unmittelbar) ein Boden, der aus humosem Oberboden (teilweise sehr mächtig und von tirsoide Beschaffenheit) B-Horizont und Kalkilluvialhorizont besteht. Die Oberkante des Humushorizontes geht allmählich in stark humose Fließerde über, weist jedoch noch einzelne Krotowinen auf. Darüber folgt braunes Solifluktionsmaterial, das von einer blassen Bodenbildung abgeschlossen wird. Über dieser liegt echter Löß, der den heutigen Boden trägt.

Es liegt somit unter dem heutigen Boden Stillfried B (PK I) und unter dem mächtigen Solifluktionsmaterial der obere Teil des Stillfrieder Komplexes (PK II), dessen obere Humuszone im Übergangsbereich öfter einen braunen Verwitterungshorizont aufweist.

Als nächstes Profil wurde die ehemalige Ziegeleigrube Schmira (bei Erfurt) besucht. In der schon stark verwachsenen Abbauwand ist der eemzeitliche Boden besonders ausgeprägt: Scharfkantig-bockige Struktur, deutliche Tonhäutchen und geringe (Tagwasser) Gleyerscheinungen zeigen den Unterboden einer (schwach vergleyten) Parabraunerde. Eine Diskussion entstand über die zeitliche Stellung der darüber folgenden Humuszone. Sie hängt nicht direkt mit der Parabraunerde zusammen, sondern entstand entweder in den Spätphasen des Interglazials bzw. den Frühphasen des Glazials.

Die hangenden Sedimente konnten infolge ungünstiger Witterung und später Stunde nicht mehr genau studiert werden, es scheint aber generell die gleiche Abfolge wie im vorher genannten Profil vorzuliegen.

Die zweite Exkursion (2. April) führte — bei etwas besseren Wetterbedingungen — anfangs durch den schon am Vormittag durchfahrenen Raum. Die stratigraphischen Verhältnisse wurden kurz am Beispiel des Tagebaues Miltitz durch Kollegen EISSMANN demonstriert. Die Abfolge umfaßt:

- Quartär: saalezeitliche Haupt-Grundmoräne
 Böhlener Bänderton
 frühsaalezeitlicher (Weiße Elster-)Schotter, zweigeteilt durch ein schluffiges Sediment
 obere und untere Elster-Grundmoräne, getrennt durch Peninger Bänderton und
 Schmelzwassersande
 Leipziger Bänderton
 frühelsterzeitlicher Saale-Schotter.
- Präquartär: oligozäner Grünsand
 unteroligozänes Kohlenflöz
 Oberkarbon, an der Oberfläche z. T. kaolinisiert.

Wichtig ist die gesetzmäßige Abfolge, nach der zwischen Vorstoßschotter und Grundmoräne stets ein Bänderton liegt, da vor dem vordringenden Eis das zentripetal fließende Gerinne gestaut wurde.

Quer durch historische Stätten ging es in südlicher Richtung in das Saale-Unstrutgebiet unter Führung von Kollege WÜNSCHE. (Kollege RUSKE, mit dem er gemeinsam die ganzen Räume bearbeitete und für die Exkursion vorbereitet hatte, war leider durch einen Auslandsaufenthalt verhindert.)

Der erste Aufschluß war die südschauende Wand des Braunkohlentagebaues Roßbach bei Weißenfels. In der ca. 150 m langen Wand liegt in ca. 3 m Tiefe der eemzeitliche Boden, der typologisch zwischen Parabraunerde und Braunerde zu stellen ist. Darüber folgt eine intensiv gefärbte, tirsoide Humuszone, die mit Eiskeilen in den B-Horizont eingreift. Die Humuszone geht allmählich in braungraues Kolluvium und schließlich in Solifluktionslöß über. Der letzte Meter unterhalb des heutigen Bodens wird von typischem Löß gebildet. Der heutige Boden ist ein verbraunter Tschernosem, wobei der B_v-Horizont in der Tiefe von 60-80 cm liegt. Weniger morphologisch im Profil als in den Analysen schält sich eine Zweiteilung der frühglazialen Humuszone heraus, die aber für die regionale Stratigraphie ohne Belang ist.

Am Rand der mächtigen Kiesgruben von Zeuchfeld bei Freyburg lag das nächste Profil, das derzeit keine endgültige stratigraphische Aussage erlaubt, aber stets weiter beobachtet werden muß. An einem vom Abbau verschont gebliebenen Pfeiler sind zwei braune Horizonte aufgeschlossen; sollten sich Spuren einer Verwitterung an der Oberkante des saalezeitlichen Sanders als autochthon erweisen, dann liegen drei selbständige braune Horizonte vor. Sie alle sind aber nur rudimentär erhalten, durch Kieseinlagerungen gestört und ihr typologisches Bild wechselt sehr rasch.

Der wohl eindrucksvollste Aufschluß aller Exkursionen ist die Abbauwand der Ziegelei Gerlach in Freyburg. Die Einschaltung eines ca. 10 m mächtigen Bändertones erlaubt, die liegend und hangend auftretenden Paläoböden eindeutig zu stratifizieren. Der Bänderton gehört der Saalevereisung an. Unterhalb des Bändertones liegen mehrere Böden: Basal liegt auf Kalksteinschutt ein Bodenmaterial, das an braunen Lößlehm erinnert, jedoch im Dünnschliff deutliche Tonverlagerung erkennen läßt, so daß M. WÜNSCHE und R. RUSKE von einem B_t-Horizont einer Parabraunerde sprechen. Darüber folgt eine mächtige, tirsoide Humuszone, darüber Fließerde und eine weitere Humuszone, die wieder von Fließerde überlagert wird. Man wird wohl — geologisch gesehen — diese ganze Abfolge zu einem Komplex, dem Freyburger Komplex“, zusammenziehen dürfen, der somit gesichert präsaalezeitlich ist. Auffallend ist die relativ geringe Verwitterungsintensität des braunen Horizontes, was gewisse Parallelen mit stratigraphisch ähnlichen Bodenbildungen im Trockengebiet Österreichs zeigt. Über dem Bänderton folgt noch saalezeitlicher Feinkies, darüber ein Solifluktionsmaterial, auf welchem der eemzeitliche Boden, wieder als ausgeprägte Parabraunerde, aufsitzt. Dem B_t-Horizont folgt hangend ein deutlicher A_e-Horizont (nach der deutschen Nomenklatur A_g, bzw. A₂-Horizont), darüber eine plattig strukturierte Humuszone. Im folgenden Löß ist, für die Exkursion nur an einer schon stark verwachsenen Stelle zugänglich, im oberen Drittel eine bräunliche Bodenbildung zu erkennen. Diese weist schon etwas blockige Struktur auf, ist jedoch bei weitem nicht so ausgeprägt wie der eemzeitliche Boden. Von besonderer Bedeutung ist, ob in dem Solifluktionsmaterial unterhalb des eemzeitlichen Bodens Bodenmaterial verarbeitet ist, so daß von einer Fließerde gesprochen werden kann. In diesem Fall wäre ein Boden zwischen Eem und Saale aufgearbeitet worden.

Um ein ähnliches Problem ging es auch beim letzten Aufschluß, der Abbauwand über dem Kalksteinbruch in Bad Kösen. Der obere Teil des Profiles war klar und zeigte die nun schon als gesichert zu bezeichnende Abfolge:

stark ausgeprägte Parabraunerde (heutiger Boden)
 typischer Löß
 etwas geschichteter Löß, z. T. Solifluktionsmaterial
 Humuszone

Illuvialhorizont einer stark ausgeprägten Parabraunerde (eemzeitlich).

Darunter folgt ein wegen seiner horizontalen Schichtung als fluviatil anzusprechendes Sediment, das im unteren Teil eine grundwasservergleyte Zone und ein braunes Bodensediment enthält. Das braune Bodensediment nimmt die gleiche stratigraphische Position ein wie jenes über dem Freyburger Bänderton im vorherigen Aufschluß. Basal liegen saalezeitliche Sande und Kiese, was durch *Ancylus*- und *Corbicula*-Schalen bestätigt wird.

Die Exkursion fand einen kulturhistorischen Ausklang durch den Besuch des Naumburger Doms.

Am Abend veranstaltete das Quartärkomitee der DDR anlässlich unserer Tagung einen Empfang. Als Vertreter der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin begrüßte Prof. Dr. LEHMANN, als Vorsitzender des Quartärkomitees Prof. Dr. HECK die Teilnehmer.

Am letzten Exkursionstag (3. April) wurde unter Führung der Kollegen HAASE und LIEBEROTH das sächsische Lößgebiet besucht. Als erster Punkt wurde der hoch über der Elbe auf dem Felssockel liegende Aufschluß Winkwitz I (nördl. Meißen) besichtigt. Wieder konzentrierte sich das Hauptinteresse auf die unterhalb des Eembodens auftretenden Bildungen. Da mehrere Aufschlüsse mit gleicher Abfolge vorhanden sind, wird sich auch hier die Möglichkeit für das Studium präeemzeitlicher Böden ergeben. Über dem Granitporphyrsockel liegt Schutt, der die Basis des Aufschlusses bildet. Darüber ein grund- und tagwasservergleytes sandiges Material, über dem der letztezeitliche Boden vom Typus einer vergleyten Parabraunerde folgt. Die hangende Humuszone ist blasser als in Thüringen und im Saale-Unstrutgebiet, dafür ist die nun folgende Aufgliederung der Lössse sehr deutlich: ein brauner, plattig strukturierter (β) Löß wird überlagert von einem hellen (γ) Löß, der den heutigen Boden, eine Parabraunerde, trägt. Die an der Grenze von β - zu γ -Löß auftretende blaßbraune Gleinaer Bodenbildung konnte gut erkannt werden. Sie entspricht typologisch Stillfried B.

In der Ziegelei Lommatsch wurde der nach dieser Lokalität benannte Lommatscher Bodenkomplex vorgeführt, der aus dem eemzeitlichen Unterboden (hier eine durch starke Marmorierung gekennzeichnete vergleyte Parabraunerde), einem extrem fahlen Horizont mit Punkt Konkretionen und Holzkohlenteilen und einer grauen, vergleyten Fließerde des beginnenden Glazials besteht.

Die Typuslokalität für die Gleinaer Bodenbildung stellt das dortige Ziegelwerk dar, in welchem infolge leichter Hanglage die Lössse sehr mächtig werden. Auch die Nähe der nordsächsischen Hügellandstufe, die W-E ziehend eine Landschaft mit mächtiger Lößdecke im S von einer Grundmoränenlandschaft im N trennt, in der nur eine dünne Sandlößdecke über dem Geschiebemergel liegt, mag hier eine Rolle spielen. Über der hier unverwitterten Moräne der Saalevereisung liegt der ausgeprägte Unterboden eines Pseudogleyes, darüber wieder der extreme Fahlhorizont. Seitlich abgesetzt können in einem anderen Abschnitt der Abbauwand die hangenden Schichten beobachtet werden: Zuerst braungrauer Löß und darüber eine rostbraun gefärbte Bodenbildung, deren Ober-

kante einzelne große Reduktionsflecken („Gleyhöfe“) zeigt. Das typologische Bild der Gleinaer Bodenbildung (vgl. Winkwitz I) ist dadurch unklar. Hangend folgt mächtiger Löß, der durch zwei graue Streifen (ohne stratigraphischen Wert) gegliedert wird. Er trägt den heutigen Boden, der ohne A_e-Horizont und nur schwächste Tonhäutchen (coatings) auf den Aggregaten als Braunerde bezeichnet werden muß.

Ein kürzer Aufenthalt auf der Rückfahrt diente dem Studium der sogenannten „Lamellenfleckenzone“. Diese ist oft im spätglazialen Löß zu finden, der lamellenartig strukturiert ist und ganz dünne braune Tonhäutchen (coatings) zeigt. Ähnliche Erscheinungen wurden schon 1961 bei der Exkursion nach Isbica beobachtet. Auch aus Österreich sind Beispiele bekannt. Es handelt sich — nach Auffassung des Referenten — um spätglaziale Bodenbildungsprozesse während der letzten Staubakkumulation.

Den Abschluß der Exkursion bildete der Besuch des Quarzitbruches Glossen, wo die Saalemoräne über Kaolin und Quarzit liegt. Die Saalemoräne trägt an ihrer Oberkante Spuren einer Verwitterung, klar konnte diese aber nicht nachgewiesen werden. Der eemzeitliche Boden ist wieder als mächtiger Pseudogley ausgebildet, dem ein brauner Löß folgt, der durch die (blasse) Gleinaer Bodenbildung abgeschlossen wird. Hangend folgt die Lamellenfleckenzone und als heutiger Boden eine vergleyte Parabraunerde.

Wenn mit wenigen Worten das Fazit der drei Exkursionstage gezogen werden soll, so ergibt sich, daß

1) die Gliederung der letzten Kaltzeit auch in diesem gletschernahen Gebiet, das faziell anders ist als die bisher von der Kommission besuchten Räume, völlig klar ist. Der eemzeitliche (Unter-)Boden ist sehr markant, auch die ihm aufliegenden Pedostraten sind deutlich und gut mit anderen Räumen vergleichbar, wenngleich innerhalb der Kommission noch verschiedene Meinung über Genese und Alter herrscht. Spätinterglaziale oder frühglaziale Überprägung bzw. Zusammenschwemmung ist die Frage. Klar ist die Zäsur zwischen Feucht- und Trockenakkumulation, die durch Paudorf oder die ihr äquivalenten Bodenbildungen markiert wird;

2) die Hoffnung, unterhalb des gesichert eemzeitlichen Bodens eine markante Bodenbildung zu finden, die Warthe/Drenthe entsprechen könnte, sich nicht erfüllte. Immer wieder haben wir — im Wissen, daß die Stratigraphie des letzten Glazials praktisch gelöst ist und die vorgeführten Aufschlüsse mehr oder minder nur eine Bestätigung darstellen — nach tieferen Paläoböden gesucht, aber stets nur undeutliche, problematische Reste gefunden. Dies scheint nicht nur eine Folge starker Umlagerungen in der Warthezeit, sondern auch anderen, noch nicht erkennbaren Faktoren zuzuschreiben zu sein. Dadurch rückt die Möglichkeit, eine der alpinen Stratigraphie äquivalente Gliederung im norddeutschen Raum zu erlangen, d. h. Warthe=Riß und Drenthe=Mindel, in den Bereich der Spekulation. Auch die Morphologie spricht dagegen: Drenthe-Ablagerungen, wie die auf der Nachexkursion besuchten Terrassen südlich Jena, zeigen eine der alpinen Rißterrasse vergleichbare morphologische Überprägung;

3) die einzige stratigraphisch gesicherte präsaalezeitliche Bodenbildung (Freyburger Bodenkomplex) weist eine nur sehr geringe Verwitterungsintensität auf. Im zirkumalpinen Raum sind hingegen Ferretobildungen vorhanden, die wohl auch in anderen, jetzt noch nicht bekannten norddeutschen Aufschlüssen ihr Gegenstück haben müssen. In der Ziegelei Gerlach liegt der Freyburger Bodenkomplex wahrscheinlich in kolluvialer, untypischer Position, so daß keine paläoklimatischen Schlüsse gezogen werden können. Die tirsoiden Humuszonen und die relativ geringe Intensität des unterlagernden B-Horizontes erinnern, wie dies schon oben angedeutet wurde, an mehrere Aufschlüsse in Niederösterreich (Weinsteig, Wetzleinsdorf, Groß Mugl, Roselsdorf u. a. m.). Dort liegen unter dem R/W-interglazialen Boden, getrennt durch eine geringmächtige Löß- oder Schwemmlößlage, ähnliche Paläoböden.

Kurz sei noch die Exkursion nach der Tagung erwähnt: Nach der Besichtigung des Aufschlusses von Kahla südlich Jena (vgl. oben) stand Weimar-Ehringsdorf auf dem Programm, wo neben dem örtlichen Kustos unser Kommissionsmitglied MÜLLER-BECK dank seiner früheren Besuche die Führung übernahm. Die Situation ist folgende:

Die beiden großen, ehemals getrennten Steinbrüche sind nunmehr so vergrößert, daß sie fast ineinander übergehen und ein klares Raumbild erlauben. Die vom Berg austretenden Quellen — die Austrittsstelle ist auch heute stark überfeuchtet — haben den Sinter in Form eines flachen Schwemmkegels abgelagert. An der rechten, nordöstlichen Außenseite befindet sich die klassische Lokalität. Sowohl im Bereich der klassischen Lokalität als auch an der großen Abbauwand links ist der Travertin durch das gelbe Band des „Pariser“ getrennt, der aus einem weichen, lößähnlichen Material gebildet wird. Im unteren Travertin liegen die berühmten Kulturschichten mit Brandspuren, aus denen noch immer wertvolle Funde geborgen werden. Der obere Teil des Pariser ist durch eine schwarze Humusbildung überprägt, die typologisch einer Mergelrendzina entspricht. Im hangenden Travertin ist ein frühglaziales Tälchen eingeschnitten, dessen erosive Kerbe deutlich zu erkennen ist (dieses Tälchen mit seiner Füllung aus Travertin-Schutt hat große Verwirrung hervorgerufen, da im Travertin-Schutt nun jüngere Fossilien in tieferer Position liegen als beiderseits des

Tälchens im anstehenden jüngeren Travertin. Der Travertin-Schutt des Tälchens wird von einer undeutlichen Bodenbildung bedeckt, auf der Löß liegt. Auf diesem Löß liegt der heutige Boden, gestört durch rezentes Schuttmaterial.

Es ist hier nicht die Aufgabe, Weimar-Ehringsdorf näher zu beschreiben, was durch das Forscherteam um Prof. BEHM-BLANCKE und Dr. FEUSTEL ohnehin geschieht. Für die Kommissionsarbeit ergeben sich aber wertvolle Vergleichsmöglichkeiten, weil das Travertinprofil besonders für die Abschnitte Spätinterglazial - Frühglazial aussagefähig ist. Was in Lößprofilen fast immer durch Abtragungs- und Umlagerungsprozesse (im Zusammenhang mit der Entwaldung und dem Bodenfrost des periglazialen Klimas) verwischt ist, blieb hier in ungestörter Lagerung erhalten und ist außerdem durch Fauna und Pollen belegbar.

Die Frage, inwieweit der über dem „Pariser“ abgesetzte Travertin den Interstadialen von Amersfoort und Brørup entspricht — wie dies Kollege MÜLLER-BECK vermutet — ist noch offen. Einen guten Anschluß finden wir für den oberen Teil des Profils, indem wir Tälchenbildung und -füllung den intensiven morphologischen Veränderungen der prä-Paudorf-Zeit zuordnen, die schwache Bodenbildung Paudorf und den Löß der post-Paudorf Zeit, die in allen Räumen die trockensten Sedimente geliefert hatte.

Ein Besuch im Museum, das an Reichhaltigkeit und Klarheit des Gebotenen seinesgleichen sucht, rundete das Bild dieses bedeutenden Exkursionstages ab, der leider nur mehr einem kleinen Kreis unserer Kommissionsmitglieder beschieden war.

Am 4. April fand eine ganztägige Diskussion im Hörsaal des Geographischen Institutes der Universität Leipzig statt. Als Hausherr eröffnete Prof. Dr. LEHMANN die Sitzung, der Vorsitzende dankte für Vorbereitung und Durchführung der ausgezeichnet gelungenen Tagung und hob besonders die Arbeit des Sekretärs des Quartärkomitees sowie der schon genannten Führer der Exkursion hervor. Zur Erinnerung wurde ihnen eine Dankadresse überreicht. Sodann erstattete der Vorsitzende einen kurzen Bericht über Tätigkeit und Fortschritte seit der letzten Zusammenkunft in der CSSR. Er berichtete, daß Prof. SCHWARZBACH, der Vorsitzende der DEUQUA, ihn eingeladen hatte, die bisherigen Rundschreiben der Lößkommission, die nur den Mitgliedern zugänglich sind, für einen Bericht in „Eiszeitalter und Gegenwart“ zur Verfügung zu stellen. Unter der Bedingung, daß damit die Forschungsarbeit der einzelnen Mitglieder nicht vorweg genommen wird, wurde gerne der Aufforderung entsprochen.

Forschungen in den einzelnen Ländern

Der Vorsitzende berichtete von eigenen Beobachtungen im Elsaß anlässlich eines Vortrages in Straßburg, der die Möglichkeit zum Studium schon früher besuchter Profile gab. Im klassischen Profil von Achenheim (Hurst et Cie) hat die Abbauwand nun die hohe, altpleistozäne Terrasse erreicht, von der schwemmelgeartete Löss- und Paläoböden gegen die Tiefe ausfächern. Das morphologische Bild ist heute völlig klar. In der obersten Abbauwand ist die stratigraphisch höchste Verlehmungszone (R/W) aufgeschlossen, darüber folgen 4 m Löß, der durch graue und blaßbraune Streifen undeutlich gegliedert ist.

Vom Standpunkt der Jungpleistozän-Stratigraphie ist die Wand der Cooperative in Achenheim bedeutend wichtiger. Sie zeigt folgenden Aufbau:

kräftig entwickelte Braunerde
kalkiger Löß
braungraue Streifen (entsprechend Paudorf)
kalkfreier Löß
Fließerde
R/W Verlehmungszone (entsprechend Göttweig)
Flußsand der Breusch (Riß-Terrasse).

In Eguisheim bei Colmar wurde ein Profil besichtigt, das die für Europa typische Abfolge zeigt:

kräftig entwickelte Braunerde
grauer Löß
blaßbraune Bodenbildung (entspricht etwa Stillfried B)
brauner Löß mit schwächeren Bodenbildungen
tirsoide Humuszone
Verlehmungszone (entspricht Göttweig)

Besonderes Augenmerk ist auf den Unterschied Grauer Löß: post-Paudorf, Brauner Löß: prä-Paudorf zu legen, mitunter auch zusammenfallend mit kalkig: post-Paudorf, kalkfrei: prä-Paudorf. Die französischen Kollegen waren mit obiger stratigraphischer Interpretation einverstanden.

Von dieser Abfolge ausgehend, demonstrierte der Vorsitzende eine stark schematisierte „Klimakurve“ des letzten Glazials. Zwei Abschnitte schälen sich heraus, nämlich die „Feuchtakkumulation“ des braunen Lösses bis Paudorf und die „Trockenakkumulation“ des grauen Lösses nach Paudorf. Die frühglazialen Fließerden oder Humusakkumulationen fallen dabei (stratigraphisch) nicht so

sehr ins Gewicht. Eine bedeutende Zäsur stellt Paudorf (um 30 000 vor heute) dar, so daß sowohl die Auffassung von A. PENCK eines ungegliederten Würms ebensowenig wie die von W. SOERGEL eines dreigliederten Würms zutreffend ist.

Diese stark schematisierte Zweigliederung hat sich in den USA gut bestätigt, wo unter „Wisconsin-age“ das letzte Glazial verstanden wird und unter „Wisconsin-glaciation“ die Zeit zwischen Paudorf (= Farmdale?) und Spätglazial, in der die Gletscher ihren Maximalstand erreichten.

Fragt man nach den Ursachen, warum die Lößstratigraphie oft schwer mit den morphologischen Erscheinungen, z. B. Moränen, korrelierbar ist, so kommt dies daher, daß die glazialen Formen fast nur aus den „Hochglazial“ stammen, d. h. aus der Zeit, als die Gletscher ihren Maximalstand erreicht hatten; H. GRAUL hatte darauf schon früher hingewiesen. Die lange Vormarschzeit ebenso wie das Paudorfer Interstadial hingegen sind in Räumen mit glazigenen Sedimenten schwer nachzuweisen. Auch bei der Benennung der einzelnen Abschnitte der letzten Eiszeit werden wir uns dieser Tatsache bewußt sein müssen. Jede Benennung, die auf eine Dreigliederung hinausläuft, führt zwangsweise gedanklich zur überholten Vorstellung von SOERGEL. Jede Wertung nach Größe, z. B. „Haupt“- usw., muß berücksichtigen, daß zwischen 25 000—15 000 vor heute die größte Gletscherausdehnung war, daß hingegen das „Frühglazial“ von etwa 70 000—30 000 weitaus länger gedauert hatte als die nachfolgende kurze Zeit des Gletschermaximums.

Was die absolute Altersbestimmung betrifft, so warnt der Vorsitzende vor einer Überschätzung der C^{14} -Daten. Der größte Teil der österreichischen Proben wurde von ihm selbst entnommen. Es ergaben sich große Unterschiede, wenn von der gleichen Probe Holzkohle und Humussubstanz gemessen wurde. An der Oberkante der Paudorfer Bodenbildung im Hohlweg Aigen ergab die Messung von

Humussubstanz	GRO 2309	27 570 ± 500	vor heute
Holzkohle	GRO 2196	31 800 ± 800	

Wir können daher das Paudorfer Interstadial nur mit einem „geologischen“ Wert von ca. 30 000 vor heute ansetzen, haben aber eine exakte Kulturabfolge, die sich auf der Exkursion in der ČSSR bestätigt hatte:

Magdalenien (oft schon im heutigen Bodenprofil)
 Gravettien (knapp oberhalb Paudorf)
 Szelettien, Aurignacien (knapp unterhalb Paudorf).

Prof. MOSKWITIN zeigt einen Vergleich zwischen den auf der Exkursion besuchten Profilen und dem von ihm seit langen Jahren bearbeiteten mittlrussischen Raum. Er gibt eine schematische Darstellung von vier besonders typischen Profilen (Priluki, Spassk/Oka, Kazan und Moskau) in denen die Basis jeweils von Dnjepr-Moränen gebildet wird. Ein blaßbrauner Boden oder schwach entwickelter Tschernosem teilt den jüngsten Löß und wird mit Paudorf (Stillfried B) gleichgestellt. Hinsichtlich der tieferen Paläoböden besteht die schon in früheren Diskussionen geäußerte Auffassung, daß Humuszone und Verlehmungszonen des Stillfrieder Komplexes zwei selbständigen Inter-glazialen entsprechen, somit in der Reihenfolge

Kalinin-Vereisung
 Mikulino-Boden
 Moskau-Vereisung
 Odinzowo-Boden
 Dnjepr-Vereisung

nur die Humuszone dem Mikulino-Boden und die darunterliegende — nach Auffassung aller übrigen Kommissionsmitglieder eemzeitliche — Verlehmungszonen bereits dem Odinzowo-Inter-glazial zugewiesen wird. Seine geologische Beweisführung geht dahin, daß in den Profilen Priluki und Spassk zwischen Humuszone und Verlehmungszonen solifluidale Sedimente liegen, die der Moskauer Moräne im N und E entsprechen sollen. Während — nach Prof. MOSKWITIN — der Mikulinoboden in der Südukraine durch Tschernosem vertreten ist, erscheint er im N in Form mächtiger Torfe. Die auf der Exkursion besichtigten Humuszonen, die von den mitteleuropäischen Kollegen als „tirsoid“ bezeichnet werden, vergleicht er mit solchen von Wladimir a Klyasma, wo ebenfalls keine (oder nur sehr wenige) Krotowinen auftreten und wenig Pseudomyzelium.

Auch Dr. WELITSCHKO vergleicht die auf der Exkursion besuchten Profile mit denen seines Arbeitsgebietes. In einem Sammelprofil schildert er die Abfolge zwischen Dnjepr und Desna. Unter dem heutigen Boden liegen im jüngsten Löß Vergleichshorizonte und eine schwache Bodenbildung, die jeweils nur kurze Zeit für ihre Bildung gebraucht haben. Darunter folgt eine deutliche, wenngleich typologisch nicht ganz klare Bodenbildung, von deren Oberkante eine Messung mit ca. 25 000 vorliegt. Nach 2 m Löß folgt schließlich ein ausgeprägter Bodenkomplex, bestehend aus 2-3 m mächtigem Humushorizont und ca. 90 cm braunem, illimerisiertem B-Horizont. Dr. WELITSCHKO nimmt für beide Böden verschiedene Klimabedingungen an, zuerst wurde unter „podsoligen“ Bedingungen der B-Horizont und nachher, unterstützt durch Lößanwehung, der Tschernosem ge-

bildet. Unterhalb dieses, dem Mikulinoboden zugeordneten Komplexes folgen Ablagerungen der Moskauer Vereisung und darunter die Dnjepr-Moräne. Zwischen beiden gibt es Spuren einer Verwitterung, die dem Odinzowo-Boden entsprechen sollen. Diese von Dr. WELITSCSKO gegebene Deutung entspricht der mitteleuropäischen Stratigraphie.

Kollege ROHDENBURG gab eine Darstellung der nordhessischen und südniedersächsischen Löss. Sie fügen sich in das allgemeine Schema ein: Sehr günstig ist das Vorhandensein des Kärlicher Tuffbändchens, das eine exakte Datierung des jüngsten Lösses ermöglicht. Leider liegt es öfters innerhalb der heutigen Bodenbildungen. Das Interstadial von Paudorf ist ähnlich dem Kösemer Boden ausgebildet, nur etwas brauner, plattig strukturiert und mit hohem Tongehalt. Weiter gegen S, in den Räumen, die derzeit von Dr. SEMMEL bearbeitet werden, tritt dagegen eine deutlich krümelige Struktur (wie in Paudorf) auf. Dann folgt unter ca. 3 m Löß eine Humuszone, die Zwischenschicht, in der Holzkohlenstückchen weit verbreitet sind, und der Unterboden eines Pseudogleyes aus dem Eem. Wenn die Profile auch terrassenmorphologisch nicht faßbar sind, so sind sie doch typologisch einwandfrei zu parallelisieren. Koll. ROHDENBURG berichtete weiter, daß bei Isingerode an der Oker ein Profil mit drei Humuszonen bekannt ist. Wichtig war auch sein Hinweis zur Lamellenstruktur des jüngsten Lösses, die er in Beziehung zu Entkalkungsvorgängen setzte und die daher nicht immer stratigraphisch verwertbar ist.

Dr. MOISKI ergänzte die schon während des INQUA-Kongresses gemachten Beobachtungen durch einige Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich der polnischen Profile. Die (frühglaziale) Humuszone liegt immer dort vor, wo unterhalb der braune Boden einer Verlehmungszone auftritt. Wo hingegen der letztwarmzeitliche Boden durch einen Pseudogley vertreten ist, fehlt die Humuszone. Da die ostpolnischen Lößprofile eine etwas andere Ausbildung als die übrigen ostmitteleuropäischen zeigen, ist noch intensive Arbeit zu ihrer Erforschung notwendig.

Dr. MÜLLER-BECK schloß an die Ausführung des Vorsitzenden über die elsässischen Löss an und schilderte die Kulturabfolge, die mit den fossilen Böden korrelierbar ist. Über der (obersten) Verlehmungszone liegt Moustérien, in Frankreich als Spät-Micoque bezeichnet, unter Stillfried B Aurignacien und darüber Gravettien. Das Spätpaläolithikum liegt schon im Umprägungsbereich des heutigen Bodens. Dann schildert Dr. M. B. ein neues Profil im Lüttschtal. Unter 12 m Würm-moräne und 18 m Würm-(Vorstoß-)Schotter liegt Ton mit Schieferkohle, dessen C¹⁴-Datierung mehr als 50 000 Jahre ergeben hat. Es handelt sich um einen kühlen Wald, unter dem eine Dryasflora liegt und darunter, im reinen Ton, das ziemlich vollständige R/W. Die Basis bildet Rißmoräne.

Dozent Dr. FRENZEL, der auf der letzten Zusammenkunft die ersten Ergebnisse seiner palynologischen Untersuchungen mitgeteilt hatte, vor allem deren stratigraphische Bedeutung, berichtete diesmal über Vegetationstypen am Alpenostrand. Bei den bisher durchgeführten Untersuchungen über die Pollenflora der Lößprofile von Senftenberg, Aigen, Paudorf, Weinsteig, Oberfellabrunn, Stillfried, Groß-Petersdorf und Messendorf konnten folgende Ergebnisse zur Gliederung der letzt-eiszeitlichen offenen Vegetation erzielt werden:

1. Während der wichtigsten Lößphasen der letzten Eiszeit stand der gehölzfreien Kräutersteppe im Flachland ein anderer Steppentyp am Gebirgsrand gegenüber, in dem lokale Haine einer subalpinen Nadelwaldvegetation, zum Teil auch mit *Corylus*, *Berberis* und *Evonymus*, an geländeklimatisch und edaphisch günstigen Standorten vorkamen.
2. Parallel zu dieser Gliederung verlief während der letzten und vorletzten Eiszeit vielfach eine Trennung in die gramineenreichen Kräutersteppen des Flachlandes, wo *Artemisia* und *Chenopodiaceae* weitgehend fehlten, und in die an *Artemisia* reichen Kräutersteppen, ebenfalls weitgehend ohne *Chenopodiaceae*, am Gebirgsrande.
3. Die offene Vegetation am Gebirgsrand war stets artenärmer als im Flachland. Diese Tatsache hängt wahrscheinlich mit der schnelleren Verwitterung am relativ niederschlagsreichen Gebirgsrand zusammen, wo der aufgewehte Löß durch die Bodenbildung stärker degradiert wurde als im Flachland.
4. Als Elemente der offenen Vegetation müssen gelten:
 - a) an feuchteren Standorten engbegrenzte, äußerst artenarme Gemeinschaften heutiger Tundrapflanzen;
 - b) an trockeneren Standorten wahrscheinlich *Bromus*-Rasen;
 - c) weithin verbreitete Gemeinschaften heutiger Unkrautarten und anderer Pflanzen nährstoffreicher, tiefgründiger Böden;
 - d) recht gleichmäßig auftretende Gemeinschaften heutiger Halophyten, die aber möglicherweise nur Zeugen des damals weit verbreiteten Rohbodens sind.
5. In allen genannten Typen und Elementen der offenen Vegetation fand während der letzten Eiszeit im Untersuchungsgebiet die Lößakkumulation statt. Diese und die Trockenheit des Klimas verhinderten wahrscheinlich die damals thermisch mögliche stärkere Ausdehnung der Tundra.
6. Selbst die offene Vegetation der frühglazialen Fließerdezeiten mancher Gebiete muß aus floristischen Gründen als *Artemisia*-reiche Kräutersteppe angesehen werden, nicht aber als Tundra.

Dr. ŠIBRAVA berichtete von seiner Arbeit mit Dr. MACOUN aus dem Ostravagebiet, wo in über 100 Schürfen die Abfolge klastisch gestellt wurde. Zwischen Paudorf und Eem schaltet sich ein Boden, die sogenannte Troppauer Bodenbildung, ein. Unterhalb von Eem folgt ein (dünner) Warthelöß, der auf Saaleschotter oder -moräne aufliegt. An der Oberkante von Saale liegt eine sehr schwache Verwitterung, wodurch sich das Bild der Exkursionsräume bestätigt. Im Holstein-Interglazial ist eine Kaltphase zu erkennen, die Muglinow-Schwankung, die vielleicht in der Lößlage im Freyburger Bodenkomplex ihr Gegenstück hat.

Prof. SCHÖNHALS behandelte noch einmal kritisch die Gliederung der letzten Eiszeit, die von Prof. FINK sehr schematisch in zwei Abschnitte (vor und nach Paudorf) zerlegt wurde. Er will dagegen eine Dreigliederung vornehmen, nach der die Humuszonen einen ersten Abschnitt darstellen. FINK warnt eindringlich vor einer Dreigliederung in irgendeiner Form, da durch sie sofort wieder eine gedankliche Verbindung zum SOERGEL'schen System hergestellt würde, obwohl diese von SCHÖNHALS vorgeschlagenen drei Abschnitte begrifflich ganz anders gefaßt sind. Es wird bei der weiteren Arbeit darauf ankommen, die Untergliederung des prä-Paudorf Abschnittes so vorzunehmen, daß keine Verwechslung oder gar Anknüpfung an die SOERGEL'sche Gliederung möglich ist.

Eine lebhafte Debatte entstand über den Beginn der letzten Kaltzeit, der in der schematischen Kurve von FINK zu allmählich dargestellt wurde. Prof. MOSKWITIN betonte, daß am Beginn des Glazials eine starke Abkühlung eingesetzt hatte, durch die die Tundra bis in das Gebiet von Kasan heruntergedrückt wurde. Bis zum Kaspisee bzw. Schwarzen Meer treten im Frühglazial Eiskeile auf. Auch Dr. MÜLLER-BECK verweist auf eine kalte Zacke vor Amersfoort. Schließlich haben die pollenanalytischen Untersuchungen von Dr. FRENZEL ergeben, daß schon die Zwischenschicht zwischen Verlehmungszone und unterster Humuszone einen scharfen Vegetationsunterschied anzeigt.

Der Nachmittag war anderen Kommissionsarbeiten gewidmet. Es wurde der Plan gefaßt, die Nomenklatur und Systematik der in den Lößprofilen auftretenden Sedimente und Böden zu vereinheitlichen. Des weiteren wurde mit den Vorarbeiten für eine Lößkarte Europas begonnen, auf der zuerst einmal nur die verschiedenen Faziesräume mit ihren typischen Profilen eingetragen werden sollen. Über diese Arbeiten, die durch die tatkräftige Unterstützung aller Kommissionsmitglieder vorgetrieben werden, wird unten noch im Detail berichtet.

Abschließend wurde beschlossen, die Zusammenkunft 1965 in Ungarn abzuhalten. Als Termin mußte im Hinblick auf den INQUA-Kongreß in den U.S.A. wieder das Frühjahr gewählt werden.

Zusammenkunft in Ungarn (April 1965)

Von ungarischer Seite wurde dieser Veranstaltung größtes Interesse entgegengebracht, was durch eine besonders intensive Vorbereitung und Betreuung bei der Durchführung zum Ausdruck kam.

Kommissionsmitglied Prof. Pécsi, Direktor des Geographischen Institutes der Akademie der Wissenschaften, war mit seinen Mitarbeitern am stärksten an den Vorarbeiten beteiligt. Es überrascht aber nicht, daß neben der Ungarischen Akademie der Wissenschaften auch andere Stellen größte Hilfe zuteil werden ließen: so die Geologische Landesanstalt, die auf der Tagung durch Prof. RÓNAI vertreten war, und das Forschungsinstitut für Agrochemie und Bodenkunde, vertreten durch Prof. STEFANOVITS. Es wurde für die Tagung ein umfangreicher Exkursionsführer herausgegeben, der neben der Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse grundsätzliche Aufsätze über die ungarischen Löss und ihre Erforschung enthält. Einem Wunsch der Teilnehmer entsprechend, wird dieser hektographierte Exkursionsführer, vermehrt um die Diskussionsbemerkungen der Gäste, als eine eigene Publikation in Ungarn erscheinen. Es ist daher nicht notwendig, eine detaillierte Schilderung der ungarischen Veranstaltung zu geben, sondern es darf auf diese Publikation verwiesen werden.

Nachdem am 20. April 65 alle Teilnehmer angereist waren, wurde die Tagung selbst am 21. April früh im Hörsaal des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Eötvös-Lóránd Universität durch den Hausherr, Akademiker Prof. SZADECKY-KARDOSS, eröffnet. Der Vorsitzende konnte den zahlreich erschienenen ungarischen Kollegen, unter denen die beiden Nestoren der ungarischen Quartärforschung, Dr. G. BACZAK und Dr. E. SCHERF besonders erwähnt werden sollen, die Anwesenheit von Lößforschern aus 9 verschiedenen europäischen Ländern mitteilen. Nur die rumänischen Kollegen waren trotz intensiver Bemühungen des Vorsitzenden leider nicht erschienen. In seinem Referat betonte der Vorsitzende eingangs die große Tradition der ungarischen Forschung, die sowohl auf dem Gebiet der Quartärgeologie als auch der Bodenkunde bis zum heutigen Tage einen großen Einfluß auf den Fortschritt unserer Arbeiten ausübt. Die intensive Durchforschung des ungarischen Raumes war demnach ein wesentlicher Grund für die Wahl als Veranstaltungsort. Dann wurde die bisherige und der derzeitige Stand der Kommissionsarbeit geschildert und die Themata für den abschließenden Diskussionstag skizziert. Der besondere Dank wurde der Ungarischen Akademie der Wissenschaften sowie den schon oben genannten Organisationen und Persönlichkeiten zum Ausdruck gebracht.

Anschließend gab Prof. Pécsi einen eindrucksvollen Überblick über die historische Entwicklung und den derzeitigen Stand der ungarischen Lößforschung. Seiner geomorphologischen Arbeits-

richtung entsprechend stellte er das Lößproblem in einen größeren, landschaftsmorphologischen Rahmen und erläuterte eine von ihm entworfene Tabelle über die Systematik der in ungarischen Lößprofilen auftretenden Sedimente. Diese Tabelle bildete eine wertvolle Grundlage für die spätere Diskussion.

Nachmittags fand die Besichtigung des Lößaufschlusses von *M e n d e*, östlich von Budapest, statt. Dieses Profil zeigt eine sehr reiche Gliederung und gibt durch eine am Gegenhang liegende aufgelassene Ziegelei die Möglichkeit einer Gegenüberstellung der beiden Expositionen. Nahe der Abbausohle liegt der Unterboden einer Parabraunerde (B_1), der überlagert wird von Humuszonen mit Lößzwischen-schichten. Dann folgt ein mächtiges Paket von Löß, auf dem wieder ein ganzer Komplex von Böden, vorwiegend humoser Entwicklung, liegt; hangend stärker, dann schwächer vergleyte Löss und schließlich der heutige Boden, ein Tschernosjom. Die stratigraphische Interpretation der ungarischen Kollegen war die, daß der B_1 -Horizont an der Basis als R/W angesprochen wurde, womit der humose Komplex im oberen Drittel der ca. 30 m hohen Abbauwand der Paudorfer Bodenbildung entsprechen müßte. Dagegen wendeten mehrere Besucher ein, daß das R/W bereits im oberen Komplex zu sehen wäre, der in einem nahe gelegenen Hohlweg an seiner Unterkante einen braunen Unterboden zeigt. Dem wird entgegengehalten, daß nahe der Basis des Aufschlusses ein Zahn von *Equus spec.* gefunden wurde, der nach Prof. KRETZOI würmeiszeitlichen Alters sein soll.

Der nächste Tag, der 22. April, war einer ganztägigen Exkursion durch das Donautal zwischen Vac und Estergom gewidmet. Dieser Donauabschnitt ist dadurch besonders interessant, daß hier eine Verknüpfung von Lößprofilen und Terrassen versucht werden kann, aber gerade diese Verknüpfung ist besonders schwierig: tektonische Bewegungen haben wahrscheinlich eine Höherstellung der Terrassen dieses Stromabschnittes bewirkt. Nach den paläopedologischen Feststellungen — abgeleitet aus der Kenntnis anderer europäischer Räume — müssen aber die tiefliegenden Terrassen höheren Alters sein, als sie auf Grund der landschaftsmorphologischen Forschungen angesprochen werden. Die paläontologischen Befunde sprechen eher wieder für ein geringeres Alter. Es soll hier offen auf diese Diskrepanz hingewiesen werden, da sie Möglichkeiten und Grenzen unserer Forschungsdisziplin vor Augen führt.

Es wurden die Aufschlüsse Nogradveröcs, Nagymaros, Györgyliget und Basahac in der genannten Reihenfolge besucht.

Im Aufschluß *N o g r a d v e r ö c s* sind die fossilen Böden in ihrer typologischen Ausbildung und in ihrer Anordnung entfernt mit dem Stillfrieder Komplex zu vergleichen. Ihr (hypothetisch konstruiertes) Ausstreichen auf die dortige IIB-Terrasse entspricht dem normalen Bild und gestattet eine Korrelation mit den übrigen europäischen Aufschlüssen.

Ein guter typologischer Vergleich, etwa mit österreichischen Aufschlüssen, bietet sich in *N a g y m a r o s*. Der dort austretende mittlere fossile Boden, der sich im Verlauf des Aufschlusses gabelt, darf am ehesten mit der Göttsweiger Verlehmungszone korreliert werden (auch in Österreich sind mehrere Aufschlüsse bekannt, wo der R/W-interglaziale Boden durch einen Löß zweigeteilt auftritt, z. B. Paudorf, Wielandsthal, Linz-Grabnerstraße und andere mehr). Der basale, sehr intensiv verwitterte fossile Boden, der nur im Abschnitt der vierten Terrasse erscheint, kann mit der Kremser Bodenbildung verglichen werden, während der obere fossile Boden, der hangparallel durch den ganzen Aufschluß hindurchzieht, Paudorf (oder PK I) gleichgestellt werden darf. Wieder liegt in Nagymaros die sogenannte IIB-Terrasse vor, was mit dem paläopedologischen Befund aber in keiner Weise übereinstimmt.

Im Aufschluß *G y ö r g y l i g e t* ist der zwischen Lössen eingebettete Boden typologisch dem „normalen“ R/W-Boden vergleichbar, so daß der unterhalb liegende sandige, verschwemmte Löß, der viele (Kalt-)Schnecken enthält, dem Reiß angehören dürfte. Darunter folgen noch mehrere Meter Flußsand, zum Teil rosig gefärbt und dann erst der Sockel der Felsterrasse, die dort ebenfalls wieder als IIB bezeichnet wird.

B a s a h a c bietet typologisch einige Schwierigkeiten. Ungefähr in der Mitte der östlichen — nicht von allen Teilnehmern studierten — Wand scheint der R/W-Boden in Form einer reifen Braunerde mit Ca-illuvialhorizont vorzuliegen. Ihm entspricht wahrscheinlich der basale Boden der Delle im SW-Teil des Aufschlusses. In dieser Delle folgen mehrere Humuszonen, die vielleicht mit denen des Stillfrieder Komplexes verglichen werden können. Bei einer solchen stratigraphischen Interpretation rücken die tieferen, horizontal liegenden humosen fossilen Böden weiter in die Vorzeit zurück. Interessant ist noch die tertiäre Verwitterung an der Oberkante des Andesits, der den Felssockel der Terrasse bildet. Sie zeigt eine sehr alte Anlage des Tales und läßt Vergleiche mit der Wachau im österreichischen Stromabschnitt zu, wo ebenfalls sehr oft alte Täler oder Talstücke exhumiert wurden.

Am folgenden 23. April folgte wieder eine ganztägige Exkursion, diesmal nach S, wo das Steilufer der Donau zwischen *K u l c* und *P a k s* reichgegliederte Profile liefert. Die beiden genannten Stationen wurden eingehend besichtigt. Diese Profile sind im wahrsten Sinne des Wortes „geologisch“ zu interpretieren. Eine zu detaillierte pedologische Aufnahme würde zu falschen Schlüssen führen, besonders in Paks, wo in der Mitte der Abbauwand (heute durch den maschinellen

Abbau nicht mehr sichtbar) ein Tälchen von der Lößtafel gegen die Donau zieht und dadurch die einzelnen Sedimente und Böden lokale Modifikation aufweisen. Die größeren Zeitmarken, die eben geologisch bedeutend sind, können jedoch klar erkannt werden. So bieten die beiden basalen Böden in Kulc und Paks Hinweis auf sehr hohes, sicher präpleistozänes Alter. In Paks wurden im unterlagernden Ca-Illuvial Horizont Bohnerze gefunden, aber schon die Farbe, Struktur und die Dimension des autochthonen Ca-Horizontes sind typisch. Eine intensive Verwitterung herrschte noch im großen Interglazial, durch die bekanntlich die Ferretisierung im Umkreis der Alpen eintreten konnte, während das R/W in der Verwitterung und Intensität den heutigen Böden Mitteleuropas entspricht (allerdings nicht Steppenböden, sondern reifen Braunerden oder Parabraunerden). Schließlich fallen die Würm-interstadialen Böden durch ihre geringe Verwitterung auf, praktisch liegen nur Humushorizonte vor. Die großen Zäsuren klimatischer Art, die in den verschiedenen fossilen Böden von Paks und Kulc gut erkennbar sind, werden für unsere weitere Arbeit von großer Bedeutung sein. In dieser Hinsicht hat das „klassische“ Profil von Paks seine Bedeutung erhalten. Spiegelt doch seine lange Forschungsgeschichte mit den verschiedenen aus ihm abgeleiteten Meinungen die Schwierigkeit wieder, in der sich unsere ganze Arbeit bewegt. Dies war eine der wichtigsten Erkenntnisse, die aus den eindrucksvollen Exkursionstagen in Ungarn gewonnen wurde.

Systematik der Paläoböden und Sedimente

Der 24. April war einer eingehenden Diskussion gewidmet, die schon während der Exkursionen begonnen hatte und 3 Themenkreise umfaßte:

- a) Stratigraphie der ungarischen Löss (und Paläoböden) und Vergleich mit der in anderen Räumen,
- b) Karte der Verbreitung des Lösses (und der lößähnlichen Sedimente) in Europa,
- c) Nomenklatur, Systematik und zeichnerische Darstellung der pleistozänen Ablagerungen (in Lößprofilen).

ad a): Allgemein ist hierzu zu sagen, daß die einzelnen Kommissionsmitglieder nur bedingt zur Frage der Stratigraphie der ungarischen Lößprofile Stellung nehmen können. Dem Vorteil der Kenntnis anderer Räume steht der Nachteil eines nur kurzen Studiums der gezeigten Profile gegenüber. Dies haben alle Diskussionsredner eindeutig zum Ausdruck gebracht (vgl. hierzu die in Ungarn erscheinende Publikation).

Wir haben bei unseren bisherigen Arbeiten in der Kommission selbstverständlich immer die komplexe Forschungsmethode angewendet und geomorphologisches, palynologisches und faunistisches Material ebenso berücksichtigt wie urgeschichtliche Ergebnisse. In allen bisher von der Kommission besuchten Räumen hat sich ergeben, daß stets der letzte, d. h. jüngste fossile Waldboden, der typologisch sehr deutlich ausgeprägt ist, dem R/W-Interglazial zuzuordnen ist. Die verschiedenen fossilen Böden aus den Interstadialen des Würm sind typologisch nicht so ausgeprägt, wenn gleich sehr gut zu erkennen und auch oftmals korrelierbar. Von diesem paläopedologischen Gesichtspunkt aus ergibt sich für einige Profile, so besonders die des Donaufales, eine andere Einstufung der unterlagernden Terrasse. Auf diese Diskrepanz wurde oben schon hingewiesen.

ad b): Die Karte der Verbreitung des Lösses und der lößartigen Sedimente in Europa hat große Fortschritte gemacht. Es wurde das zum Teil erst zur Tagung mitgebrachte Material miteinander verglichen und die technischen Fragen einer ersten Zusammenzeichnung besprochen. Ein erster Entwurf wurde zum INQUA-Kongreß mitgenommen, vor allem um alle fachlich irgendwie interessierten Kollegen zur Mitarbeit anzuregen. Die entsprechenden Richtlinien für die Mitarbeiter an der Karte wurden schon mit dem Bericht über die Tagung in Leipzig sowie durch zwei weitere Rundschreiben ausgegeben. Auf sie wird unten noch näher eingegangen.

ad c): Zu diesem Fragenkreis wurde ebenfalls eingehend Stellung genommen. Ein bereits ins Detail gehender Entwurf lag von ungarischer Seite vor (vgl. oben), der sich in den Grundzügen mit den Diskussionsbeiträgen der anderen Kommissionsmitglieder deckt. Aus allen Stellungnahmen geht klar hervor, daß die größeren genetischen Gruppen der Sedimente deutlich untereinander unterschieden werden müssen. Äolische, fluviatile, deluviale und autochthone Bildungen müssen klar getrennt werden. Die synsedimentären bzw. postsedimentären Veränderungen, fast immer im Sinne von Bodenbildungen, sollen von den geologisch-genetischen Erscheinungen getrennt werden. Dies erfordert eine getrennte Darstellung in geologische und pedologische Profile, die ab nun bei der schematischen Darstellung von Lößprofilen berücksichtigt werden sollen.

Die Tagung in Ungarn brachte somit der Lößkommission ein reiches Ergebnis. Noch einmal soll auch an dieser Stelle unseren ungarischen Freunden und Förderern der Dank ausgesprochen werden!

Da die beiden unter b) und c) genannten und miteinander in engstem Zusammenhang stehenden Arbeiten auch über die Lößkommission hinaus große Bedeutung besitzen, sei der diese Arbeiten betreffende Teil der Rundschreiben Nr. 9 vom 7. Januar 1965, und Nr. 10 vom 3. April 1965 mitgeteilt:

An die Bearbeiter der einzelnen Räume wurde eine stumme Karte im Maßstab 1 : 2 500 000 übersandt (Blaupause der INQUA-Karte, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover) auf der einzutragen waren:

- 1) Die verschiedenen Paläoklimaräume (Faziesräume) für die letzte Eiszeit.
- 2) Einige ausgewählte Lokalitäten, die typisch für den betreffenden Klimaraum sind.
Von der Lokalität war ein schematischer Profilschnitt anzufertigen.
- 3) Die Mächtigkeit der Lösses wird angegeben in den Stufen

1— 5 m
5—20 m
über 20 m.

Ferner werden die Gebirgsränder, bzw. die Obergrenze der äolischen Akkumulation (die in unseren Räumen bei ca. 400-450 m liegt) angegeben. Neben den Lössen und lößähnlichen Sedimenten, z. B. Staublehne, werden auch Flugsande bzw. Übergangsbildungen, wie Sandlösses usw., festgehalten.

Die Erstellung einer einheitlichen Nomenklatur, Systematik und zeichnerischen Darstellung der in Lößprofilen auftretenden Sedimente und Böden ist eine wichtige Aufgabe unserer Kommission. Besonders im Hinblick auf die schematischen Profile für die einzelnen Klimaräume ist eine Vereinheitlichung erforderlich. Es wird eine Großgruppierung der Sedimente nach ihrer Entstehungsursache vorgeschlagen.

Durch Winde	äolisch
durch Wasser	fluvial
durch Abspülung	deluvial, kolluvial
autochthon	organische Bildungen usw.

Die äolischen Ablagerungen müssen ferner klimatisch-faziell unterschieden werden, wie dies die Sequenz: Löß-„Braunlöß“-Staublehm zeigt. Eine sehr detaillierte Unterscheidung ist im ungarischen Vorschlag enthalten, wonach in mehrere Sedimentationsräume: Tiefebene, Plateau, Beckenrand gegliedert ist. Solche Unterscheidungen sind für die nationalen Bereiche sehr wertvoll, weil sie eine Koordinierung aller bisher in einem Lande verwendeten Begriffe bringen, sind jedoch für unsere Arbeit zu diffizil.

Hinsichtlich der pedologischen Benennungen müssen wir wohl auf die Nomenklatur der heutigen Böden Rücksicht nehmen. Diese ist leider nicht einheitlich, so daß es sinnvoll erscheint, nur wenige, gut definierte Begriffe auf die Paläoböden zu übertragen. Klare Abgrenzungen müssen zwischen „Braunerde“ und „Parabraunerde“ sowie „Rotlehm“ und „Braunlehm“ geschaffen werden. Nach wie vor gilt, daß nur Horizonte in den Profilen dargestellt werden.

Bei Darstellung aller sedimentologischen und pedologischen Erscheinungen wären sehr viele Signaturen erforderlich. Diese Vielfalt an Zeichen erschwert aber die Lesbarkeit. Es wird daher vorgeschlagen, schematische Profile durch z w e i S ä u l e n zu symbolisieren:

linke Säule	geologisches Profil
rechte Säule	pedologisches Profil.

Ganz links außen ist wie bisher die Meterskala zu zeichnen. In der Mitte zwischen den beiden Säulen kann ein schmaler Raum ausgespart werden für die Eintragung des Kalkgehaltes in wenigen Stufen:

stark kalkhaltig	über 5%
kalkhaltig	bis 5%
schwach kalkhaltig	bis 1%
kalkfrei.	

Im geologischen Profil (linke Säule) werden die genetische und textuelle Stellung der Sedimente eingetragen, im pedologischen Profil (rechte Säule) jene Veränderungen, die überwiegend post-sedimentär entstanden sind. Auch synsedimentäre Veränderungen, wie beispielsweise die Vergleyung (primäre Tagwasservergleyung bei der Akkumulation des Staublehmes, Gleylöß usw.) oder Mn-Flecken werden hier dargestellt. Zur Kennzeichnung der genetischen Stellung der Sedimente werden folgende Signaturen vorgeschlagen:

senkrechte Linien	äolische Sedimente
horizontale Linien	fluviale Sedimente
schräge Linien	deluviale Sedimente.

Autochthone Bildungen (Eluvium) sollen mit Signaturen ausgedrückt werden, die keine Bewegungsrichtung anzeigen. Vorschläge werden erwartet. Alle Ablagerungen müssen textuell aufgliedert werden. Zur Kennzeichnung der Textur werden die in bestimmter Richtung laufenden Linien gezeichnet als:

voll	tonig
gestrichelt	schluffig (lehmig)
gepunktet	sandig.

Die am Rande der nordischen Vereisung auftretenden Sandlöße (kenntlich an 2 Maxima) sind durch strichpunktierte Linien darzustellen.

Zur Diskussion wird gestellt, ob stärkerer oder schwächerer deluvialer Einfluß durch verschiedene Neigung der Schrägstriche ausgedrückt werden soll, etwa für geringen deluvialen Einfluß steiler Winkel, da noch sehr nahe zur senkrechten äolischen Linie und für starken deluvialen Einfluß flacher Winkel, da schon sehr nahe zur horizontalen fluviatilen Linie.

Auf verschiedene andere Signaturen, wie Schotter, Moränen, Torfe usw. wird nicht näher eingegangen. Ihre bisherige Symbolisierung wird wohl beibehalten werden.

Für das pedologische Profil werden die bisher verwendeten Zeichen sinnvoll anzuwenden sein:
Humushorizonte senkrechte Linien.

Die Intensität der Farbe (nicht des Humusgehaltes, der im Gelände nicht bestimmt werden kann und außerdem meist sehr tief liegt) wird durch engeren bzw. weiteren Abstand der senkrechten Linien zum Ausdruck gebracht.

Braune Horizonte schräge Gittersignatur, Rhomben oder Rauten.

Die Intensität der Verwitterung wird am besten durch weitere oder engere Linien dargestellt.
Eluvialhorizonte mit Haken, deren Spitze nach abwärts zeigt.

(Solche Horizonte dürfen nicht verwechselt werden mit eluvialen, d. h. an Ort und Stelle entstandenen Bildungen. Der alte Begriff „Eluvium“ ist daher ungünstig und sollte nicht mehr verwendet werden. Auch der Begriff „Proluvium“, d. h. ein deluviales Sediment, das schwemmfächerartig in die Talau vorgebaut ist und nicht mehr vom Fluß überschwemmt werden kann, ist für unsere Zwecke nicht günstig.)

Ca-Illuvialhorizonte durch kräftige Signatur
Grundwassergleyhorizonte durch unterbrochene Wellenlinien oder andere auf den Einfluß des Grundwassers hinweisende Zeichen.

Obige Vorschläge sind als Rahmen zu verstehen. Die Darstellung der Lößprofile durch zwei Profilsäulen bringt den Vorteil, daß der Autor für jede einzelne Strate des Profils eine eindeutige geologische und pedologische Zuordnung treffen muß. Neue Begriffe, die in der letzten Zeit die Koordinierung erschweren, werden damit definiert. Für den derzeitigen Stand unserer Kommissionsarbeit scheint dies ein großer Vorteil zu sein.

Es braucht wohl nicht besonders betont zu werden, daß die Arbeit, die in der Lößkommission geleistet wird, auch anderen INQUA-Kommissionen zugute kommt. Insbesondere mit der Kommission für die Lithologie der Sedimente ergeben sich viele Überschneidungspunkte, auch für die Quartärkarte Europas hoffen wir brauchbares Material liefern zu können. Die Arbeit wird fortgesetzt, als Tagungsland für 1966 wurde Jugoslawien vorgeschlagen und die ersten Anfragen an die offiziellen Stellen wurden bereits gerichtet. Zu gegebener Zeit wird in dieser Zeitschrift über die weitere Arbeit der Lößkommission berichtet werden.

D. Personennachrichten

Am 21. Juli 1965 verstarb im Alter von 78 Jahren unser Ehrenmitglied Prof. Dr. F. FLORSCHÜTZ (Holland).

Im November 1965 verloren wir auch den Nestor der Berliner Quartärgeologen, den 88jährigen Prof. Dr. F. SOLGER, gleichfalls Ehrenmitglied der Deuqua.

Auf dem VII. INQUA-Kongress in Boulder/USA wurde von den 43 Ländervertretern (International Council Meeting) das Exekutiv-Komitee für 1965-1969 gewählt. Es besteht aus dem Präsidenten Gerald M. RICHMOND (U.S. Geol. Survey, Denver, U.S.A.), den Vizepräsidenten H. GODWIN (Department of Botany, Univ. Cambridge, England), M. I. NEJSTADT (Geogr. Institut, Akademie d. Wissenschaften, Moskau, U.S.S.R.), E. SCHÖNHALS (Inst. f. Bodenkunde, Univ. Gießen, Deutschland), Altpräsident A. CAILLEUX (Univ. Paris, Frankreich), Schriftführer und Schatzmeister S. VAN DER HEIDE (Geol. Dienst, Haarlem, Holland).

Auf dem gleichen Kongress wurden folgende neue Kommissionen gegründet:

Kommission für Paläopedologie (Leiter: C. G. STEPHENS, Canberra).

Subkommission für einen paläogeographischen Atlas des Quartärs (Leiter: K. K. MARKOW, Moskau).

Subkommission für europäische Quartärstratigraphie (Leiter: G. LÜTTIG, Hannover).

Die französischen Quartärforscher haben sich zu einer „Association française pour l'étude du Quaternaire“ (AFEQ) zusammengeschlossen. Präsident ist P. BELLAIR, Paris. Die Zeitschrift der Gesellschaft führt den Titel „Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire“. Auskünfte erteilt der Sekretär H. ELHAI, 10 rue Lavoisier, Paris VIII^e.

Hauptversammlung 1966 der Deuqua

Die 13. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung findet vom 8.—13. 8. 1966 in Göttingen statt. Hauptthema: Das Quartär der Mittelgebirge. Anmeldung von Vorträgen beim Geschäftsführer der Tagung, Prof. Dr. H. POSER, 34 Göttingen, Herzberger Landstraße 2, Geogr. Institut.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an die Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, 53 Bonn, Am Buchenhang 12, oder Prof. Dr. M. Schwarzbach, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck **KAPITÄLCHEN**) unterbrochen unterstreichen (z. B. A. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (*Elephas antiquus*). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. O. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor: Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. Z. deutsch. geol. Ges. **67** (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

**Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte
mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands**

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder
auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18x25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband DM 58.—

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch
in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden DM 8.75

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Dr. BERNHARD HAUFF: **Das Holzmadenbuch**

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 Kunstdrucktafeln.
Ganzleinen DM 12.—

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen DM 11.70, Nachtragsband 1938 DM 5.—

„Das klassische Werk der Trias“

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text,
gebunden DM 9.80

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.