

# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Im Auftrage des Vorstandes*

*und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen*

*herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

ZWÖLFTER BAND

MIT 87 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1962

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 12</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Ohringen/Württ. 15. Januar 1962</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--



# Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1  
Postscheckkonto: Hannover 45303

---

## Vorstand

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

## Beirat

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

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

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

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

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



# Eiszeitalter und Gegenwart

---

*Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung*

*Im Auftrage des Vorstandes*

*und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen*

*herausgegeben von*

PAUL WOLDSTEDT

ZWÖLFTER BAND

MIT 87 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 2 TAFELN

1962

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 12</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Öhringen/Württ. 15. Januar 1962</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--



*Gedruckt mit Unterstützung  
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

---

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



# INHALT

## A. Aufsätze

	Seite
<i>HALLIK, R. und KUBITZKI, K.:</i> Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel- Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld	92— 98
<i>HUCKRIEDE, REINHOLD:</i> Jungquartär und End-Mesolithikum in der Pro- vinz Kerman (Iran)	25— 42
<i>KRAUS, E. C.:</i> Die beiden interstadialen Würmböden in Süd- bayern	43— 59
<i>KUKLA, J., LOŽEK, V. und BARTA, J.:</i> Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal	73— 91
<i>LANG, GERHARD:</i> Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsent- wicklung im Umkreis der Alpen	9— 17
<i>MACAROVICI, NEC.:</i> Contribution à la connaissance de <i>Alces palmatus</i> HAM. SMITH dans le Quaternaire de la Roumanie	66— 72
<i>PAAS, WILHELM:</i> Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten	165—230



	Seite
<i>RICHTER, KONRAD :</i>	
Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke	125—130
 <i>SCHWARZBACH, MARTIN :</i>	
Eine Karte des quartären und tertiären Vulkanismus in Europa	5— 8
 <i>SICKENBERG, O. :</i>	
Über die Größe der pleistozänen Pferde der Caballus-Gruppe in Europa und Nordasien	99—124
 <i>WOLDSTEDT, PAUL :</i>	
Die Vergletscherungen Neuseelands und die Frage ihrer Gleichzeitigkeit mit den europäischen Vereisungen	18— 24
 <i>WOLDSTEDT, PAUL :</i>	
Interglaziale marine Strände in Australien	60— 65
 <i>WRIGHT, H. E., JR. :</i>	
Pleistocene glaciation in Kurdistan	131—164
 <b>B. Buchbesprechungen</b>	 231—234
 <b>C. Tagungsberichte</b>	 235—240

## Eine Karte des quartären und tertiären Vulkanismus in Europa <sup>1)</sup>

VON MARTIN SCHWARZBACH, Köln

Mit 1 Kartenbeilage

**Zusammenfassung.** Die jungen (quartären und tertiären) Vulkangebiete Europas werden auf einer Karte dargestellt und dazu einige allgemeine Bemerkungen über zeitliche Verteilung, petrographische und tektonische Beziehungen des jungen Vulkanismus gemacht.

**Abstract.** There is given a map of the young (Quaternary and Tertiary) volcanoes in Europe. Some remarks on the chronological, petrographical and tectonic relations of the young volcanism.

Der Vulkanismus ist ein Stiefkind der Quartärgeologen. In den großen einschlägigen Lehrbüchern der Eiszeitforschung werden Vulkane allenfalls ganz nebenbei behandelt und meist nur im Zusammenhang mit anderen geologischen Erscheinungen erwähnt.

Immerhin besteht jedoch eine ganze Reihe von Verbindungen: Der junge Vulkanismus ist nicht nur ganz allgemein ein integrierender Bestandteil der Gesamt-Geologie des Eiszeitalters; er hilft darüber hinaus der Quartärstratigraphie und -chronologie (so durch die „Tephrochronologie“ in Patagonien, Island, der Eifel), lieferte Material für den Steinzeitmenschen (Obsidian), gibt Klimazeugen (Windrichtungen bei Aschen-Eruptionen) und ist vielfach als Eiszeit-Ursache diskutiert worden. Schließlich haben auch die jungen vulkanischen Gesteine eine große Rolle in den modernen Untersuchungen über Paläomagnetismus übernommen, nicht nur bei der Bestimmung der Pol-Lagen in quartärer Zeit, sondern auch dadurch, daß die mehrfachen Umkehrungen des magnetischen Feldes um 180° offenbar chronologisch verwertet werden können; man kann sich vorstellen, daß solche Beobachtungen sogar bei der Frage nach der Abgrenzung des Quartärs gegen das Tertiär Bedeutung gewinnen.

In der beiliegenden Karte ist versucht worden, die räumliche Verbreitung des effusiven jungen Vulkanismus darzustellen. Dabei wurde außer dem Quartär auch das Tertiär mit behandelt, denn beide hängen eng zusammen; in vielen Fällen ist außerdem eine ganz genaue stratigraphische Einordnung der vulkanischen Vorgänge gar nicht möglich. Allerdings besteht im allgemeinen ein scharfer morphologischer Schnitt zwischen beiden Zeitabschnitten, denn Krater und ähnliche morphologische Einzelheiten sind nur an quartären Vulkanen überliefert; die tertiären sind viel stärker abgetragen.

Zu der Karte sollen nur wenige allgemeine Bemerkungen gemacht werden.

### 1. Zeitliche Verteilung des jungen Vulkanismus

Nach dem zeitlichen Auftreten lassen sich drei Hauptgruppen unterscheiden:

- a) Gebiete mit rein tertiärem Vulkanismus und höchstens ganz vereinzelt quartären Ausbrüchen,
- b) Gebiete mit rein quartärem oder ganz überwiegend quartärem Vulkanismus (darin als Untergruppe die Gebiete mit „tätigen“ Vulkanen),
- c) Gebiete, in denen tertiärer und quartärer Vulkanismus eine bedeutende Rolle spielen.

Zur Gruppe a) gehören die südöstliche Balkanhalbinsel (mit nördlicher Ägäis), das innerkarpathische Vulkangebiet, das ost- und südalpine Vulkangebiet, die meisten

<sup>1)</sup> Die Karte wurde erstmalig in einem öffentlichen Vortrag über „Vulkane des Eiszeitalters in Europa“ anlässlich der Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Karlsruhe am 9. Juni 1960 gezeigt.

Vulkangebirge Mittel-Europas (mit Ausnahme der Eifel), Schonen und die südliche Thule-Provinz (Schottland-Irland-Färöer).

Zur Gruppe b) sind vor allem zu rechnen: südliche Ägäis, die Apennin-Halbinsel mit Nordost-Sizilien und den zirkumsizilischen Vulkaninseln, Olot. Auch Ciudad Real könnte man noch dazu rechnen.

In die Gruppe c) muß man vor allem stellen: Sardinien, Auvergne, Eifel und Island.

Es zeigt sich somit, daß nur im Mittelmeerraum noch im Laufe des Quartärs (z. T. im jüngsten Tertiär) neue Vulkangebiete entstehen; alle anderen sind älter. Der Schwerpunkt vulkanischer Tätigkeit liegt während des Tertiärs im mittleren und südöstlichen Europa, ferner in der Umrandung des westlichen Mittelmeeres und schließlich in der Thule-Provinz. Nur in kleinem Umfange setzt sich in diesem Raum die Tätigkeit in festländischen Einzelgebieten (Auvergne, Eifel, Sardinien) ins Quartär hinein fort, dagegen in großem Umfange in Island. Im übrigen verschiebt sich im Quartär der Schwerpunkt nach dem mittleren und östlichen Mittelmeerraum.

## 2. Petrographische Zusammenhänge

Der junge Vulkanismus hat vorwiegend basische Gesteine geliefert. Doch gibt es auch in ausgesprochenen Basaltgebieten, z. B. in Island oder der West-Eifel, gelegentlich saure Ergüsse, und außerdem auch größere Gebiete mit reichlicher Förderung von liparitischer oder trachytischer Lava. Die Art der vulkanischen Tätigkeit hängt weitgehend davon ab; die trachytischen Staukuppen vom Typ des Puy de Dôme sind Beispiele für saure, sehr zähflüssige Laven, die isländischen Schildvulkane für dünnflüssiges, basaltisches Magma.

Von größerem Interesse ist aber die Zugehörigkeit der Magmen zu bestimmten vulkanischen Provinzen, wenn auch die Laven keineswegs immer scharf der pazifischen, atlantischen oder mediterranen Sippe im Sinne F. BECKE'S und P. NIGGLI'S zuzuordnen sind.

Für die Hauptgebiete ergibt sich (vgl. zuletzt A. RITTMANN 1960):  
Island. Pazifisch-atlantisch.

Iberische Halbinsel. Im Meseta-Gebiet atlantisch, im betischen Gebiet pazifisch mit mediterranem Einschlag.

Auvergne. Atlandisch bis pazifisch.

Eifel (und übriges Mitteleuropa). Ganz überwiegend atlantisch.

Innenrand der Karpathen. Pazifisch.

Östliches und südliches Alpenvorland. Pazifisch-mediterran.

Toskana. Pazifisch-mediterran.

Mittel-Italien. Mediterran.

Liparische Inseln. Pazifisch-mediterran.

Ätna. Atlantisch.

Ägäis. Pazifisch, z. T. atlantisch oder mediterran.

## 3. Tektonische Beziehungen

Die engen Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik, die man in vielen Teilen der Erde erkannt hat, treten auch in Europa heraus.

Zunächst fällt auf, daß von den großen tektonischen Einheiten unseres Kontinents Ur- und Paläo-Europa (d. h. Russische Tafel, Skandinavien, der größte Teil der Britischen Inseln) völlig frei von quartären Eruptiven sind, und auch tertiäre Vulkane treten dort nur vereinzelt auf (Shonen, Nord-Irland, Innere Hebriden). Aber die Vorkommen in Schottland und Irland gehören auch gar nicht mehr zum eigentlichen festländisch-europäischen Vulkanismus, sondern bereits zu der im wesentlichen außereuro-



päischen Thule-Provinz. Es besteht also tatsächlich ein fast vollständiger scharfer Schnitt zwischen Ur- und Paläo-Europa einerseits, Neo- und Meso-Europa andererseits.

Dabei ist Neo-Europa, d. h. das Gebiet der alpidischen Faltungen, das Hauptgebiet des jungen Vulkanismus, aber die tektonischen Kräfte, die hier den Magmenaufstieg aktivierten, entfalteteten sich auch im angrenzenden Meso-Europa, teilweise sogar sehr kräftig, und in einem Fall, nämlich in Schonen, sogar in dem weiter entfernten Ur-Europa.

Wir können also unterscheiden:

- a) Vulkanismus in Verbindung mit den alpidischen Faltungen (der gesamte festländische junge Vulkanismus einschließlich des Mittelmeerraums),
- b) Vulkanismus der Thule-Provinz (Island, Färöer, Britische Inseln).

#### 4. Der junge Vulkanismus im Bereich der alpinen Faltungen

Innerhalb von Neo-Europa sind freilich die eigentlichen Faltengebirge und vor allem deren zentrale Teile (d. h. die tektonisch am stärksten betroffenen Teile) vielfach überhaupt frei von Vulkanen. Das gilt besonders für die Alpen selbst, aber auch für Schweizer Jura, Pyrenäen, Dinariden, Karpathen und Balkan. Nur vereinzelt finden sich Eruptivzentren in zentraler Lage. Offenbar ist der Zusammenschub der Schichten meist so stark gewesen, daß dem Magma der Weg nach oben versperrt war. Wohl aber konnten sich Plutone bilden, die inzwischen z. T. von der Abtragung freigelegt worden sind (Granite von Adamello usw.).

Vorwiegend liegen die Gebiete mit jungem Vulkanismus vielmehr am Rande der Faltengebirge, ja, z. T. ziemlich weit entfernt. Dabei kommen sowohl die zwischen den Faltenzügen gelegenen „Zwischengebirge“ als auch das nach außen hin folgende Vorland der Geosynklinalen in Frage. So begleiten den Innenrand des Karpathenbogens die Vulkangebirge der nördlichen und östlichen Pannonischen Masse von Kremnitz bis nach Kronstadt; der südostbalkanische, ägäische und kleinasiatische Vulkanismus ist an die Ränder von Rhodopen- und Kykladen-Masse geknüpft. Das z. T. versunkene Tyrhenische Massiv wird von den apenninischen Vulkanen umgürtet; Ätna und Liparische Inseln erheben sich am Rand der peloritisch-calabrischen Masse. Sardinien gehört gänzlich zu einem alten Massiv. Die Vulkane der spanischen Südost-Küste bezeichnen wie die der algerisch-tunesischen Küste die Grenze zwischen jungen Faltenzügen und dem westlichen Mittelmeerbecken, das wohl einer versunkenen „algero-betischen Masse“ entspricht.

Dem „mesoeuropäischen“, außerhalb der jungen Falten gelegenen Vorland gehören als wichtigste die Vulkane Zentral-Frankreichs und Mittel-Europas an.

In all diesen randlichen Gebieten hat sich das tektonische Geschehen im Tertiär und Quartär weitgehend in einer tiefgründigen Zerspaltung und Schollentektonik geäußert. Die starren Blöcke der Zwischengebirge sind z. T. tief versenkt, vielfach bis unter den Meeresspiegel. Zerrungsvorgänge öffneten dem Magma den Weg nach oben.

Hier größere Gesetzmäßigkeiten zu erkennen, ist schwierig. Für den mitteleuropäischen Raum hat es H. CLOOS versucht, der von der großräumigen Aufbeulung eines „Rheinischen Schildes“ und dessen Zerspaltung ausging. Ebenso ist sicher, daß Vulkankegel reihenförmig angeordnet sein können, d. h. auf lang durchlaufenden Spalten aufsitzen (z. B. Chaîne des Puys), oder Vulkangebiete wenigstens ausgeprägte Längserstreckung zeigen. Doch meist lassen sich auch solche kleinregionalen Beziehungen nicht eindeutig erkennen. KNETSCH hat vermutet, daß der Vulkanismus deswegen nicht immer „gesetzmäßig zur erdoberflächlich sichtbaren Tektonik angeordnet erscheint“, weil er tektonische Verhältnisse tieferer Krustenstockwerke widerspiegelt.

Betrachten wir die Zugehörigkeit der vulkanischen Gesteine zu den Magmen-Provinzen, so lassen sich in diesem tektonischen Rahmen immerhin einige Überein-

stimmungen finden. Pazifische Magmen sind auf die eigentlichen Falteingürtel (im weiteren Sinne, d. h. einschließlich der z. T. kräftig mit „verarbeiteten“ Zwischengebirge) beschränkt (Karpathen, Ägäis). Aber es gibt auch da vielfach Übergänge zu mediterranen und atlantischen Sippen. Der Apennin-Raum ist das klassische Gebiet der kalireichen mediterranen Sippe (in abgeschwächtem Maße zeigt auch der Kaiserstuhl im Oberrheintal-Graben mediterranen Charakter). Das nördliche Vorland gehört im wesentlichen der atlantischen Provinz an.

Zeitlich gesehen, beginnt der mit der alpidischen Orogenese verknüpfte junge Vulkanismus im Vorland, aber auch in manchen Zwischengebirgen. In einigen von diesen Gebieten setzt er sich bis ins Quartär hin fort. Im apenninischen und östlichen Mittelmeerraum setzt er erst im Quartär richtig ein, ja, nur hier besteht er bis zur Jetztzeit fort. Man wird das als Zeichen dafür werten können, daß das östliche Mittelmeer jünger als das westliche ist, und dem würde auch die größere Seismizität im Osten entsprechen.

### 5. Der junge Vulkanismus des nordatlantischen Raumes

Völlig anders ist die tektonische Stellung der Vulkangebiete im nordatlantischen Raum, d. h. im Rahmen unserer Betrachtungen in der europäischen „Thule-Provinz“. Diese zeigt überhaupt eine Reihe von Eigentümlichkeiten gegenüber den eben behandelten Vulkangebieten des alpidischen Europas:

1. Basalte herrschen weitaus vor.
2. Plateau-Basalte spielen eine große Rolle.
3. Der Vulkanismus beginnt sehr zeitig im Tertiär (vielleicht z. T. in der Oberkreide) und setzt sich, wenn auch möglicherweise mit längeren Ruhepausen, bis in die Jetztzeit kräftig fort.
4. Die Vulkane sind ohne Beziehung zu jungen Falteingebirgen.
5. Die Eruptionen sind besonders ausgeprägt an Spalten gebunden.

Wir müssen annehmen, daß hier sehr tiefe Spalten bis in das Substrat der Kruste reichen und basaltischen Magmen immer wieder den Aufstieg ermöglichen. Die Spalten stehen nicht zu orogenetischen Vorgängen in Beziehung, wie im kontinentalen Europa, sondern vielleicht unmittelbar zu gewaltigen langsamen Strömungsbewegungen im tieferen Untergrund der Erde; diese führen zu Zerrungsvorgängen und Magmenaufstieg, denen möglicherweise auch die Mittelatlantische Schwelle ihr Dasein verdankt.

### Wichtiges Schrifttum

- BURRI, C. & NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 2 Bde. - Publ. Vulkaninst. I. Friedländer, 3, 654 + 206 S., Zürich 1945 u. 1949.
- CLOOS, H.: Hebung - Spaltung - Vulkanismus. - Geol. Rdsch. 30, S. 405-525, Bonn 1939.
- GLANGEAUD, L.: Les éruptions tertiaires nord-africaines, leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. - Congr. Géol. Int. 1952 Alger, C. R., XVII, S. 71-101, Alger 1954.
- KNETSCH, G.: Die tektonische Stellung des jungen Vulkanismus in Mitteleuropa. - Abh. Braunsch. Wiss. Ges., 2, S. 92-103, Braunschweig 1950.
- KRAUS, E.: Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. - 285 S., Berlin 1959.
- RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. Aufl. - 336 S., Stuttgart 1960.
- SAPPER, K.: Vulkankunde. - 424 S., Stuttgart 1927.
- SEIDLITZ, W. v.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. - 651 S., Berlin 1931.
- STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. - Beih. Geol. Jb. 8, 239 S., Hannover 1953.
- TERMIER, H. & G.: L'évolution de la lithosphère. II. Orogénèse. 2 Bde. - 940 S., Paris 1956 u. 1957.
- WOLFF, F. v.: Der Vulkanismus. I u. II. - 711 + 1111 S., Stuttgart 1914-1931.

Manusk. eingeg. 9. 6. 1961.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. M. Schwarzbach, Geologisches Institut der Universität, Köln, Zülpicher Straße 47.

## Die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im Umkreis der Alpen

Bemerkungen zur Arbeit von H. ZOLLER: „Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz“, 1960

Von GERHARD LANG, Karlsruhe

Mit 2 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Auf Grund neuerer Arbeiten wird eine kurze Übersicht über die spätglaziale und präboreale Vegetationsentwicklung am West- und Nordrand der Alpen gegeben, wobei auf die Auswirkungen der Bölling- und vor allem der Allerödschwankung hingewiesen wird. Davon ausgehend werden die abweichenden Befunde von H. ZOLLER (1960) im Tessin überprüft und die Gründe dargelegt, die eine andere Datierung seiner beiden spätglazialen Pollendiagramme wahrscheinlich machen. Danach erfolgte die erste Wiederbewaldung der Tieflagen am Südalpenrand nicht erst in der Allerödzeit, sondern bereits in der Böllingzeit; bei der dem Gschnitz-Stadium zugeordneten „Piottinoschwankung“ handelt es sich wahrscheinlich nicht um eine neu entdeckte vorwärmezeitliche Klimaschwankung, sondern um die Allerödschwankung. Die Gleichsetzung von jüngerer Dryaszeit und Schlußvereisung der Alpen braucht damit nicht bezweifelt zu werden.

**Abstract.** Based upon newer papers a brief summary is given on Late-glacial and Pre-boreal vegetational history at the western and northern border of the Alps; the effects of the Bölling- and especially the Allerød-oscillation are demonstrated. Proceeding of that the different results by H. ZOLLER (1960) in Southern Switzerland are examined and the arguments for another dating of his two Late-glacial pollen diagrams are discussed. According to that the first afforestation in the lowlands at the southern border of the Alps occurred not in the Allerød but already in the Bölling period; the „Piottino-oscillation“, associated with the Gschnitz-Stadium, is probably not a new discovered Pre-boreal climatic oscillation, but corresponds to the Allerød-oscillation. Therefore it seems not necessary to doubt the synchronism of Younger Dryas and Schlußvereisung in the Alps.

Die Kenntnis der späteiszeitlichen Vegetationsentwicklung im europäischen Raum nördlich der Alpen hat im letzten Jahrzehnt große Fortschritte gemacht, einmal dank der verbesserten pollenanalytischen Methodik, insbesondere der Vervollkommnung der Nichtbaumpollenanalyse, und zum andern dank der Möglichkeit absoluter Altersbestimmungen durch die Radiokarbonmethode. Zwar sind in Mitteleuropa einschließlich des Nordrandes der Alpen immer noch manche Fragen der spätglazialen Vegetationsgeschichte nicht endgültig abgeklärt — teils sind es florensgeschichtliche, teils chronologische Probleme —, der große Rahmen darf aber heute als weitgehend sicher gelten.

Das Ende der letzten Eiszeit ist, offensichtlich im Zusammenhang mit der fortschreitenden Erwärmung, besonders gekennzeichnet durch das erste Wiedervordringen subarktischer Wälder in das seit dem Würm-Hochglazial zumindest zum größten Teil waldfreie Mitteleuropa. Diese Wiederbewaldung ist aber durch mehrere Klimarückschläge unterbrochen worden, wobei von den späteiszeitlichen Klimaschwankungen heute vor allem die Bölling- und die Allerödschwankung bekannt sind. Der Nachweis dieser Oszillationen, die auch in Mitteleuropa an mehreren Untersuchungsstellen durch gut gesicherte Radiokarbonbestimmungen datiert sind (FIRBAS 1953; FIRBAS, MÜLLER & MÜNNICH 1955; MÜNNICH 1957; STRAKA 1957), ermöglicht die Gliederung des Spät- und frühen Postglazials in eine Anzahl von Zeitabschnitten. Für diese wurde bisher am West- und Nordrand der Alpen einschließlich der Nordalpen (BECKER 1952; WELTEN 1952, 1957, 1958; WELTEN & OESCHGER 1957; ZAGWIJN 1952), im nördlichen Alpenvorland (A. BERTSCH 1960, 1961; LANG 1952a, 1952b; LÜDI 1957; LÜDI & STUDER 1959; v. LÜRZER 1954) und in den den Alpen benachbarten Mittelgebirgen, wie Schwarzwald, Vogesen und Französi-



sches Zentralmassiv (FIRBAS, GRÜNIG, WEISCHEDEL & WORZEL; LANG 1952a, 1954; LANG & TRAUTMANN 1961) folgende Vegetationsentwicklung festgestellt (Ziffern der Abschnitte nach FIRBAS, Altersangaben nach der Zusammenstellung von GROSS 1958):

**Älteste Dryaszeit (Ia)**, an das Würm-Hochglazial anschließend, von ca. 15000 bis 11300 v. Chr. Die Vegetation dürfte im ganzen Gebiet noch völlig waldfrei gewesen sein. Die vorherrschenden Pflanzengesellschaften waren Steppentundren mit arktisch-alpinen und kontinentalen Arten, wobei im Umkreis der Alpen besonders die starke Beteiligung von *Artemisia* auffällt (vgl. FIRBAS 1948; LANG 1952a, Abb. 10). An vielen Untersuchungsstellen, die im Rückzugsgebiet der Gletscher liegen, lassen sich Sukzessionsstadien bei der Wiederbesiedlung der zunächst vegetationsfreien Böden erkennen: Zunächst ein Pionierstadium mit noch lückigen Rasengesellschaften, gefolgt von einem Zwergstrauchstadium, in dem vielfach *Betula nana* sehr häufig war.

**Böllingzeit (Ib)**, von 11300 bis 10350 v. Chr. In den Tieflagen breiteten sich erste, noch sehr lichte, parktundrenartige Birken- und Kiefernwälder aus. Die Wiederbewaldung wurde meist durch ein Strauchstadium mit *Hippophaë* und *Juniperus* (A. BERTSCH 1961) eingeleitet. Wie hoch die Waldgrenze lag, ist noch nicht sicher bekannt, wahrscheinlich waren aber die Höhen oberhalb 700—800 m noch waldfrei.

**Ältere Dryaszeit (Ic)**, von 10350 bis 10000 oder 9800 v. Chr. Die Birken-Kiefernwälder der Tieflagen wurden durch einen verhältnismäßig kurzdauernden Klimarückschlag wieder aufgelichtet; in manchen Gebieten kam es vielleicht auch nur zur stärkeren Wiederausbreitung von Birken bei gleichzeitigem Rückgang der Kiefer. In den Mittelgebirgen und den höheren Lagen am Alpenrand, die wahrscheinlich noch dauernd waldfrei waren, ließ sich der Rückschlag der Älteren Dryaszeit bisher nicht sicher nachweisen.

Das gilt z. B. für das Französische Zentralmassiv und ebenso für den Schwarzwald, wo auch neue, noch unveröffentlichte Untersuchungen von mir am Urseemoor (835 m) bei Lenzkirch unter besonderer Berücksichtigung dieser Frage keinen Hinweis auf eine Auswirkung der Böllingschwankung lieferten.

Die Abschnitte Ia—Ic werden auch als Ältere Dryaszeit s. l. (I) zusammengefaßt.

**Allerödzeit (II)**, von 10000 oder 9800 bis 8800 v. Chr. Birken-Kiefernwälder besiedelten nun außer den Tieflagen auch die Mittelgebirge und die höheren Lagen am Alpenrand; spätestens in der zweiten Hälfte des Zeitabschnitts war überall die Kiefer vorherrschend. Die Waldgrenze muß nach dem Ausweis von Großrestfunden im Schwarzwald mindestens in 900—1000 m Höhe, im Französischen Zentralmassiv über 1200 m gelegen haben. Wärmeliebende Holzarten wie *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus* fehlten nach den bisherigen Feststellungen aber noch weitgehend.

Der Nachweis der Allerödzeit wird an vielen Stellen Mitteleuropas durch die Funde des Laacher Bimstuffs als stratigraphischem Leithorizont für Allerödalagerungen gesichert (neueste Übersicht bei FRECHEN 1959). Im hier behandelten Gebiet wurde die Aschenschicht bisher im Schwarzwald (LANG 1952a, 1954) und im westlichen Bodenseebecken (A. BERTSCH 1960) entdeckt.

**Jüngere Dryaszeit (III)**, von 8800 bis 8200 v. Chr. Infolge eines erneuten Klimarückschlages kam es in den Mittelgebirgen und in den Nordalpen (ZAGWIJN 1952) zu einer deutlichen Absenkung der Waldgrenze und zur Wiederausbreitung von Strauch- und Rasengesellschaften (mit *Juniperus* und *Artemisia*). In den Tieflagen um 400 m war die Auflichtung der Kiefernwälder meist nur noch gering (sie ist aber bei sorgfältiger pollenanalytischer Untersuchung in den meisten Fällen feststellbar).

Das Ausmaß der Waldgrenzniedrigung scheint noch nicht sicher abgeklärt. Im Schwarzwald kann man eine Absenkung um 200—500 m gegenüber der Allerödzeit annehmen (LANG 1952a), am Alpenrand bei Bern wird sie von WELTEN für geringer gehalten. In der Auvergne im Französischen Zentralmassiv ist die Waldgrenze in III offenbar nicht unter 1200 m abgesunken (LANG & TRAUTMANN 1961).

**Vorwärmezeit (IV)**, von 8200 bis 6800 v. Chr. Als Folge fortschreitender Erwärmung breiteten sich nunmehr geschlossene Kiefernwälder über das ganze Gebiet aus,

rasch auch in größere Höhen aufsteigend. Vielfach breitete sich — bei unverändert dichter Bewaldung — die Birke stärker aus, sehr wahrscheinlich auf den nun an vielen Stellen entstehenden Versumpfungsmooren (FIRBAS 1949).

Um die geschilderte Entwicklung westlich und nördlich der Alpen zu verstehen, muß es von großer Wichtigkeit sein, die späteiszeitliche Vegetationsgeschichte am Alpensüdrand kennenzulernen, weil dieses Gebiet den — im einzelnen meist noch unbekanntem — Glazialrefugien der mitteleuropäischen Flora viel näher lag. Von vegetations- und florensgeschichtlichen Untersuchungsergebnissen aus diesem Raum muß man fordern, daß sie sich bei kritischer Beurteilung sinnvoll an die in Mitteleuropa gut gesicherten Befunde anschließen lassen. Das scheint mir bei der ergebnis- und ideenreichen Arbeit von H. ZOLLER (1960) über die Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz nicht in allen Punkten der Fall zu sein, insbesondere ergeben die spät- und frühpostglazialen Altersbestimmungen keine klare Übereinstimmung mit der mitteleuropäischen Entwicklung. Im folgenden wird daher eine andere, bisher nicht diskutierte Deutung versucht.

Im Anschluß an die älteren Arbeiten von KELLER (1930, 1931) und LÜDI (1944) hat ZOLLER sechs Bohrprofile aus Seeablagerungen und Mooren in verschiedenen Höhenlagen im ehemaligen Vereisungsgebiet zwischen Lugano und dem Gotthardpaß mit modernen pollenanalytischen Methoden untersucht. Von diesen Profilen reichen zwei bis ins Spätglazial zurück, und zwar das Profil I vom Origliosee (421 m) nördlich Lugano und das Profil III von der Bedrina (1235 m) in der oberen Leventina unterhalb Airolo. Aus den älteren, das Spät- und Frühpostglazial umfassenden Profiltteilen liegen vier in Bern ausgeführte Radiokarbonbestimmungen vor.

Das Pollendiagramm von Profil I vom Origliosee zeigt im älteren Teil folgende Vegetationsentwicklung (vgl. Abb. 1; Einzelheiten bei ZOLLER): a) Waldlose Zeit, mit z. T. höheren, z. T. niedrigen NBP (= Nichtbaumpollen)-Werten (780—505 cm); Ablagerung von Ton und Sand. b) Birken-Kieferzeit, mit niedrigeren NBP-Werten und *Hippophæ*-Phase zu Beginn (505—468 cm); Ablagerung von Ton und Tongyttja. c) Birken-Kieferzeit, mit höheren NBP-Werten (468—458 cm); Ablagerung von Tongyttja. d) Kieferzeit, mit sehr niedrigen NBP-Werten (458—385 cm), wobei gegen Ende des Abschnitts (von 405 cm an) die Birkenwerte ansteigen und auch die NBP-Werte wieder erhöht sind; Ablagerung von Gyttja. Bei 385 cm zeigt das Profil offenbar eine beträchtliche Schichtlücke, denn die oberhalb dieses Horizontes unvermittelt einsetzenden Erlen-Eichenmischwald-Spektren hat ZOLLER mit guten Gründen dem jüngeren Abschnitt der Mittleren Wärmezeit (VII) bzw. der Späten Wärmezeit (VIII) zugeordnet.

Welches Alter haben nun die aufgeführten Entwicklungsabschnitte? Es ist offensichtlich, daß in dieser Abfolge der Abschnitt c eine deutlich rückläufige Periode darstellt. Ferner scheint am Ende von Abschnitt d wenigstens der Beginn einer rückläufigen Periode angedeutet. ZOLLER glaubt außerdem, in Abschnitt a, also in der Waldlosen Zeit, einen weiteren rückläufigen Abschnitt erkennen zu können. Die aus diesem Profil vorliegende C<sub>14</sub>-Bestimmung aus Abschnitt b ergab ein Alter von  $10050 \pm 200$  v. Chr. Wenn dieses Datum genau zutreffen würde, müßte Abschnitt b der Älteren Dryaszeit (Ic, von 10350 bis 10000 oder 9800 v. Chr.) entsprechen. Da diese Zuordnung ausscheidet — es handelt sich bei b sicher um keinen rückläufigen Abschnitt — bleiben zwei Möglichkeiten: Die eine ist die Datierung von ZOLLER, nach der Abschnitt a Älteste Dryaszeit (Ia; 780 bis 765 cm), Böllingzeit (Ib; 765—595 cm) und Ältere Dryaszeit (Ic; 595—495 cm) umfaßt, Abschnitt b der Allerödzeit (II), Abschnitt c der Jüngeren Dryaszeit (III) und Abschnitt d der Vorwärmezeit (IV) entspricht. Die andere Möglichkeit, die m. E. sehr viel mehr Wahrscheinlichkeit besitzt, ist die, den Abschnitt b der Böllingzeit (Ib) zuzuordnen, womit dann Abschnitt a der Ältesten Dryaszeit (Ia), Abschnitt c der Älteren Dryaszeit (Ic) und Abschnitt d der Allerödzeit (II, am Ende evtl. mit Beginn von III) entspräche (vgl. Abb. 1). Für diese Zuordnung lassen sich folgende Gründe anführen:

1. Nördlich der Alpen erfolgte die Wiederbewaldung durch Birken und Kiefern in den Tieflagen (um 400 bis 500 m) sicher vor der Allerödzeit, nämlich an der Wende von der Ältesten Dryaszeit (Ia) zur Böllingzeit (Ib). Daß die Wiederbewaldung durch die gleichen Holzarten in entsprechender Höhenlage am Südrand der Alpen später erfolgt sein soll, erst zu Beginn der Allerödzeit (II), ist sehr unwahrscheinlich.

Freilich bleibt nun die Frage nach der Bedeutung der NBP-Schwankungen in Abschnitt a. Es wäre denkbar, daß es sich hierbei nur um lokale Einflüsse, z. B. plötzliche Sandeinschwemmung infolge Toteisabscmelzens o. Ä. handelte. Man wird auch solche NBP-Schwankungen in Spektren

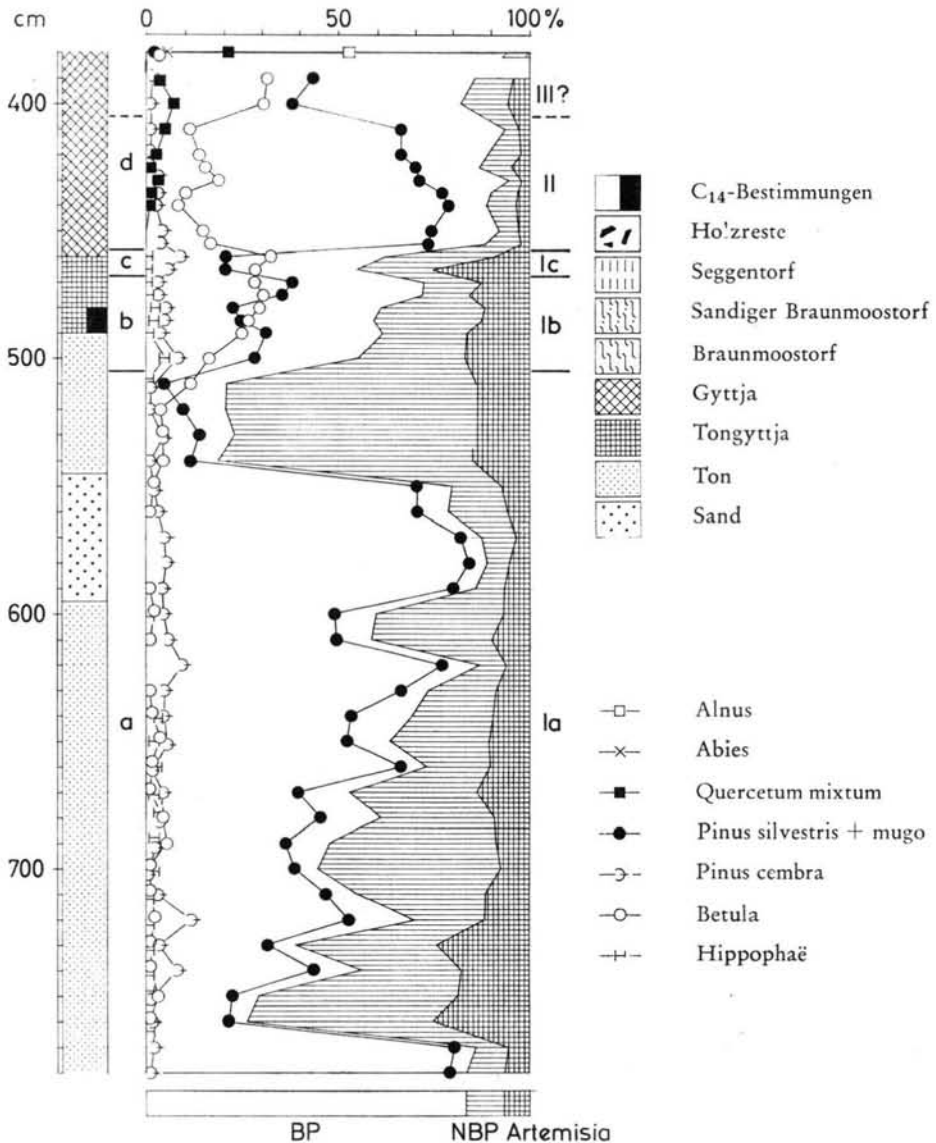


Abb. 1. Vereinfachtes Pollendiagramm vom Origliosee (421 m) nördlich Lugano (Profil Ia bei ZOLLER 1960). Umdatiert (vgl. S. 11 ff.) und als Totaldiagramm nach IVERSEN umgezeichnet (Bezugssumme: Gehölzpollen und Nichtbaumpollen ausschließlich der Pollen von Wasserpflanzen).



aus der Ältesten Dryaszeit (Ia) mit ihrer äußerst geringen Pollendichte sehr viel vorsichtiger beurteilen müssen, als solche in jüngeren, auf größere Pollensummen ausgezählten Spektren.

2. Gegen ZOLLERS Zuordnung von Abschnitt b zur Allerödzeit (II) sprechen auch die noch relativ hohen NBP-Werte, die darauf hindeuten, daß es sich in dieser Zeit um eine parkundrenartige Vegetation gehandelt hat. In der Umgebung der sehr viel höher gelegenen Entnahmestelle von Profil III in der Bedrina (1235 m) herrschten aber nach dem Ausweis des Pollendiagramms (vgl. Abb. 2) während der Allerödzeit bereits dichte Kiefernwälder. ZOLLER möchte diese Diskrepanz durch die Annahme erklären, die insubrischen Tieflagen hätten sich während der Allerödzeit (II) in der Nähe der unteren (Trockenheits-)Grenze des Waldes befunden. Diese weittragende Schlußfolgerung entfällt durch die Umdatierung.

3. Wenn man nicht annehmen will, daß das Profil I am Ende von Abschnitt c eine weitere Schichtlücke aufweist — wofür aber keine Anhaltspunkte vorhanden sind — erscheint die Mächtigkeit des Abschnittes c mit 10 cm im Vergleich mit der des vorhergehenden Abschnittes für eine Zuordnung zur Jüngeren Dryaszeit (III) zu gering. Dagegen würde sich die Schichtmächtigkeit nach den bisherigen Erfahrungen nördlich der Alpen gut mit der Zuordnung zur Älteren Dryaszeit (Ic) vereinbaren lassen.

4. Die Zuordnung von Abschnitt d, wenigstens des unteren Teiles (458 bis etwa 405 cm), zur Allerödzeit (II) würde sehr gut mit dem bisher bekannten Vegetationscharakter dieses Zeitabschnittes übereinstimmen, natürlich mit einigen, für den Alpensüdrand aber zu erwartenden Besonderheiten, von denen vor allem auf die erste Ausbreitung von *Alnus* und Holzarten des Eichenmischwaldes hinzuweisen wäre. Sollte es sich beim obersten Teil von Abschnitt d (405 bis 385 cm) wirklich um einen Teil der Jüngeren Dryaszeit (III) handeln, was sich nicht sicher beurteilen läßt, da die folgenden Schichten im Profil fehlen, so würde auch das ganz den Verhältnissen nördlich der Alpen entsprechen, wo die Allerödschwankung in den Tieflagen nur zu einer schwachen Waldauflichtung führte.

5. Schließlich lassen sich m. E. auch die stratigraphischen Verhältnisse schwer mit ZOLLERS Datierung vereinbaren: Daß es am tiefgelegenen Alpensüdrand während der Allerödzeit (nach ZOLLER unter xerischen Bedingungen) noch zur Ablagerung von stark minerogenen Sedimenten (Tongyttja) kam, ist unwahrscheinlich. Wird dagegen Abschnitt d, bzw. dessen älterer Teil, der Allerödzeit (II) zugeordnet, so fügt sich die Bildung von Gyttja in diesem Zeitabschnitt durchaus in den bekannten Rahmen.

Wenden wir uns dem zweiten Spätglazialprofil zu. Das Pollendiagramm von Profil III von der Bedrina bei Faido zeigt im älteren Teil folgende Vegetationsentwicklung (vgl. Abb. 2; Einzelheiten bei ZOLLER): a) Waldlose Zeit, mit hohen NBP-Werten (560—438 cm); Ablagerung von Ton. b) Kiefernzeit, mit niederen NBP-Werten (von den zeitweilig hohen, aber höchstwahrscheinlich lokal bedingten Gramineenwerten abgesehen) und kurzdauerndem *Hippophaë*- und Birkengipfel zu Beginn (438—302 cm); Ablagerung von Tongyttja, Gyttja und Braunmoostorf. c) Kiefernzeit, mit starker Beteiligung von *Pinus cembra* und höheren NBP-Werten (302—268 cm); Ablagerung von sandigem Braunmoostorf. d) Kiefernzeit, mit beginnender Tannenausbreitung (ab 268 cm); Ablagerung von Seggentorf.

Diese Entwicklung weist mit Abschnitt c eine deutlich rückläufige Periode auf. Aus dem Profil liegen drei  $C_{14}$ -Bestimmungen vor: Eine aus dem Beginn von Abschnitt b mit einem Alter von  $8950 \pm 250$  v. Chr., eine aus dem Beginn von Abschnitt c mit einem Alter von  $7950 \pm 190$  v. Chr. und eine vom Beginn der Tannenausbreitung in Abschnitt d mit einem Alter von  $7600 \pm 150$  v. Chr. Danach hat ZOLLER folgende Datierung vorgenommen: Die Allerödzeit (II) und die Jüngere Dryaszeit (III) werden der ersten Hälfte von Abschnitt b (II: 438—420 cm; III: 420—375 cm) zugeordnet, wobei freilich die Unterschiede im Vegetationscharakter beider Zeitabschnitte äußerst gering bleiben. Der Ab-

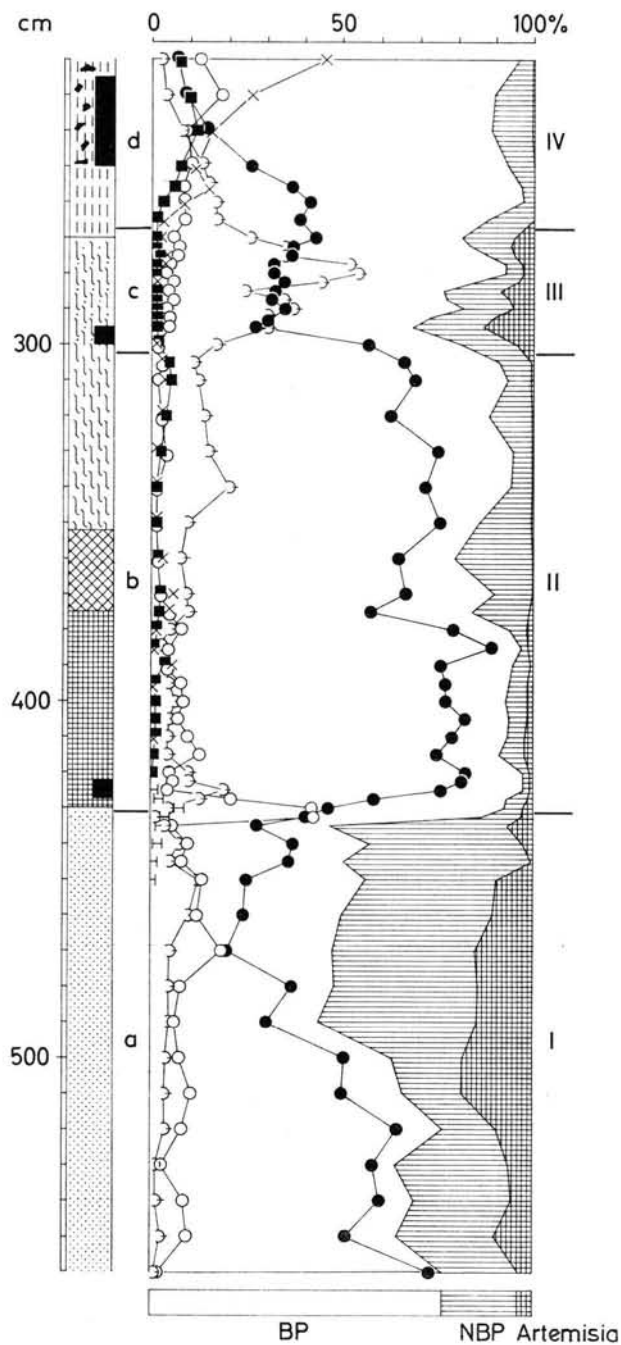


Abb. 2. Vereinfachtes Pollendiagramm von der Bedrina (1235 m) westlich Faido (Profil IIIa bei ZOLLER 1960). Umdatiert (vgl. S. 13 ff.) und als Totaldiagramm nach IVERSEN umgezeichnet (Bezugssumme: Gehölzpollen und Nichtbaumpollen ausschließlich der Pollen von Wasserpflanzen und ausschließlich der Gramineenpollen, die dieses Profil lokal stark beeinflussen).

schnitt c wird zusammen mit der zweiten Hälfte von Abschnitt b der Vorwärmezeit (IV) gleichgesetzt, was gleichbedeutend mit dem Nachweis einer auffälligen präborealen Klimaschwankung ist, die mit dem Namen Piottino-Schwankung belegt wird. Diese Altersbestimmung scheint mir wenig einleuchtend, trotz der  $C_{14}$ -Daten, auf die noch zurückzukommen sein wird. Vielmehr möchte ich folgende Zuordnung für sehr viel wahrscheinlicher halten (vgl. Abb. 2): Abschnitt a entspricht der Älteren Dryaszeit s. l. (I), wobei (in Anbetracht der Höhenlage, vgl. die Ergebnisse in den Mittelgebirgen westlich und nördlich der Alpen) der Nachweis der Böllingschwankung offenbleiben muß. Abschnitt b entspricht der Allerödzeit (II), Abschnitt c der Jüngeren Dryaszeit (III) und Abschnitt d schließlich der Vorwärmezeit (IV). Für diese Datierung scheinen mir folgende Gründe zu sprechen:

1. Der Nachweis einer vorwärmezeitlichen Klimaschwankung solchen Ausmaßes wie in der Bedrina — der starke Anstieg der NBP-Werte, insbesondere von *Artemisia* und anderen Krautpollen, spricht für einen beträchtlichen Rückgang der Bewaldung (Absenkung der Waldgrenze) — ist unverstänlich, solange die aus vielen Untersuchungen ebenfalls als tiefgreifend erkannte Allerödschwankung im Pollendiagramm nicht in ähnlichem Maße zum Ausdruck kommt.

2. Die schwache Auswirkung des Klimarückschlages der Jüngeren Dryaszeit (III), wie sie sich aus ZOLLERS Datierung ergeben würde, gilt am nördlichen Alpenrand, zumindest in den meisten Gebieten, nur für die Tieflagen. In den mittleren und höheren Lagen (etwa ab 700 m, vgl. A. BERTSCH 1961) wird der Bewaldungsrückgang der Jüngeren Dryaszeit (III) aber meist deutlich erkennbar. Ähnliches ist mit großer Wahrscheinlichkeit auch für die entsprechenden Lagen am Alpensüdrand (Bedrina 1235 m) anzunehmen.

3. Auch der Vergleich der Schichtmächtigkeiten spricht gegen die Richtigkeit von ZOLLERS Datierung: Danach wären in der Allerödzeit (II) nur etwa 18 cm Ton und Tongyttja abgelagert worden, gegenüber 45 cm Tongyttja in der Jüngeren Dryaszeit (III) und gegenüber mindestens 110 cm Gyttja, Braunmoos- und Seggentorf in der Vorwärmezeit (IV). Seit dem allgemein auf 8300 bis 8200 c. Chr. datierten Ende der Jüngeren Dryaszeit (III) und dem von ZOLLER auf etwa 8100 v. Chr. angesetzten Beginn des Piottino-Rückschlages, also in 200 oder gar nur 100 Jahren, müßten nach ZOLLERS Datierung mindestens 70 cm Gyttja und Braunmoostorf abgelagert worden sein. Das ist aber sehr unwahrscheinlich!

Was läßt sich nun zu den  $C_{14}$ -Daten sagen, die sich mit der vorstehend begründeten neuen Datierung nur schwer vereinbaren lassen? Auch die Radiokarbonbestimmung ist keine unfehlbare Methode, sondern mit einer Vielzahl von Fehlermöglichkeiten belastet, die auszuschalten es äußerst kritischer Anwendung bedarf, vor allem auch bei der Bereitstellung des Materials und der Auswertung der Analysen. Im vorliegenden Falle könnte eine mögliche Fehlerquelle darin liegen, daß sich das Material für die  $C_{14}$ -Proben beider Profile nicht einem Aufschluß entnehmen ließ, sondern erbohrt werden mußte. Nach Angabe von ZOLLER war es nötig, zur Gewinnung der erforderlichen Kohlenstoffmenge mit der Dachnowski-Sonde 6—8 bzw. 10—15 Bohrkern zu entnehmen. Leider findet sich keine Angabe darüber, ob jeder Bohrkern pollenanalytisch auf seine Zugehörigkeit zu dem bestimmten Diagrammhorizont geprüft wurde. Wenn das nicht geschehen sein sollte, sondern lediglich auf dieselbe Bohrtiefe geachtet wurde, dann ist es leicht möglich, daß verschiedenartige Horizonte getroffen wurden, z. B. bei einfallenden Schichten oder schräger Einführung der Sonde. In Anbetracht dieser und anderer Fehlermöglichkeiten scheint es auf jeden Fall angebracht, sich dann nicht ausschließlich auf  $C_{14}$ -Daten zu verlassen, wenn diese mit anderen Altersbestimmungen nur schwer in Übereinstimmung zu bringen sind oder im Widerspruch dazu stehen.

Die Umdatierung der insubrischen Pollendiagramme ist ein Versuch. Eine kritische Nachprüfung durch neue Untersuchungen, insbesondere durch neue  $C_{14}$ -Bestimmungen, wäre im Hin-



blick auf das große Interesse, das die Vegetationsentwicklung am Alpensüdrand beansprucht, höchst wünschenswert. Bei weiteren Untersuchungen sollte nach Möglichkeit auf folgende, auch allgemein gültige Gesichtspunkte geachtet werden: 1. Die Beurteilung der Diagramme wird wesentlich erleichtert, wenn von jeder Untersuchungsstelle oder jedem Untersuchungsgebiet einheitlicher Höhenlage wenigstens zwei Profile bearbeitet werden. In noch wenig erforschten Gegenden sind zwei Diagramme mit Auszählung auf 500 Pollenkörner je Probe einem einzigen Pollendiagramm mit Promillezählung vorzuziehen. 2. Trotz der großen Fortschritte der Nichtbaumpollen-Diagnostik — die Arbeit von ZOLLER mit ihren vorzüglichen Pollenfotos ist hierfür ein ausgezeichnetes Beispiel — scheint es nach wie vor lohnend, auch auf Großreste zu achten. Zu wech florengeschichtlich interessanten Ergebnissen ihre Berücksichtigung bei den quartärbotanischen Untersuchungen führen kann, zeigen neben den alten klassischen Arbeiten (z. B. von C. A. WEBER, K. BERTSCH u. a.) die modernen Untersuchungen von GODWIN und seinen Schülern in England (vgl. z. B. GODWIN 1956). 3. Für Radiokarbondatierungen sollten, soweit es sich um Bestimmungen von Gytjen, Torf und anderen Sedimenten und nicht um Bestimmungen von — meist an bestimmte Horizonte gebundenen — Holzresten handelt, möglichst pollenanalytische Leithorizonte herangezogen werden, z. B. bestimmte Kurvengipfel oder -Überschnidungen. Diese lassen sich in anderen Profilen leicht wiederfinden und ermöglichen damit die äußerst wünschenswerten Paralleldatierungen.

Sollte sich die hier begründete neue Datierung der insubrischen Pollendiagramme als richtig erweisen, so ergeben sich für das Spätglazial im Umkreis der Alpen einige bemerkenswerte Folgerungen, von denen die wichtigsten kurz zusammengefaßt seien: Die Vegetationsentwicklung im ausgehenden Würmglazial ist auf der Alpenseite sehr ähnlich verlaufen wie auf der Nordseite, und zwar weitaus ähnlicher, als es nach der Datierung ZOLLERS den Anschein hatte. In den Tieflagen des Tessins (zwischen 400 und 500 m) erfolgte die Wiederbewaldung durch Birken und Kiefern bereits in der Böllingzeit (Ib) und der Klimarückschlag der Jüngeren Dryaszeit (III) war hier wahrscheinlich nur von geringem Einfluß auf die Bewaldungsdichte. Die höheren, zum Gebirge gehörenden Teile des Tessins (um 1200 m) wurden erst zu Beginn der Allerödzeit (II) von Wäldern erreicht; der Klimarückschlag der Jüngeren Dryaszeit (III) führte hier zu einer deutlichen Absenkung der Waldgrenze und Wiederausbreitung von Rasengesellschaften mit *Artemisia* und *Ephedra*. Während der Allerödzeit (II) wanderten in den Tieflagen möglicherweise die ersten wärmeliebenden Holzarten wie *Quercus*, *Ostrya*, *Tilia*, *Ulmus* und *Alnus* ein, zumindest rückten sie dem Untersuchungsgebiet am Südalpenrand näher. Während der Jüngeren Dryaszeit (III) wurden diese Arten wieder zurückgedrängt.

Schließlich sei noch auf die Verknüpfung mit dem alpinen Eisrückzug hingewiesen. Die Piottino-Schwankung (Abschnitt c in Abb. 2), der sehr wahrscheinlich auch bestimmte Moränen zugeordnet werden können, entspricht nach ZOLLERS Ansicht zwar dem Gschnitz-Stadium, dieses würde aber der Vorwärmezeit (IV) zuzurechnen sein. Die Jüngere Dryaszeit (III) der Schlußvereisung in den Alpen gleichzusetzen (vgl. z. B. GROSS 1958; WOLDSTEDT 1958), wäre damit fraglich. Handelt es sich bei der Piottino-Schwankung aber um die Allerödschwankung, so bleibt kein Grund, die bisherige Parallelisierung von Jüngerer Dryaszeit (III) und Schlußvereisung anzuzweifeln.

#### Schriftenverzeichnis

- BECKER, J.: Étude palynologique des Tourbes Flandriennes des Alpes Françaises. - Mem. Serv. Carte Géol. d'Als. Lorr. 11, 1952.
- BERTSCH, A.: Über einen Fund von allerzeitlichem Laacher Bimstuff im westlichen Bodenseegebiet und seine Zuordnung zur Vegetationsentwicklung. - Naturwiss. 47, S. 167, 1960.  
- - Untersuchungen an rezenten und fossilen Pollen von *Juniperus*. - Flora 150, 1961.
- FIRBAS, F.: Über das Verhalten von *Artemisia* in einigen Pollendiagrammen. - Biol. Zbl. 67, S. 17—22, 1948. - - Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Band: Allgemeine Waldgeschichte. - Jena, 1949. - - Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Naturwiss. 40, S. 54/55, 1953.
- FIRBAS, F., GRÜNIG, G., WEISCHEDEL, I., & WORZEL, G.: Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. - Bibl. Botan. 121, 1948.

- FIRBAS, F., MÜLLER, H., & MÜNNICH, K. O.: Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Böling“-Klimaschwankung. - *Naturwiss.* 42, S. 509, 1955.
- FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, S. 363-370, 1959.
- GODWIN, H.: *The History of the British Flora.* - Cambridge, 1956.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - *Eiszeitalter u. Gegenw.* 9, S. 155-187, 1958.
- KELLER, P.: Die postglaziale Waldgeschichte des südlichen Tessin. - *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich* 75, 1930. - Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der Wälder von Norditalien. - *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich* 9, 1931.
- LANG, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. - *Flora* 139, S. 243-294, 1952a. - Späteiszeitliche Pflanzenreste in Südwestdeutschland. - *Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschland* 11, S. 89-110, 1952b. - Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes. I. Der Hotzenwald im Südschwarzwald. - *Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschland* 13, S. 3-42, 1954.
- LANG, G., & TRAUTMANN, W.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Auvergne (Französisches Zentralmassiv). - *Flora* 150, S. 11-42, 1961.
- LÜDI, W.: Die Waldgeschichte des südlichen Tessin seit dem Rückzug der Gletscher. - *Ber. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel Zürich* f. 1943, S. 12-71, 1944. - Ein Pollendiagramm aus dem Untergrund des Zürichsees. - *Schweiz. Z. Hydrol.* 19, S. 523-564, 1957.
- LÜDI, W., & STUDER, P.: Ein Pollendiagramm aus der bronzezeitlichen Station „Sumpf“ am Zugersee (Schweiz). - *Ber. Geobot. Forsch.-Inst. Rübel Zürich* f. 1958, S. 126-140, 1959.
- LÜRZER, Eva von: Das Spätglazial im Egelseegebiet. - *Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol.* 3, S. 83-90, 1954.
- MÜNNICH, K. O.: Heidelberg Natural Radiocarbon Measurements I. - *Science* 126, S. 194-199, 1957.
- STRAKA, H.: Zwei C<sup>14</sup>-Bestimmungen zum Alter der Eifelmaare. - *Naturw. Rdsch. Stuttgart*, S. 109/110, 1957.
- WELTEN, M.: Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals. - *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich* 26, 1952. - Vervielfältigte Diagramme zur Vegetationsgeschichte der Berner und Walliser Alpen - 4. Internat. Tagung d. Quartärbot. i. d. Schweiz, 1957. - Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner Alpen und Voralpen und des Walliser Haupttales. - *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich* 34, S. 150-158, 1958.
- WELTEN, M., & OESCHGER, H.: Erste Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Altersbestimmungen zur Vegetationsgeschichte der Schweiz. - *Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Neuenburg*, S. 88-90, 1957.
- WOLDSTEDT, P.: *Das Eiszeitalter. 2. Band: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter.* - Stuttgart, 1958.
- ZAGWIJN, W. H.: Pollenanalytische Untersuchungen einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - *Geologie en Mijnbouw, Nw serie* 14, S. 235-239, 1952.
- ZOLLER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. - *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.* 83, 1960.

Manusk. eingeg. 4. 4. 1961.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Lang, Landessammlungen für Naturkunde, Botanische Abteilung, Karlsruhe, Erbprinzenstraße 13.

## Die Vergletscherung Neuseelands und die Frage ihrer Gleichzeitigkeit mit den europäischen Vereisungen

(Berichte über eine Reise zum Studium des Pleistozäns auf der Südhalbkugel I.)

VON PAUL WOLDSTEDT, Bonn, z. Zt. Auckland, New Zealand

Mit 1 Abbildung im Text

**Zusammenfassung.** Die pleistozäne Schichtenfolge von Wanganui auf der Nordinsel und die Abfolge der Vergletscherungen auf der Südinsel werden kurz betrachtet. Der Ablauf der Letzten Vereisung und der Postglazialzeit in Neuseeland war nach den vorliegenden  $C^{14}$ -Bestimmungen genau gleichzeitig mit dem der Nordhalbkugel. War aber die Letzte Eiszeit auf beiden Halbkugeln gleichzeitig, dann müssen es auch die früheren gewesen sein. Das stimmt mit der MILANKOVITCH-Kurve nicht überein. Diese kann in der vorliegenden Form nicht als Ursache der Eiszeiten herangezogen werden.

**Abstract.** The Pleistocene sequence of Wanganui (North Island of New Zealand) and the succession of glaciations in the South Island are shortly reviewed. The Last Glaciation and the Postglacial time in New Zealand were, as  $C^{14}$  determinations definitely show, contemporaneous with those of the Northern Hemisphere. If the Last Glaciation was contemporaneous on the two Hemispheres, then the older ones must also have been contemporaneous. This does not agree with the MILANKOVITCH-curve, which in the form, as it has been given by M., cannot have been the cause of the ice ages.

Über die Vergletscherungen bzw. Kaltzeiten Neuseelands existiert eine reiche Literatur, die aber in Europa verhältnismäßig wenig bekannt ist. Ein etwa dreimonatiger Aufenthalt in Neuseeland gab mir Gelegenheit, die entscheidenden Profile sowohl auf der Nord- wie auf der Südinsel kennen zu lernen und insbesondere der Frage der Gleichzeitigkeit der Vereisungen auf den beiden Halbkugeln nachzugehen. Über diese Dinge sei im Folgenden kurz berichtet.

Einen großen Teil der stratigraphisch wichtigen Gebiete konnte ich unter Führung der Herren C. A. FLEMING, M. GAGE, T. L. GRANT-TAYLOR, J. C. MACKELLER und R. P. SUGGATE kennen lernen. Ihnen allen sowie vielen anderen hier nicht Genannten sei hiermit herzlichst gedankt. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die meine Reise zur südlichen Halbkugel unterstützt hat, bin ich zu größtem Dank verpflichtet.

1. Die Schichtenfolge von Wanganui (Südwestküste der Nordinsel, vgl. Abb. 1). Eine für die Gliederung des Pleistozäns außerordentlich wichtige Schichtenfolge ist bei Wanganui vorhanden und in mustergültiger Weise von C. A. FLEMING (1953) bearbeitet worden. Eine Zusammenfassung der Resultate hat er 1956 gegeben.

In dem Wanganui-Becken, das im Pliozän und Altpleistozän ein Gebiet ständiger Senkung war, ist in nachmiozäner Zeit eine etwa 5000 m mächtige Schichtenfolge abgesetzt worden. Etwa 2000 m davon gehören in das Pleistozän. Dieses beginnt, konkordant über dem Pliozän, mit der Nukumaruan-Stufe, die als Äquivalent der Calabrischen Stufe betrachtet wird.

In der unteren Abteilung der Nukumaruan-Stufe, dem Hautawan, sind einige wärmeliebende marine Mollusken (*Polinices*, *Olivella*, *Cheilea*, *Sinum* u. a.) verschwunden, und kühle bis subarktische Formen erscheinen (darunter besonders *Chlamys delicatula*). FLEMING schätzt, daß die Meerestemperatur hier um rund  $5^{\circ}C$  abgenommen habe. Ähnlich ist es mit der Landflora. Großblättrige *Nothofagus*-Formen und solche der *Nothofagus cranwellae*-Gruppe werden durch kühl temperierte (*N. cliffortioides*, *N. menzesii*) ersetzt. Der Seespiegel sank ab. Im Westland der Süd-Insel drang wahrscheinlich zu dieser Zeit die Roß-Vereisung vor (siehe unten!).

In dem jüngeren *M a r a h a u a n*-Abschnitt der Nukumaruan-Stufe wurde das Klima der Nord-Insel wieder warm bis subtropisch, wofür das Auftreten der Mollusken-Arten *Pterochelus eos*, *Ellatrivia*, *Isognomon*, *Patro* und anderer sprechen. Ein großer Teil dieser Formen verschwindet gegen Ende dieses Abschnittes wieder, eine neue Abkühlung anzeigend, die auch von der Flora bezeugt wird. Diese „Kaltzeit“ bildete den *O k e h u a n*-Abschnitt der *C a s t l e c l i f f i a n*-Stufe, in dem der Meeresspiegel wieder absank und in dem außerdem auf der Nord-Insel viel rhyolithische Laven und Tuffe gefördert wurden. In dem jüngsten Abschnitt („*P u t i k i a n*“) der *C a s t l e c l i f f i a n*-Stufe wurde es dann wieder wärmer, wie durch Einwanderung subtropischer Mollusken (*Zelippistes*, *Pterochelus*, *Anadara*, *Eunaticina*) bezeugt wird. Auch die Gattung *Pecten* taucht nach FLEMING (1950) jetzt zuerst in Neuseeland auf.

Über einer Diskordanz — die Nukumaruan- und *C a s t l e c l i f f i a n*-Stufen sind schwach gefaltet und gestört — folgt die ungestörte *H a w e r a*-Serie. Sie läßt wiederum mindestens zwei Zeiten hohen Meeresspiegels erkennen („*T e r a n g i a n*“ und „*O t u r i a n*“), die offenbar jüngeren Interglazialen entsprechen. Sie werden getrennt durch eine Zeit absinkenden Meeresspiegels. Diese „Kaltzeit“ wird mit der *W a i m a u g a n*-Vereisung der Süd-Insel (GAGE & SUGGATE 1958) parallelisiert, während in der „*O t u r i a n*-Warmzeit“ ein Äquivalent des *K a r o r o*-Interglazials der Südinsel gesehen wird. In der Spät- und Nacheiszeit erfolgte das Wiederansteigen des Meeresspiegels bis zu seinem jetzigen Stande.

Treffen die hier wiedergegebenen Anschauungen von C. A. FLEMING (1956) zu, so wären im *W a n g a n u i*-Becken die Spuren von mindestens 4, wahrscheinlich 5 Kaltzeiten nachzuweisen. Die älteste dürfte dem nordeuropäischen Brüggen (*Donau der Alpen*?) entsprechen, die anderen den Kaltzeiten Günz bis Würm.

Eine zusammenfassende Betrachtung der fossilen Quartärfloren Neuseelands durch COUPER & MCQUEEN (1954) kommt ebenfalls zur Feststellung von mindestens 4 Kaltzeiten, die durch Interglaziale mit einer der heutigen ähnlichen Flora getrennt waren.

Nach neuen Untersuchungen von C. A. FLEMING und T. L. GRANT-TAYLOR (freundliche mündliche Mitteilung) ergeben sich Anzeichen für eine noch größere Anzahl von Kalt- und Warmzeiten. Insbesondere scheinen zwischen die *P u t i k i a n*- und die *T e r a n g i a n*-Warmzeit noch 2—3 Kaltzeiten einzuschalten zu sein, die wiederum durch Warmzeiten getrennt waren (vgl. Tab. 1).

2. *Der Ablauf des Eiszeitalters auf der Südinsel.* Die Südinsel wird von einem alpinen Hochgebirge durchzogen, dessen eiszeitliche Vergletscherung, ein gewaltiges Eisstromnetz, in vieler Beziehung dem der europäischen Alpen glich. Die Achse des neuseeländischen Faltengebirges liegt im westlichen Teil der Insel. Da die Hauptniederschläge wie heute so auch im Eiszeitalter von Westen kamen, entwickelten sich auf der Westseite zahlreiche schnellfließende Gletscher, die sich besonders im südlichen Teil zu Vorlandvergletscherungen vereinigten und über die jetzige Küstenlinie hinaus nach W reichten. Die auf der Ostseite der Hauptwasserscheide sich entwickelnden Gletscher reichten im Maximum bis zum Fuß der Vorberge und bauten nach Osten hin riesige Schotterflächen auf. Die größte ist die *C a n t e r b u r y*-*P l a i n*, deren heutiger Aufbau im wesentlichen auf die Letzte Vergletscherung zurückgeht. —

Als jüngstes Pliozän treten im Süden der Insel gelegentlich Quarzkiese auf, die den niederrheinischen Kieseloolith-Schottern in auffallender Weise ähnlich sind (aber ohne Kieseloolithe!).

Ein wichtiges altpleistozänes Profil bei *R o s s* (Westküste) wird von M. GAGE (1945) beschrieben. Die älteste Schichtenfolge, von GAGE als R 6 bezeichnet, enthält an der Basis eine Mikroflora, die nach COUPER & MCQUEEN (1954) den Übergang vom marinen Oberpliozän zum Altpleistozän bezeichnet. Die höhere Abteilung von R 6 wird von etwa 100 m mächtigen Kiesen gebildet, zuoberst auch groben kantigen Blöcken, die als Vorschüttungen der altpleistozänen *R o s s*-Vergletscherung aufgefaßt werden. Die darüber



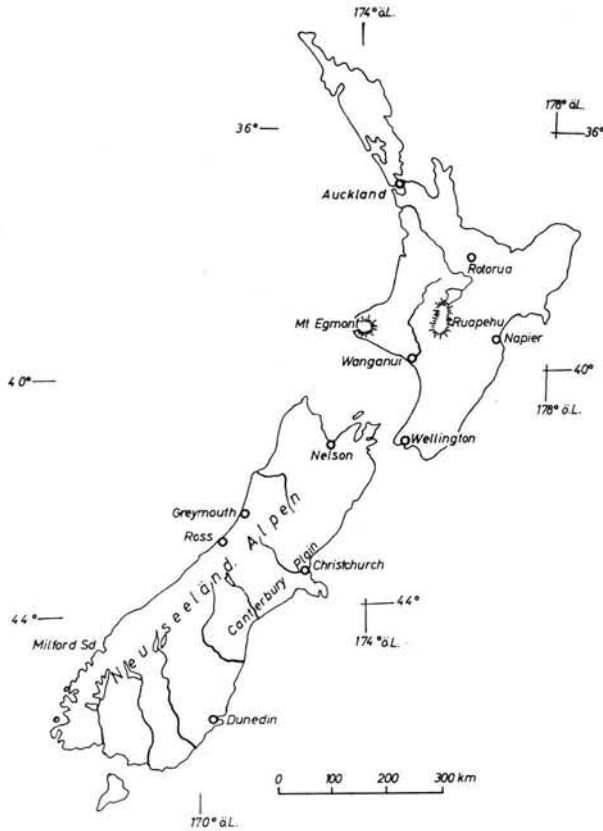


Abb. 1. Kartenskizze von Neuseeland.

folgende Abteilung (R 7) besteht aus Bänderton und Geschiebemergel mit großen kantigen Blöcken und gekritzten Geschieben. Darüber folgen wieder Kiese. Sie sind der obere Teil der sog. Old Man Gravels, die in anderen Gebieten eine Mächtigkeit bis 1500 m erreichen.

Über den Ablagerungen der Ross-Vergletscherung bzw. den Old Man Gravels ist eine ausgeprägte Diskordanz vorhanden, die mit der Kaikura-Orogenese zusammenhängt. In den darüber folgenden Bildungen glaubten GAGE & SUGGATE (1958) zunächst nur die Ablagerungen von zwei jungpleistozänen Vergletscherungen erkennen zu können. Sie nannten sie: Waimaungan- und Otiran-Vereisung und nahmen zwischen beiden eine Interglazialzeit an. Nach neueren, noch nicht veröffentlichten Untersuchungen von GAGE und SUGGATE (freundliche mündliche Mitteilung) scheint die Gliederung aber noch mannigfaltiger zu sein. Zunächst ist von dem Komplex der Letzten Vergletscherung im Waimakariri-Gebiet (GAGE 1958) der zunächst als deren erste Phase aufgefaßte Woodstock-Vorstoß abzutrennen. Er gehört wahrscheinlich zur vorhergehenden Vergletscherung. Die Schotter dieses Vorstoßes sind stärker verwittert als die letztglazialen und gleichen darin den Reiß-Ablagerungen der europäischen Alpen. Außerdem scheint sich (am Joyce-Creek) ein Interglazial (Torfbank mit einem Alter von mehr als 45 000 J. B. P.) zwischen beide einzuschalten. Dasselbe größere Alter ergibt sich für den sog. Hohonu-Vorstoß (GAGE & SUGGATE 1958) im Gebiet östlich Greymouth (Westküste).

Die ursprünglich als Ablagerung der Vorletzten Vereisung aufgefaßten *Avoca Gravels* (GAGE 1958) gehören nach freundlicher mündlicher Mitteilung von M. GAGE wahrscheinlich einer älteren Vereisung (Mindel?) an. Die Ablagerungen sind nicht wie die der beiden letzten Vereisungen an die jetzige Topographie gebunden, sondern setzen eine andere Topographie voraus. Sie gleichen darin den alpinen Deckenschottern, und M. GAGE hält es für möglich, daß sich darin vielleicht zwei Hauptniveaus unterscheiden lassen, die dann den beiden alpinen Deckenschottern entsprechen könnten. Auch die sog. „Clyde Moraine“ oberhalb der Stadt Clyde, eine weite, schwach geneigte und zerschnittene Hochfläche mit Bestreuung großer Blöcke, dürfte hierher gehören. Doch sind über diese älteren Vergletscherungen noch weitere Untersuchungen notwendig.

3. Die Letzte Vergletscherung im einzelnen. Die Letzte Vergletscherung, von der, wie gesagt wurde, der erste Vorstoß (Woodstock, Hohonu) abzutrennen und zur vorhergehenden Vereisung zu stellen ist, besteht dann aus einer Reihe von Vorstößen von jeweils geringerer Ausdehnung (Otarama-, Blackwater-, Poulter-Vorstöß im Waimakariri-Gebiet, Kumara I, II, III im Gebiet östlich Greymouth). Für die Altersstellung der letztglazialen Vorstöße sind folgende Zahlen wichtig: Im Gebiet von Christchurch liegen nach R. P. SUGGATE (1958) unter den letztglazialen Schottern an der Oberfläche der sog. Bromley-Formation Torfe mit einem Alter von mehr als 40—45 000 J., d. h. diese gehören offenbar der Letzten Interglazialzeit an. Dasselbe gilt nach J. W. BRODIE (1957) für einen mächtigen Torf bei Porirua, auf der Wellington-Halbinsel. Bei  $37\,500 \pm 1\,600$  J. fand sich in demselben Gebiet eine Shrub-Vegetation ziemlich kalten Charakters, während bei  $27\,000 \pm 600$  J. ein wohlentwickelter Boden mit zahlreichen Pflanzenresten vorhanden war. Es liegt hier wahrscheinlich ein Interstadial vor, das möglicherweise Paudorf entsprechen könnte. Zwischen 20 000 und 23 000 J. B. P. war eine kalte Zeit mit *Phyllocladus*-Flora vorhanden.

Bei Kamaka (Nordwestland) liegt unter Kumara II-Schottern (ca. 20 Fuß) und -Sanden (10 Fuß) etwa 1 m grauer Silt mit Holzresten, die eine kalte Flora zeigen (Alter 20 600 J. B. P.), darunter wieder Schotter. Der Kumara II-Schotter — dort das Hauptschotterniveau der Letzten Vereisung — ist also jünger als 20 000 J. Ein anderer Silt mit Pflanzenresten (Station Creek, tief im Upper Buller Valley) hat ein Alter von 16 600 J. B. P.

Es ergibt sich also für den jüngeren Teil der Letzten Eiszeit eine weitgehende Übereinstimmung mit Europa und Nordamerika: eine kalte Zeit bei etwa 37 500 Jahren, ein Interstadial bei etwa 27 000 Jahren, das Paudorf bzw. Farmdale entsprechen könnte, dann wieder eine kalte Zeit, mindestens zwischen 23 000 und 16 600 J. B. P.

Nach J. MCKELLAR (1960) ist die den Lake Hawea unmittelbar im Süden umrahmende Endmoräne („Hawea advance“) mindestens 15 000 J. alt. Eine kalte Vegetation in einem tiefen Einschnitt dieser Endmoräne hatte ein Alter von  $15\,100 \pm 200$  Jahren. Höhere Proben zeigen dann eine postglaziale Vegetation.

Die Formen der Letzten Vergletscherung in Neuseeland — Endmoränen, Toteisgebiete usw. — sind genau die gleichen wie die der Würm-Vereisung in den europäischen Alpen. Die scharf geschnittenen Schotterterrassen der Letzten Vergletscherung sind von solchen der europäischen Würm-Vereisung nicht zu unterscheiden. Diese völlige Übereinstimmung der Formen wird durch die angegebenen  $C^{14}$ -Daten voll bestätigt.

4. Die Postglazialzeit in Neuseeland. Schon seit den Untersuchungen von L. CRANWELL & L. VON POST (1936) wissen wir, daß die Postglazialzeit in Neuseeland grundsätzlich ähnlich abgelaufen ist wie auf der Nordhalbkugel. Neue Untersuchungen, insbesondere  $C^{14}$ -Bestimmungen, haben dies völlig bestätigt.

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. W. HARRIS (Geological Survey of New Zealand), der hierüber demnächst genauer berichten wird, begann die postglaziale

Torfbildung in Neuseeland vor rund 10 000 Jahren, d. h. um dieselbe Zeit, als sie auf der Nordhalbkugel begann. Nach demselben Autor ist in einzelnen Profilen auch die rund 1000—2000 Jahre ältere Allerödzeit nachzuweisen.

5. Die Frage der Gleichzeitigkeit der Vereisungen auf den beiden Halbkugeln. Es kann nach dem vorher Gesagten kein Zweifel daran bestehen, daß die Letzte Vereisung und die Postglazialzeit auf beiden Halbkugeln in genau der gleichen Weise abgelaufen ist. In beiden Gebieten lag das späte Maximum der Letzten Vereisung bei rund 20—18 000 J. B. P.; davor war bei rund 27 000 J. B. P. eine wärmere Zeit (Interstadial), davor wieder eine kältere bei rund 37 000 J. vorhanden. Die eigentliche Postglazialzeit begann auf beiden Halbkugeln vor rund 10 000 Jahren.

Wenn aber die Gleichzeitigkeit für die Letzte Vereisung als erwiesen gelten kann, dann muß sie auch für alle anderen zutreffen. Freilich ergibt sich heute noch keine befriedigende Übereinstimmung in der Abfolge der Ereignisse, wie sie in Europa einerseits, in Neuseeland andererseits vor sich gegangen sind. Ein Versuch der Parallelisierung ist in Tab. 1 gemacht worden.

Tab. 1  
Versuch einer Parallelisierung des neuseeländischen mit dem europäischen Pleistozän  
(*Warmzeiten kursiv*)

Wanganui-Gebiet	Süd-Insel		Europa
St. Johns	Jüngere Vorstöße	} Otiran	Würm
<i>Interglazial ?</i>	<i>Lamplough-Intergl. ?</i>		Würm ?
Rapanui	Ältere Vorstöße (K 1)	} Eem ?	Riss II ?
<i>Oturian</i>	<i>Karoro</i>		<i>Ohe ?</i>
Brunswick	Woodstock, Hohonu	Riss	Riss I ?
<i>Terangian</i>			<i>Holstein</i>
Kaiatea	} Avoka (Porika)	} Mindel	II ?
			Clyde ?
Kaltzeit ? (unbenannt)			<i>Cromer</i>
<i>Putikian</i>			Günz
Okehuan			<i>Waal</i>
<i>Marahuan</i>			Eburon
Hautawan	Ross-Vergletscherung		<i>Tegelen</i>
			Brüggen (= Praetegelen)

Diese Tabelle beruht, soweit sie die neuseeländische Abfolge wiedergibt, auf freundl. Mitteilungen von C. A. FLEMING und P. SUGGATE (wofür ihnen hiermit nochmals bestens gedankt sei).

Noch ist es außerordentlich schwierig, eine Parallelisierung im einzelnen vorzunehmen. Was mit Sicherheit feststehen dürfte, ist die Parallelisierung der Ross-Vergletscherung und des Hautawans mit dem Praetegelen (=Brüggen) einerseits und die Gleichstellung der Letzten Vereisung in Neuseeland mit dem europäischen Würm. Aber bereits hier fangen die Schwierigkeiten an. P. SUGGATE glaubt innerhalb des Komplexes der Letzten Vereisung („Otiran“) ein „Interstadial“ (das Lamplough-Interstadial) mit einer der gegenwärtigen ähnlichen Flora und einem sehr hohen Meeresspiegel — das wäre dann doch ein echtes Interglazial! — zu finden. Wenn dies aber ein echtes Interglazial ist, dann müßte es dem europäischen Eem entsprechen. Dann rückte aber die als „Karoro“ bezeichnete Warmzeit weiter zurück und könnte vielleicht einem Interglazial Riß I / Riß II entsprechen, wie es im Alpenvorland von F. WEIDENBACH (1937) angenommen wird (entsprechend einem „Ohe-Interglazial“ zwischen Saale und Warthe?).

Noch weiter zurück finden wir den Kaiatea-Komplex mit mindestens 2 Warm- und 2 Kaltzeiten (nach T. GRANT-TAYLOR sogar je 3?). Sollte man hier an eine Teilung der Mindel-Eiszeit in zwei Abschnitte denken? Der erhebliche Unterschied in Höhenlage und Ausbildung zwischen der Mittleren und der Oberen Mittelterrasse im Mittel- und Nieder-rheingebiet könnte so etwas wahrscheinlich machen. Aber wo sind die zugehörigen Inter-glaziale?

So wird es weiterer intensiver Untersuchungen nicht nur in Neuseeland und Europa, sondern auch in allen anderen Vergletscherungsgebieten der Erde bedürfen, ehe wir hier zu einer Klärung gelangen. Aber eins scheint sich doch zu ergeben: die Zahl der Kaltzeiten war offenbar größer als die klassischen vier in den Alpen und in Nordamerika. Waren aber die Kaltzeiten gleichzeitig auf der ganzen Welt — und, wie immer wieder betont werden muß, alles spricht dafür, daß sie es waren — dann kommt jeder Fortschritt in der Erforschung des Eiszeitalters, ob er in Europa, Neuseeland oder anderswo gemacht wird, der Erkenntnis des Gesamtbildes zugute. Das ist ein tröstlicher Gedanke. —

Für die Parallelisierung über die beiden Halbkugeln hinweg ist auch die Frage der interglazialen Meereshochstände wichtig. Sie sind für die Nördliche Halbkugel einwandfrei nachgewiesen, wenn auch über ihre Einordnung, Höhenlage usw. noch erhebliche Meinungsverschiedenheiten bestehen. Dasselbe gilt für die Südhalbkugel, wo diese Meereshochstände in weiten Gebieten Neuseelands, Australiens, Südafrikas und Südamerikas festgestellt worden sind. Nun hat F. ZEUNER (1959) geltend gemacht, daß die Meereshochstände im wesentlichen beeinflusst worden seien durch das Auftauen der großen Inlandeismassen der Nordhalbkugel, insbesondere von Nordamerika und Nord-europa. Das ist möglich, bleibt aber in seinem Umfang doch unsicher, da wir den Eishaus-halt (Zuwachs in den Eiszeiten?, Abtragung in den Interglazialzeiten?) von Antarctica noch nicht genügend kennen. Wenn die Vereisungen auf den Halbkugeln abgewechselt hätten, dann käme für die Meereshochstände nur die Differenz zwischen den (abgeschmolzenen) Eismassen der Nordhalbkugel und dem Eiszuwachs der Südhalbkugel in Frage. Das wäre zwar theoretisch möglich, stimmt aber mit den bisherigen Berechnungen schlecht überein. Entscheidend ist aber ein anderer Gesichtspunkt. Wäre allein die Nordhalbkugel maßgebend, und herrschte auf der Südhalbkugel eine Eiszeit, während auf der Nordhalbkugel Interglazialzeit war, dann müßten die Meereshochstände in den höheren Breiten der Südhalbkugel mit kalten Faunen verknüpft sein. Tatsächlich sind sie aber mit warmen Faunen verknüpft. Das beweist, daß die Interglazialzeiten auf beiden Halbkugeln gleichzeitig waren.<sup>1)</sup>

Waren aber die Eis- und Interglazialzeiten auf beiden Halbkugeln gleichzeitig — und daran kann heute nicht mehr gezweifelt werden —, dann kann die Strahlungskurve von M. MILANKOVITCH in der von ihm zuletzt 1941 vorgelegten Form nicht mehr als maßgebende Ursache der Eis- und Interglazialzeiten angesehen werden. Nach der Strahlungs-kurve soll die Letzte Eiszeit auf der Südhalbkugel vor rund 30 000 Jahren gewesen sein. Tatsächlich endete sie, wie auf der Nordhalbkugel, vor rund 10 000 Jahren.

Unter den von MILANKOVITCH herangezogenen Erdbahn-Elementen betrifft eines die beiden Halbkugeln gleichzeitig, nämlich die Neigung der Erdachse zur Umlaufbahn. Bei steilerer Lage der Erdachse müßten die polnäheren Breiten beider Halbkugeln gleichzeitig weniger Wärme empfangen haben. Dem würde aber eine stärkere Erwärmung der ein-geengten tropischen Zone gegenüberstehen. Nach allem, was wir wissen, war aber eine stärkere Erwärmung der Tropen während der Eiszeiten nicht vorhanden, sondern wahrscheinlich ebenfalls ein Absinken der Mitteltemperatur, das auf etwa 4° C geschätzt worden ist. So werden wir nach anderen Ursachen für die Eiszeiten auf der Erde zu suchen haben.

1) Auf die marinen Hochstände der Südhalbkugel soll in einem besonderen Artikel demnächst eingegangen werden.



## Schriften-Nachweis

- BRODIE, J. W.: Late Pleistocene Beds, Wellington Peninsula. - New Zeal. Journ. Sci. Techn. B 38, S. 623-643, Wellington 1957.
- COUPER, R. A., & MCQUEEN, D. R.: Pliocene and Pleistocene plant fossils of New Zealand and their climatic interpretation. - Ebendort 35, S. 398-420, Wellington 1954.
- CRANWELL, LUCY, & VON POST, L.: Post-Pleistocene Pollen Diagrams from the Southern Hemisphere. - Geograf. Ann. Stockholm 1936.
- FLEMING, C. A.: The Geology of Wanganui Subdivision. - New Zeal. Geol. Surv., Bull. n. s. 52, 362 S., Wellington 1953. - - Quaternary Geochronology in New Zealand. - Actes IV. Congr. Inqua, vol. II, S. 925-930, Rom 1956.
- GAGE, Maxwell: The Tertiary and Quaternary Geology of Ross, Westland. - Trans. roy. Soc. New Zeal. 75, S. 138-159, Wellington 1945. - - Late Pleistocene glaciations of the Waimakariri Valley, Canterbury. - N. Z. Journ. Geol. Geoph. 1, S. 123-155, Wellington 1958.
- GAGE, M., & SUGGATE, R. P.: Glacial chronology of the New Zealand Pleistocene. - Bull. geol. Soc. Amer. 69, S. 589-598, 1958.
- McKELLAR, J. C.: Pleistocene deposits of the Upper Clutha Valley, Otago, New Zealand. - N. Z. J. Geol. Geophys. 3, S. 432-460, Wellington 1960.
- MILANKOVITCH, M.: Kanon der Erdbestrahlung. - Serb. Akademie der Wiss. Belgrad 1941.
- SUGGATE, R. P.: Late Quaternary Deposits of the Christchurch Metropolitan Area. - N. Z. J. Geol. Geophys. 1, S. 103-122, Wellington 1958. - - Time-Stratigraphic Subdivision of the Quaternary, as Viewed from New Zealand. - Quaternaria 5, S. 1-13, Rom 1960.
- WEIDENBACH, F.: Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - N. Jb. Min. etc., Beil.bd. 78 B, Stuttgart 1937.
- ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. - 2. Aufl. London 1959.

Manusk. eingeg. 15. 4. 1961.

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

## Jung-Quartär und End-Mesolithikum in der Provinz Kerman (Iran)

Von REINHOLD HUCKRIEDE, Hannover

Mit 4 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Die Hauptmassen der mächtigen jungquartären Schutt-Ausfüllungen und die See-Lösses der weiten Hochtäler des Kerman-Gebietes scheinen unter semi-ariden Bedingungen bis ins ältere Holozän abgelagert worden zu sein. In den heutigen ariden, nahezu wüstenhaften Gebieten nördlich Buhabad und in der Stadt Kerman zeigen Sedimente eines Brackwasser-Sees und süßer bis oligohaliner seichter Gewässer, daß einst Niederschläge und Feuchtigkeit größer waren als heutzutage. In Kerman führen sie mergelig-torfige Lagen und werden dem letzten Pluvial zugeordnet. Sie enthalten viele Farn- und Pilz-Reste und unter den Mollusken feuchtigkeitsbedürftige Landgastropoden, die heute auf dem Iranischen Hochland ausgestorben sind, sich aber in den feuchten Waldgebieten der hyrcanischen Länder finden.

Bei Kuhbanan wurde eine mikrolithische Kultur entdeckt, die nach Artefakt-typologischen Gründen als end-mesolithisch zu bezeichnen ist, aber wie das Natufium Palästinas schon viele Sichelklingen mit Cerealien-Kieselglanz aufweist. Damit scheint der Anfang des Getreidebaus in Iran in sehr alten Zeiten oder wenigstens ein Ernten von Wildgräsern und für ihr Gedeihen günstige klimatische Bedingungen bezeugt zu sein.

**Summary.** The main masses of detritus and silts („See-Löß“), deposited in water and filling the vast plateau-valleys of Kerman-area, seem to have been formed during semi-arid conditions till in older Holocene times. North of Buhabad and in the town of Kerman, areas which are now-days arid or nearly desertic, sediments of a brackish lake and of shallow fresh-or oligohaline waters indicate that once precipitation and humidity were higher than today. In Kerman they contain layers of marly peat and are thought to be formed during the Last Pluvial Period. They are rich in remains of fungi, ferns, and mollusc, some of which are land gastropods depending on humid environment. These are now extinct on the Iranian Plateau but living in the damp forest areas of the Hyrcanian countries.

At Kuhbanan a microlithic industry was discovered. Regarding the artifact types this industry can be called an Upper Mesolithic. Similar to the Natufian of Palestine there are already plenty sickle blades with a bright patina derived from the silica in the grain stems. This seems to testify the stage of beginning agriculture in Iran in very old times or at least a harvesting of wild grain under climatic conditions suitable for its growth.

### Einleitung

Die Kenntnisse vom Quartär des Iranischen Hochlandes sind noch sehr gering. Einigermassen gut informiert ist man nur über die heutige und letzteiszeitliche Vergletscherung der Elburs- und Zagros-Gebirgszüge (Zusammenfassung bei BUTZER 1958, S. 46, 47), etwas über quartärsgeschichtlich auswertbare geländemorphologische Befunde und Sedimente in den Wüstensenken Große Kawir und Lut (GABRIEL 1957a, STRATIL-SAUER 1957; BOBEK 1959a, b) und in Seistan und Nordost-Iran (HUNTINGTON 1905, 1907, SCHARLAU 1958). Eine kurze allgemeine Übersicht über die Sedimente des Quartärs gab CLAPP (1940).

Über weite Gebiete der Gebirgsländer sind jedoch kaum quartärgeologische Beobachtungen in der Literatur festgehalten worden. Fast nichts oder nur wenig ist bekannt über quartäre Faunen und Floren, fossile Bodenbildungen und vorneolithische Hinterlassenschaften des Menschen, also über Dinge, die in Iran allein sichere Anhaltspunkte über die Geschichte und die Klimate des Quartärs geben können.

Diese bedauerliche Tatsache ermutigt den Verfasser, einige neben praktischen geologischen Arbeiten für die Bundesanstalt für Bodenforschung in den Hochgebirgen westlich der Lut angefallenen quartär- und steinzeitkundliche Beobachtungen mitzuteilen. Es handelt sich um das Gebiet der großen Hochtäler zwischen Kerman und Buhabad, die zum

großen Teil nach dem Salz-Endsee von Bafq, zum kleineren in die Lut und die Buhabad-Wüste entwässern. Eine geologische Karte und Beschreibung des Gebietes wird die Arbeit HUCKRIEDE, KÜRSTEN & VENZLAFF (1961) bringen.

### Die heutigen Klima- und Vegetationsverhältnisse

Nur durch den Vergleich mit dem heutigen Klima und den jetzigen Vegetations- und Faunenverhältnissen, über die BOBEK (1951, 1954), RECHINGER (1939, 1951) und MISONNE (1959) informieren, lassen sich die quartären Bildungen verstehen. Es sind besonders die sehr geringen Niederschläge, eine lange Trockenperiode im Jahr, beträchtliche jährliche und tägliche Temperatur-Schwankungen, der Steppen- und Wüstencharakter der Vegetation, die das abflußlose Gebiet auszeichnen. Das dem hier behandelten Gebirgsland be-



Abb. 1. Schematische Lageskizze des behandelten Gebietes (mit Doppellinie umrandetes Areal).

nachbarte Becken von Schahdad ist der trockenste Teil der Wüste Lut, Vollwüste mit einem Sandmeer, das bar jeden Lebens und fast völlig ungangbar ist.

Die Gebirge, deren Gipfel gewöhnlich um 3000 m hoch sind, nahe Kerman fast 4000 m Meereshöhe erreichen, zeigen stets kahle Berghänge. Nur örtlich sind sie außer mit xerophilen Dornpolstergewächsen schütter mit Bergmandel-Sträuchern (*Amygdalus*) bewachsen. Der für die Trockengebirge charakteristische Baumwachholder (*Juniperus macropoda* = *excelsa*) findet sich nur äußerst selten, und dann nur verkrüppelt, auf für Holzsucher und Kohlenbrenner unzugänglichen Felsen und Geschröf. Als Steppen, Wüstensteppen und Wüsten muß man die weiten Schotter- und Gebirgsschuttflächen, die Senken und breiten Hochtäler bezeichnen. Ausgedehnte Kawir-Regionen findet man nur außerhalb des hier behandelten Gebietes in der Umgebung des Bafqer Endsees und in der Buhabad-Wüste. Größere Flächen der Schwemm-Ebenen sind aber versalzen oder von Sanddünen bedeckt und fast ohne Vegetation; jedoch können hier Saxaule und Tamarisken Dickichte bilden.

Die Meereshöhe der hier behandelten Hochtäler liegt zwischen 1400 und 2000 m. Permanente Seen sind nicht vorhanden. Frost und Schneefall sind im Winter verbreitet, mehr als man bei der südlichen geographischen Breite anzunehmen geneigt ist. Wegen des ungünstigen Winterklimas liegt das Gebiet, wie Abb. 1 zeigt, außerhalb der Dattelpalmen-Zone. In Kerman, das 1757 m hoch liegt, hält sich der Schnee aber nie länger als einige Tage. Auf den außerhalb des behandelten Gebietes liegenden höheren Gebirgsteilen, z. B. dem Kuh-i-Jupar (3952 m) bleibt der Schnee aber in nordwärtigen Nischen bis in den Juni hinein erhalten. BOBEK (1952, S. 78, 79) hat die gegenwärtige ideelle Schneegrenze bei Kerman mit 4900 bis 5000 m berechnet.

Die mittlere Jahresniederschlagsmenge in Kerman beträgt nach den Angaben von GANJI (1960) und dem Iranischen Wetterdienst für die Zeit von 1950 bis 1959 etwa 170 mm im Jahr, wobei die Mengen im Laufe der Jahre beträchtlich schwanken (1952 = 58 mm; 1957 = 311 mm). Ältere Übersichten (BAUER 1935, BOBEK 1952, S. 71) geben nur 105 mm Durchschnitt an.

In den Gebirgen sind die Niederschlagsbeträge höher, werden hier etwa mit 200 bis 300 mm (GANJI 1960, Niederschlagskarte) berechnet. In den tieferen Senken werden sie beträchtlich niedriger liegen als in Kerman. Die außerhalb des besprochenen Gebietes, aber noch im gleichen Bafqer Entwässerungssystem liegende Stadt Rafsenjan (1597 m) hat nur 83 mm Jahresmittel und kennt nach EBTEHAJ (1956) im Jahr durchschnittlich nur 8 Regentage.

Der Regen fällt fast ausschließlich im Winter und Anfang des Frühlings (subtropischer mediterraner Winterregen). Die Zahl der sommerlichen Trockenmonate ohne oder fast ohne Regen liegt bei 6 oder 7.

Deflation, die in der Lut so eine große Rolle spielt, ist in den behandelten Gebieten nur gering wirksam.

### **Schwemm-Sedimente semiarider Zeiten; See-Löß**

Die breiten Längstäler zwischen den Gebirgszügen sind mit beträchtlichen Lockermassen ausgefüllt. Nordwestlich Kerman durchteufte eine Wasserbohrung 130 m dieser Sedimente, ohne ihr Liegendes zu erreichen. An den Rändern der Gebirgszüge, die sich zum Teil als noch aktive tektonische Störungszonen erweisen, sieht man neben Resten von verstellten groben, wohl plio-altpleistozänen Schottern riesige, sich weit in die Ebenen erstreckende, von trockenen Wasserrissen durchfurchte Gebirgsschutt-Fächer und Schlepen. Wo Gebirgstälchen münden, schieben sich oft viele km lange Wildwasser-Schuttmassen mit grobem Blockwerk in die Hochtäler, Hinterlassenschaften gelegentlicher Wolkenbrüche und Sturzfluten.

In Richtung auf die Innenteile der Senken verkleinert sich das Korn der Schuttmassen, bis schließlich eine tonige Schwemmschluff-Fläche vorliegt, die oft so parketteben und weit





Abb. 2. Blick in das mit Schuttmassen erfüllte Hochtal Kerman-Zarand.

ist, daß Kraftwagen auf ihr wie auf einer Rennstrecke in höchster Geschwindigkeit fahren können. Salzausblühungen sind hier weit verbreitet, und gelegentlich sieht man dünne Gipskrusten.

In dem groben Schuttwerk an den Rändern der Ebenen bieten Wasserrisse vielfach einen Einblick in die oberste, leider immer fossilfreie Sedimentfolge. In den Innenteilen der Becken dagegen, wo man in den feineren Sedimenten Antwort auf stratigraphische Fragen erwartet, fehlen aber meist vertikale Aufschlüsse gänzlich oder gehen nie tiefer als einige Meter. Glücklicherweise bieten die mit den typisch iranischen Grundwassergewinnungsanlagen, den Kanaten, verbundenen Erdarbeiten etwas Ersatz. Sie ergeben bei den Siedlungen viele m tiefe Einschnitte, oder es werden wenigstens Lockergesteine aus mehreren 10 m Teufe an die Oberfläche ausgeworfen.

Was man sieht, ist ein unregelmäßig geschichteter Wechsel von tonig-schluffigen Sanden mit unreinem Kies und Grand in Lagen, Schnüren und Linsen und vor allem Pakete etwas sandiger Schluffe, die unter den Bezeichnungen „sekundärer Löß“ (NIEDERMAYER 1920, S. 45), „Seelöß“ (GABRIEL 1942, S. 432, S. 308) aber auch als „aeolian silt“ (HARRISON, zitiert bei SEDLACEK 1955, S. 623) in die Literatur eingegangen sind.

In den Aufschlüssen und im Aushub mangelt es an jedem Zeichen von fossilen Braunerden, roten Bodenbildungen, fossilen Gips- oder Kalkkrusten, fossilen Dünen- oder Wüstensanden. Bis auf die unten von Kerman beschriebenen, wurden auch humose oder torfige Bildungen nicht gefunden.

Die im Aussehen etwas lößartigen, meist gelblichbraunen bis gelblichen, aber auch gelegentlich rot- und violettstichigen kalkhaltigen Schluffe sind gewöhnlich geschichtet und nie so locker wie echter Löß. Wenn sie etwas porös sind, mögen Salzpartikel weggelöst worden sein. Fast nie sind die See-Lösse rein, sondern sie enthalten Sand- und Kies-Schmitzen, auch vereinzelt Steinbrocken, was vor allem an der oberflächlichen Windleseecke erkennbar ist. Häufig finden sich in den oberen Metern auch „Lößkindl“-Konkretionen.

Können die sandigen und kiesigen Lockermassen nach Zusammensetzung und Art der wirren Schichtung nur von periodischen, mit Gebirgsschutt beladenen Wasserfluten herühren, die sich in vegetationsarme oder wüstenhafte Ebenen ergossen haben, so ist das

auch der Fall bei den See-Lössen. Diese waren die feinsten Schutt-Teilchen, die Trübe, die sich endlich im zur Ruhe gekommenen Wasser, in flachen, wohl im allgemeinen äußerst kurzlebigen Seen absetzten. Den Absatz im Wasser, nicht eine äolische Entstehung, bestätigt auch die dankenswerter Weise von Dr. SINDOWSKI ausgeführte Korngrößen (Pipetten-)Analyse eines solchen See-Lösses von Kerman mit folgenden Werten:

> 200 $\mu\phi$ = 1,6 Gewichts-%	20— 10 = 13,2 Gewichts-%
200—100 = 12,0 "	10— 6 = 4,1 "
100— 60 = 11,4 "	6— 2 = 15,8 "
60— 30 = 13,9 "	< 2 = 20,8 "
30— 20 = 7,7 "	

Selbst in den heute staubsturmreichen Gebieten der Lut, wo mit viel mehr äolischem Transport der feinen Teilchen gerechnet werden kann, kam SEDLACEK (1955, S. 618, 619, 623, 656) mit Korngrößen-Analysen zu dem Ergebnis, daß die See-Lösse im Wasser abgelagert worden sind. Ein gewisser Anteil an äolischem Material in der Feinsandfraktion ist hier jedoch wahrscheinlich.

An Schilderungen, wie es zur Bildung von See-Löß, lehmigen, sandigen, kiesigen Schwemm-Massen in den Senken arider oder semiarider Gebiete kommt, mangelt es nicht (z. B. RADDE 1898, S. 21; WALTHER 1900, S. 110; WENZEL 1935, S. 37; DAPPLES 1941, S. 137; BÜDEL 1952, S. 118)<sup>1)</sup>. Eine gewisse Vorstellung von dem Geschehen geben heutzutage noch die üblichen Winter- und Frühlingsregen im Kermaner Gebiet. Sie breiten feinste Teilchen, den groben Schutt-Bildungen der Ebene selbst entnommen, in den inneren Senken aus. Die seichten Seen, Lachen, Pfützen, in denen das geschieht, werden nach Tagen oder Wochen wieder ausgetrocknet. Dazumal mögen sich aber an manchen Stellen Tümpel von süßem bis oligohalinem Wasser das ganze Jahr hindurch gehalten haben, wofür die Fauna der See-Lösse Hinweise geben könnte.

Ist es nach dem petrographischen Eigenschaften schon klar, daß bei den See-Lössen kein reiner äolischer Löß vorliegt, so beweist auch, wie bei den sehr ähnlichen „fluvio-äolischen Ablagerungen“ Hadramauts (WENZ 1943), die Fauna, daß Wasser bei der Entstehung eine große Rolle spielte. Gewöhnlich sind die Sedimente fossilieer, aber wenn tierische Reste vorhanden sind, ganz gleich aus welcher Teufe, dann sind es

*Melanoides tuberculata* (MÜLLER)

*Melanopsis doriae* ISSEL

*Pseudamnicola uzielliana* (ISSEL)

In Zarand fand sich einmal *Helicopsis (Xeropicta) millepunctata* (BOETTGER).

Alle im See-Löß vorkommenden Mollusken leben noch heute in dem Gebiet, die *Helicopsis* nur auf den kultivierten Ländereien, die Wasserschnecken in den Bewässerungs- und oberirdischen Kanatgräben. Unversalzene größere, permanente Seen, wie man sie sich allgemein für ein Pluvial vorstellt, sind mit den Faunen nicht zu belegen.

Über die Temperaturen, die bei der Sedimentation der molluskenführenden Schluffe herrschten, geben die *Melanopsis* und *Melanoides* gute Anhaltspunkte. Es sind wärmebedürftige Arten, die in den aus natürlichen Quellen gespeisten Bergbächen und Wasserspeichern der Gebirge unseres Gebietes nicht gedeihen können, weil ihnen dort das Wasser im Winter zu kalt ist. In den Kanatwasser-Gräben, deren rasch fließendes Wasser stets etwa mit der mittleren Jahrestemperatur aus dem Boden kommt (in Kerman mittlere Jahrestemperatur 17,2° C), setzen die Schnecken in diesem Niveau aber schon ein, *Melanopsis doriae* allerdings erst mit kleinen Exemplaren. Normale Größen findet man dann in den Gewässern der tieferen Beckenteile. Es mag in diesem Zusammenhang und für die unten behandelten Kermaner limnischen Bildungen erwähnenswert sein, daß *Melanoides tuberculata*, die „malayische Turmdeckelschnecke“ unserer Warmwasseraquarien, die ja

<sup>1)</sup> Es sei auch auf die eingehende Behandlung der Pfannen Zentral-Irans durch GABRIEL (1957b) hingewiesen.

eine ungeheure Verbreitung über die warmen Gebiete Afrikas und Asiens hat (siehe PILSBRY & BEQUAERT 1927, S. 253, Karte 2; ROGER 1943, S. 129), nach den Erfahrungen von KILIAS (1956) nur in Wassertemperaturen über 18° vermehrungsfähig ist.

Höchstwahrscheinlich waren die Niederschlagsmengen der Winter- und Frühlingsregen zur Zeit der Ablagerung der Hauptmassen der Hochtal-Füllungen etwas größer als heute. So sind, wie unten gezeigt wird, See-Löse in Brackwasser-Seen abgelagert worden, wo heute trockenes Land ist. Ferner sprechen die Befunde der Kultur von Kuhbanan für niederschlagsreichere Zeiten im Altholozän und die Feststellung, daß heutzutage in den größten Teilen der Becken die Sedimentation ruht, Abtragung und Akkumulation scheinbar ein Gleichgewichtszustand erreicht haben. Schutthalten liegen seit dem Mesolithikum fossil, wie Artefakt-Funde beweisen, und Wüstensteppen-Flächen mindestens seit Zeiten, wie die Bildung von Wüstenlack auf Geröllen, Dreikantern und Rillensteinen dauert. Zur Zeit der endmesolithischen Kultur von Kuhbanan war dort die See-Löß-Bildung wohl im wesentlichen abgeschlossen. Sie hörte fast gänzlich unter den heutigen ariden Verhältnissen auf.

Keineswegs sind die Lockersedimente aber unter echt humiden Bedingungen und einer üppigen Vegetation abgelagert worden. Nirgendwo fand sich in den jungquartären Serien ein gut sortierter und gut gerundeter Flußkies. Stets wurde grobes Material zusammen mit feinem sedimentiert. Die Gerölle bestehen stets aus Gesteinen, die in den angrenzenden Gebirgstteilen zu finden sind. Nie konnte nachgewiesen werden, daß Gerölle weite Strecken in Längsrichtung der Hochtäler und Gebirgszüge transportiert worden sind. Zu allen hier behandelten Zeiten wird das Gebiet der Hochtäler keine wasserreichen, immer fließenden und mit unseren europäischen Flüssen vergleichbare Gewässer gekannt haben.

### Ablagerungen von Brackwasser-Seen

Sandige Schluffe, die 25 km nördlich Buhabad entlang der noch aktiven Störungszone Zarand-Kuhbanan-Buhabad 4 m tief durch einen jetzt völlig versalzenen, molluskenfreien Bach eingeschnitten worden sind, ergaben

*Hydrobia (Hydrobia) cf. acuta* (DRAPARNAUD) hh

*Cyprinotus salinus* (BRADY) SARS h

*Cyprideis litoralis* BRADY hh

Carapax-Reste kleiner Decapoden

Reste von Coleoptera, Formicidae und anderen Insekten

*Nonion* sp. (ein winziges, nicht umgelagertes dünnchaliges Exemplar)

Characeen-Oogonien

Blattreste und Diaphragmen einer schilffartigen Monokotyle, vielleicht einer Bambus-Art

an Früchten und Samen (überhaupt nicht inkohlt):

*Carex* sp.

*Najas* sp.

*Chenopodium* sp.

schwarze Samen mit Caruncula

ein schwarzer, asymmetrischer glatter Same.

Bei dieser Fauna besteht kein Zweifel, daß hier Sedimente eines Brackwasser-Sees vorliegen. Die auch in der Nord- und Ostsee lebende Brackwasserform *Cyprideis litoralis* (KLE 1929, S. 17; 1938, S. 156; MÜLLER 1912, S. 326), die nach REMANE & SCHLIEFER (1958, S. 64, 122) allerdings als holeuryhalin zu bezeichnen ist, konnte der Verfasser lebend auch im Maharlu-Salzsee in Fars nachweisen.

Ein echtes Kawir-Endstadium hat dieser See wohl infolge plötzlicher Hebung des Gebietes, die sich auch in dem scharfen engen Terrassen-Einschnitt anzeigt, nie erreicht. Sollte der See allein das relativ kleine Becken von Buhabad bedeckt haben, würde das bei dem geringen Einzugsgebiet eine sehr niederschlagsreiche Zeit anzeigen.

Es besteht aber die Möglichkeit einer ehemaligen Verbindung zu einem von STRATIL-

SAUER (1957, S. 482) geforderten großen Kawir-See, der sich bis in die Buhabad-Wüste erstreckte. Wertet man die Foraminiferen (*Nonion*) als Relikte aus einer Zeit der Meeresbedeckung, so muß man einen solchen Kawir-See annehmen und folgern, im Gebiet der Kawir und Lut hätten permante Brackwasser-Seen seit dem Rückzug des Meeres im Neogen existiert, ohne von extremen Trockenzeiten ausgelöscht oder von Pluvialen ausgesüßt worden zu sein. Eine Verschleppung von *Nonion* durch Seevögel oder anderweitig ist jedoch keineswegs auszuschließen.

Der Begriff Brackwasser soll nur den Salzgehalt angeben und umfaßt im Sinne von REMANE (REMANE & SCHLIEPER 1958, S. 3, 4) auch Binnensalzwasser, wobei sich selbstverständlich der Verfasser der chemischen Unterschiede zwischen einem mit Meerwasser gemischten Süßwasser und den wohl zumeist Sulfat-Chlorid-Wässern des Iranischen Hochlandes bewußt ist.

### Zur Pluvial-Frage

Unter den Kennern der inneriranischen Trockengebiete, soweit sie sich mit diesen geologischen Fragen in der Literatur auseinandersetzen, scheint nur BOBEK (1955, 1959 a, b) die auf verschiedene Beobachtungen fußende Ansicht zu vertreten, im Iranischen Hochlande hätte es nie eine Pluvialzeit (im stärksten und ursprünglichen Sinne des Wortes) gegeben. Wenn man die geringfügigen gelegentlichen Zunahmen der Feuchtigkeit in der Vergangenheit als Pluviale bezeichnen würde, müsse man es auch mit der Gegenwart tun. BOBEK hält z. B. einen großen pleistozänen Kawir-See für unbewiesen, ja glaubt Argumente gegen die Existenz eines solchen für den größten Teil oder gar des ganzen Pleistozäns zu haben.

Die übrigen Forscher sind jedoch von dem Auftreten kräftig niederschlagsreicherer Zeiten in der Vergangenheit überzeugt oder geben Beobachtungen, die man mit reichlichen Niederschlägen zu erklären geneigt ist.

Es sind vor allem geländemorphologische Befunde (HUNTINGTON 1905, S. 295-300, HEDIN 1910, NIEDERMAYER 1920, S. 53; GABRIEL 1957a, STRATIL-SAUER 1957, SCHARLAU 1958), seltener die Untersuchung der Sedimentfolgen selbst (HUNTINGTON 1905, 1907, STRATIL-SAUER 1957), die zu solchen, allerdings nicht immer gesicherten oder überzeugenden Schlußfolgerungen führten.

In dem hier behandelten Gebiet spricht mancherlei für ehemals feuchtere und sicherlich auch niederschlagsreichere Zeiten:

Tiefe enge Schluchten mit markanten Strudellöchern sind in den massigen, dichten triadischen Kalk der Gebirgszüge geschnitten, wie es nur ein permanent fließender Gebirgsbach schafft, nicht die schnell erlahmende Wasserflut nach einem der sehr seltenen Sturzregen. Salksinter-Vorkommen, die allerdings nur Steinkerne von *Pseudamnicola*, *Pisidium*, Characeen-Stengel und Schilf-Röhren geliefert haben, zeugen von ausgedehnteren Quellaustritten dort, wo heute nur ein Quellchen die Bewohner eines kleinen Dorfes am Leben hält oder nicht einmal mehr das vermag.

Auch tiergeographische Hinweise liegen vor, wenn man nicht die Verbreitung der Arten vor das Quartär legt und mit der bei diesen Fällen ziemlich unwahrscheinlichen Verschleppung von Eiern durch Vögel und Wind rechnet.

So kann die vom Wasser abhängige Wechsel- oder Grüne Kröte *Bufo viridis viridis* LAUR., die unfähig ist, die weiten Wüsten und Wüstensteppen zu überwinden und auf die Oasen und Gebirgsbäche des Gebietes beschränkt ist, sich nur in einer Zeit mit beträchtlich feuchterem Klima über das Iranische Hochland verbreitet haben. Das isolierte Vorkommen von *Caspicyclotus biggsi* (SCHLESCH) auf schattenbegünstigten Stellen der Hippuritenkalk-Berge bei Kerman (BIGGS 1937, S. 347; SCHLESCH 1934, S. 45) ist nur erklärbar, wenn man eine ursprüngliche Verbindung in feuchteren Zeiten zu dem heutigen Lebensgebiet der Gattung (BOETTGER 1889, S. 972, STARMÜHLNER & EDLAUER 1957, S. 445; FORCART 1935, S. 442) im feuchten hyrkanischen Waldgebiet annimmt. Die Ver-



breitung der Hochgebirgsschnecke *Phenacolimax annularis* (STUDER) (BOETTGER 1889, S. 935; BIGGS 1937, S. 343) auf verschiedene, heute durch wüstenartige Senken getrennte Gebirgszüge Zentral-Irans kann auch nur in einer feuchteren Zeit geschehen sein.

### Fossile Täler, Terrassenreste

Nicht selten beobachtet man in den Gebirgszügen Wiederausräumung fossiler Täler oder einst schuttbedeckter Hügellandschaften aus Jura-Gesteinen. Reste alter Schotterfüllungen oder Bedeckung kleben noch hin- und wieder an den Talhängen oder sind als Hügelkappen erhalten. Man könnte aus diesem Wechsel von Schutt-Akkumulation zu Ausräumung einen grundlegenden Wandel der Niederschlagsverhältnisse, des Klimas, könnte Terrassen-Systeme herauslesen und diese auf ein angenehmes, von Europa entlehntes Zeitschema verteilen.

Noch heute bewegen sich jedoch die Gebirgszüge, und die einzelnen Entwässerungssysteme sind somit dem raschen Wandel unterworfen. Entlang aktiven Störungslinien müssen sich Bäche einschneiden, und ganz junge Bewegungslinien ziehen „Terrassen“ in den jungen Schuttfächern der Hochtäler. Angesichts dieser Beobachtungen läßt man lieber die morphologischen Erscheinungen für paläoklimatologische Fragen außer Betracht.

### Sedimente von Süßwasser- bis oligohaliner Seen

Grüne oder grünlichweiße Mergeltone, wie sie in Kanat- und Brunnausschachtungen in Kerman oder im Bett des Kuhbanan-„Flusses“ unter See-Lössen angeschnitten sind, können nur unter permanenter Wasserbedeckung abgelagert worden sein. Nach HUNTINGTON (1905, S. 280) bilden diese Tone solcher Farbe den Boden des Süßwasser-Sees Hamun in Seistan. Bis auf einen Deckel von *Melanopsis* aus dem höchsten Teil dieser Bildung in Kuhbanan erwiesen sie sich immer als fossiler.

Zum Teil humose, torfige See-Ablagerungen fanden sich in Kerman, als im Zentrum der Stadt auf dem Schulhof der Oberschule ein Brunnen gegraben wurde.

Das Profil:

- |              |   |
|--------------|---|
| 0— 7,75 m    | kalkhaltiger Schluff mit etwas beigemengtem Feinsand, gelbbraun, fossiler, im Oberteil mit Skelett-Resten von <i>Homo sapiens</i> L. (islamischer Friedhof) = endpleistozäner-holozäner See-Löß   |
| 7,75— 8,2 m  | Gemenge weißer Mergel mit schwärzlichen humosen Mergeln<br>Probe bei 8,0 m: <i>Pseudamnicola uzielliana</i> (ISSEL)<br><i>Planorbis</i> sp. indet.  |
| 8,2 — 9,8 m  | weißgraue Mergeltone bis Mergel   |
| 9,8 —10,4 m  | schwarze, torfige Mergel mit<br><i>Succinea</i> sp. indet.<br><i>Vertigo antivertigo</i> DRAPARNAUD<br><i>Galba truncatula</i> (MÜLLER)<br><i>Valvata piscinalis</i> (MÜLLER), Formen, die sich gut einpassen in FAVRÉ's (1927, Taf. 19, Fig. 25—31), „mode minor“ und die der <i>V. piscinalis pulchella</i> STUDER nahestehen.<br><i>Cyprinus salinus</i> (BRADY) SARS n. ssp. 2<br><i>Candona rostrata</i> BRADY & NORMAN 2<br><i>Encypris pigra</i> (FISCHER) G. W. MÜLLER 1<br><i>Ilyocypris gibba</i> (RAMDOHR) BRADY n. ssp. („recta“) 6 |
| 10,4 —11,9 m | (Endteufe): grüne und schmutzgrüne, weißfleckige Mergeltone mit nicht abgerollten Gesteinsbröckchen von ~1 mm $\phi$<br>Probe bei 11,9 m: <i>Succinea</i> sp. indet.<br><i>Planorbis</i> sp. indet.<br>verkohlte und zum Teil leicht verkieste Stengel.   |

Vom torfigen, humosen Auswurf wurden größere Mengen ausgeschlämmt.

Sie ergaben:

*Succinea (Succinea) putris* h.

*Succinea (Succinea)* aus dem *putris*-Kreis, mit verlängertem Gewinde h

*Vertigo antivertigo* DRAPARNAUD h  
*Planorbis planorbis* (L.) (gedeiht noch in Gewässern mit 4—5‰ Salz)  
*Galba truncatula* (O. F. MÜLLER) h (3‰ Salz)  
*Pseudamnicola kotschyi* v. FRAUENFELD  
*Valvata piscinalis* (MÜLLER), der *pulchella* STUDER nahestehend h (2—3‰ Salz)  
*Pisidium cinereum* ALDER (3‰ Salz)  
 Pflanzen-Stengel  
 keine Samen und Früchte

Heller Mergel-Aushub ergab nach den Bestimmungen von Dr. LÜTTIG:

*Cyprinotus salinus* (BRADY) SARS 2  
*Cyprinotus salinus* (BRADY) SARS n. ssp. 2  
*Cyprinotus fretensis* (BRADY & ROBERTSON) 2  
*Cyprinotus* aff. *imus* GAUTHIER 1  
*Candonopsis* n. sp. 1  
*Candona* aff. *vavrai* (KAUFMANN) 1  
*Candona steinheimensis* SIEBER 2  
*Cypridopsis* aff. *brevisetosa* KLIE 2  
*Ilyocypris gibba* (RAMDOHR) BRADY n. ssp. („*recta*“) 10  
*Ilyocypris* n. sp. 1

Der Unterschied der fossilen zu der heute im Gebiet lebenden Molluskenfauna sticht sofort ins Auge. In dem extrem ariden Klima gedeihen heute nur wenige Formen. Es sind nach eigenen Aufsammlungen und den Angaben bei ISSEL (1866), ANNANDALE & PRASHAD (1919, S. 35), BIGGS (1937), STARMÜHLNER & EDLAUER (1957) und FORCART (1959) außer den oben bei den See-Lössen erwähnten sehr häufigen Arten nur noch:

*Pisidium cinereum* ALDER  
*Theodoxus doriae* ISSEL = ? *Th. pallidus* (DUNKER) s  
*Melanoides pyramis flavida* (NEVILL) ss  
*Pseudamnicola kotschyi* v. FRAUENFELD  
*Caspicyclotus biggsi* SCHLESCH ss  
*Galba truncatula* (O. F. MÜLLER) h  
 Radix-Formen h  
*Planorbis planorbis submarginatus* CHRISTOPHORI & JAN. s  
*Gyraulus laevis* (ALDER) s  
*Pupilla (Gibbulinopsis) signata* (MOUSSON) h  
*Granopupa (Granopupa) granum* (DRAPARNAUD) h  
*Jaminia (Euchondrus) continens* (ROSEN)  
*Jaminia (Euchondrus) continens carmanica* FORCART s  
*Ena (Ena)schahrudensis* (BOETTGER) s  
*Pyramidula* sp. ss  
*Vallonia adela mionecton* BOETTGER  
*Vallonia excentrica* STERKI s

Die jetzt ungeheuer häufigen wärmeliebenden *Melanopsis* und *Melanoides* fehlen in der fossilen Kermaner Fauna. Sie müßten nach den aus der Fauna zu schließenden Süßwasser- bis oligohalinen Bedingungen vorhanden sein, wenn die damaligen Temperaturen den heutigen entsprochen hätten.

Valvaten sind noch nie aus Iran beschrieben worden. Der Verfasser suchte sie in dem Gebiet zwischen Fars, Persischem Golf und Seistan vergeblich, und auch der derzeit beste Kenner der iranischen Molluskenwelt Dr. FORCART kennt keine Valvaten von Iran. *Valvata piscinalis pulchella* STUDER, der unsere Form nahe steht, gedeiht heute nur in Nord- und Mitteleuropa (EHRMANN 1956, S. 207), wird jedoch in Griechenland und Sizilien durch ähnliche Formen vertreten. *V. pulchella* wird auch aus pleistozänen Seen-Ablagerungen der Türkei genannt (EGERAN & LAHN 1948).

Es ist undenkbar, daß in Kerman bei den heutigen ariden Verhältnissen mit stetem Ausblühen von Salz nahe den Gewässern feuchtigkeitsliebende Vertigonen und Succineen gedeihen könnten. *Vertigo antivertigo* ist wohl heute gänzlich auf dem Iranischen Hochland ausgestorben. Man kennt die Art in Iran einzig in den feuchten Waldgebieten nörd-

lich des Elburs-Kammes, von wo sie FORCART (1935, S. 420), erwähnt, in einem Gebiet, das eine vollkommen andere, ungemein reichhaltigere Landgastropoden-Fauna birgt als das Iranische Hochland. Auch die Succineen werden nur noch an ganz wenigen feuchtigkeitsbegünstigten Orten des Hochlandes leben, wie *Succinea pfeifferi* ROSSM. in dem Auen-Gebüsch des Zeyandeh Rud bei Isfahan (BIGGS 1937, S. 347). Ein wahrscheinlich zu dieser Art zu stellendes Gehäuse erwähnt BIGGS übrigens aus quartären Ablagerungen bei Bam. Iranische *Succinea putris* sind meines Wissens bislang nur aus dem feuchten Waldland nördlich des Elburs-Kammes bekannt gemacht worden (STARMÜHLNER & EDLAUER 1957, S. 464).

Die Ostracodenfauna von Kerman enthält Formen, die gelegentliches Austrocknen kleinerer Gewässer vertragen. So ist *Cyprinotus fretensis* eine für kleine Wasseransammlungen typische Form, die in Nordafrika und Bulgarien häufig in Feldpfützen gefunden worden ist. Alle genauer bestimmten Arten sind gegen hohe Wassertemperaturen, wie sie beim Austrocknen entstehen, unempfindlich. Fließgewässer, ausgenommen kleine, nicht perennierende, kommen als Biotop nicht in Betracht. Daß die Wasseroberfläche nicht allzu klein war, gibt *Ilyocypris gibba* „*recta*“ zu erkennen, eine limnische, Seen bevorzugende Form. Auf anmooriges Gewässer deutet *Candona rostrata* hin. Nach KLIE (1938, S. 40) kommt sie in moorigen Gräben und an seichten Seeufern zwischen dichtem Pflanzenwuchs vor. Die nicht näher bestimmten Arten lassen sich ökologisch nicht auswerten. Doch widersprechen die ökologischen Merkmale der verwandten Arten gleicher Gattung unseren Annahmen nicht.

Einige Arten sind noch nicht beschrieben, was angesichts der ungenügenden Kenntnis von den iranischen Kleinfauen nicht wunder nimmt.

*Candona steinheimensis* ist in Deutschland bisher nicht in jüngeren als altpleistozänen Schichten bekannt geworden. *Ilyocypris gibba* „*recta*“ scheint im Mittelmeer-Gebiet ebenfalls nicht bis in jungpleistozäne Ablagerungen zu gehen. Für die stratigraphische Einordnung der Kermaner Sedimente brauchen diese Feststellungen aber keine Bedeutung zu haben.

Einen ausgedehnten, tiefen See nach mitteleuropäischen Vorstellungen gab es bei Kerman sicherlich nicht. Ein solcher hätte nach den bei den pluvialzeitlichen Seen Kleinasiens gewonnenen Erfahrungen Fischreste, Unioniden, Dreissensien, höchstwahrscheinlich auch *Corbicula fluminalis* überliefert. Die Ebene von Kerman wird vielmehr nur von einem ganz seichten See, vielleicht auch nur von Tümpeln und Lachen bedeckt gewesen sein, von denen große Teile immer wieder trocken fielen und von Landpflanzen überwuchert wurden.

Aus dem Vorkommen von *Cyprinotus salinus* könnte auf eine leichte Salzföhrung des Wassers geschlossen werden. Auch die in der Fundliste mit Grenzwerten des Salzgehaltes (nach REMANE & SCHLIEPER 1958, S. 77, 78) versehenen Mollusken gedeihen in oligohalinem Wasser. Besonders die *Pseudamnicola*-Arten vertragen viel Salz (STARMÜHLNER & EDLAUER 1957, S. 444). Alle diese Arten sind aber auch gute Süßwasser-Bewohner, selbst *C. salinus* wird aus reinem Süßwasser aufgeföhrt (VAVRA 1909, S. 107).

Eine leichte Versalzung des Wassers ist aber wahrscheinlich. Selbst eine niederschlagsreichere Zeit, ein Pluvial, wird in diesen abflußlosen Gebieten die aus den ariden Zeiten überkommene Versalzung der Wässer und Böden nicht aufheben können. Zudem enthält das Gebiet in allen Formationen vom tiefsten Kambrium an, vor allem im Neogen, die mannigfaltigsten salinaren Gesteine, so daß selbst in einem sehr humiden Pluvial mit Quellwässern geringen Salzgehaltes zu rechnen wäre.

Die Hoffnungen, die auf eine pollenanalytische Untersuchung der torfigen Schichten von Kerman gesetzt wurden, wurden leider enttäuscht. Oxydation hat wahrscheinlich alle Pollen zerstört, denn solche ließen sich nicht nachweisen.

Herr MÄDLER fand in der Probe aus 8 m Tiefe:

kleine Holzsplitter, teils von Farnen  
Pilzsporen  
Algen (*Pediastrum*; 5‰ Salz).

Die Schicht 9,8—10,4 m ergab:

kleine Holzsplitter, teils von Farnen, aber in größerer Anzahl als oben,  
einfache Pilzsporen  
Teleutosporen  
Pilz-Hyphen  
Pseudopasenchym von Pilzkörpern  
Kutikulae mit stark verzahnten, langgestreckten Zellen, wie sie bei Gräsern vorkommen.

Man erkennt also, daß reichlich pflanzliches Material anfiel, die Vegetation nicht so arm und dürrig war wie heutzutage unter natürlichen Verhältnissen bei Kerman. Bemerkenswert ist das Fehlen von Früchten und Samen größerer Sträucher und Bäume und die Häufigkeit von Farn-Resten. Vielleicht bestand die Vegetation vorherrschend aus Farnen, und weite Gebiete waren mit Farn-Heiden bedeckt. Es ist ja bekannt, daß der Adlerfarn *Pteridium aquilinum* in afrikanischen Gebirgen eine ganze Pflanzenformation bildet und im Himalaya bis 2500 m hinaufgeht. BOBEK (1951, S. 43) erwähnt in den feuchten kaspischen Wald-Regionen Adlerfarn-Heiden, die gern die erschöpften Kulturböden überwuchern und schlecht wieder auszurotten sind.

Adlerfarne gibt es aber heute nicht mehr in der Provinz Kerman. Überhaupt hat der Verfasser während seiner achtmonatigen Kartierzeit und weiten Fahrten hier nirgendwo Farne gesehen, mit Ausnahme einiger seltenen zierlichen *Asplenium* in dämmerigen, feuchten Kanat-Stollen.

Ob nun zur Zeit des Kermaner-Sees bei Kerman Auewälder oder selbst in den Gebirgen Wälder gediehen, die feuchter als die trockenen Bergwacholder-Wälder oder gar feuchter als die an Unterholz mangelnden schütterten Eichenwälder des Zagros waren, kann man aus den Befunden nicht erschließen.

Ein feuchter Wald von der Art des Kaspischen Bergwaldes (vgl. BOBEK 1951, S. 18), wie er heute an der Nordseite des Elburs die Höhen von etwa 1000—2000 m mit seinen Buchen, Eichen, Weißbuchen, Eiben, Stechpalmen und einem reichen Unterwuchs von Kräutern, Farnen, Pilzen auf braunem Waldboden bedeckt, müßte doch in den Quartärprofilen sich hier und da mit einer typischen Bodenbildung kundtun. Aue- und Talgrund-Dickichte aus Erlen, Ahornen und Weiden liegen für die Zeit des Kermaner Sees aber nicht außerhalb der Möglichkeit.

Es sei auch daran erinnert, daß die theoretische Forschung während des letzten Pluvials einen gemäßigten bzw. subtropischen Wald entlang der westlichen iranischen Gebirge weit nach SE vorgedrungen annimmt (BUTZER 1958, S. 140 „Tentative Sketch of Würm Climatic Vegetational Zones“).

Wenn man jedoch RECHINGER's „Grundzüge der Pflanzenverbreitung im Iran“ liest, dann erfährt man, welche reicher Endemismus an Gattungen und Arten auf dem Iranischen Hochland herrscht, daß z. B. eine Gipswüste bei Semnan unter weniger als 20 Pflanzenarten fast zwei Drittel Endemiten und zwar fast durchaus Arten von isolierter systematischer Stellung, beherbergt. So ist es wohl klar, daß für ausgedehnte Areale, besonders der tieferen Lagen des Hochlandes, auch die Zeiten der eurasiatischen Glaziale keine wesentlichen Veränderungen der Klima- und Vegetationsbedingungen gebracht haben können, oder extreme Xerophyten immer Ausweichmöglichkeiten in benachbarten Gebieten gehabt haben müssen.

Fassen wir zusammen, was bei den humosen Schichten Kermans für ein etwas kühleres, feuchteres Klima — höchstwahrscheinlich für ein echtes, wenn auch nicht zu kräftiges Pluvial — spricht:

1. mindestens 3 m mächtige Ablagerungen eines seichten Süßwasser- bis oligohalinen Sees dort, wo heute unter natürlichen Bedingungen Wüstensteppen-Verhältnisse herrschen und der Grundwasserspiegel 10 bis 12 m tief liegt.
2. feuchtigkeitsabhängige Landgastropoden, die heute in Iran nur in den feuchten Waldgebieten Hyrkaniens oder nur an ganz wenigen Feuchtigkeit-begünstigten Orten des Hochlandes gedeihen.
3. „nord- und mitteleuropäische“ Valvaten, die heute in ganz Iran ausgestorben zu sein scheinen.
4. Fehlen der wärmebedürftigen, heutzutage überaus zahlreichen *Melanopsis* und *Melanoides* in den Ablagerungen.
5. Anreicherung von Vegetationsresten zu torfigen Lagen, dort wo heute auf versalzene Wüstensteppenböden nur dürrtuge xerophile Kräuter gedeihen.
6. Neben reichlicher Pilz-Flora häufige Farne, die heutzutage im Gebiet nicht mehr zu finden sind.

Was das Alter dieser feuchtzeitlichen Bildung anbelangt, so wird man diese wohl nur in das wahrscheinlich in die Periode der Würm-Vereisung fallende Letzte Pluvial stellen können.

### Fehlen von Höhlensedimenten und glaziären Bildungen

Obgleich mächtige Hippuriten-, Rudisten- und Apricardien-Kalke im ganzen Gebiet weit verbreitet sind, findet man an der Oberfläche keine Verkarstungs-Erscheinungen und Höhlen. Das mag an der raschen Hebung der Gebirge und an den geringen Niederschlägen liegen. Mit höhlenkundlich-stratigraphischen Ergebnissen ist also in diesem Gebiet kaum zu rechnen.

Gänzlich fehlen in den Gebirgen des hier besprochenen Gebietes glaziär-morphologische Formen oder Moränen. Die sehr hohen Gebirge südöstlich und südlich Kerman wurden allerdings nicht auf Vergleiserungs-Spuren untersucht.

### Die end-mesolithische oder protoneolithische Kultur von Kuhbanan

Nahe einer Mausoleums-Ruine und einem alten islamischen Friedhof am östlichen Ortsrand von Kuhbanan, dem Kobinam bzw. Cobinan MARCO POLO's, stieß der Verfasser auf eine bisher unbekannte Steinzeit-Station. Zahlreiche mikrolithische Artefakte lagen hier auf einer leicht mit Hangschutt bedeckten See-Löß-Terrasse von etwa 4 m Höhe.

Es wäre zu begrüßen, wenn dieser Platz von Fachleuten untersucht werden würde, da ja zwischen den bekannten mesolithischen bzw. protoneolithischen Kulturen Syriens und des Iraks und den Fundplätzen von Mikrolithen in Pakistan und Indien (siehe WHEELER 1959, Abb. 14) in Iran eine große Fundlücke klafft, nach der Übersicht von VANDEN BERGHE (1954) im ganzen Iranischen Hochland von Kaschan an bis Belutschistan und Seistan überhaupt noch keine Steinzeit-Funde gemeldet worden sind.

Auch sonst ist in Iran nur wenig von Kulturen bekannt, die älter als jene von Tepe Sialk I (GHIRSHMAN 1938; 1954, S. 29—32) und älter als echtes Früh-Neolithikum sind. Es sind, abgesehen von den Moustérien-Oberflächenfunden von Khunik in Khorasan (COON 1951) stets Funde in und bei Höhlen, die schnell aufgeführt sind:

In Mazanderan: Ghar-i-Kamarband mit Spät-Mesolithikum und vorkeramischem Neolithikum; Ghar-i-Hotu mit Mittel- und Jungpaläolithikum, Mesolithikum (COON 1951; 1952; VANDEN BERGHE 1954, S. 350—352; GROSS 1957, S. 158)

In Luristan: Tang-i-Pabda mit Altneolithikum (GHIRSHMAN 1954, S. 27, 28; BRAIDWOOD 1953, S. 307)



In Aserbaidshān: Tamtama mit ? Levalloisien (COON 1951, VANDEN BERGHE 1954, S. 387)

In Kurdistan: "Hunters cave" bei Bisutun = Behistun mit jungem Levalloiso-Moustérien und ? Mesolithikum (COON 1951, MOVIUS 1951).

Wenn man einer Journalisten-Meldung (LINEHAN 1961, S. 82) Glauben schenken darf, wurde jüngst auch junges Altpaläolithikum in der Gegend von Kermanschah gefunden.

Bei Kuhbanan vermißt man an dem Fundplatz Siedlungs- d. h. Lehmbauten-Schutt, Keramik, Steingefäße, geschliffenes Steingerät, Reib- und Mahlsteine sowie Metallgegenstände, die irgendwie mit dem Geräte-Inventar in Verbindung stehen könnten. Es besteht kein Anlaß, daran zu zweifeln, daß die aufgesammelten Artefakte einer einzigen Kultur zugehören. Abgesehen von einigen mikrolithischen Artefakten bei einer Quelle 6 km SSE von Kuhbanan (genaue Lageangabe der Fundplätze bei HUCKRIEDE, KÜRSTEN & VENZLAFF 1961), die sicherlich der gleichen Kultur angehören, ist es der einzige Fundplatz von Steinzeit-Artefakten, der während der Kartierzeit in der Provinz Kerman aufgefunden werden konnte. Wenn man sich an die Dichte von mesolithischen Schlag- und Siedlungsstellen erinnert, wie sie manche Gebiete Norddeutschlands aufweisen oder weiß, wie schnell man in den alten Kultur-Gebieten von Fars Stein-Artefakte finden kann, so kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, im Alt-Holozän und bis ins Chalkolithikum sei die aride Provinz Kerman nur äußerst dünn vom Menschen besiedelt gewesen.

Das Geräte-Inventar der Kuhbananer Kultur (Abb. 3 und 4) enthält am häufigsten kleine dünne Klingen bzw. Sichelklingen. Besonders schmale Stücke sind nicht einmal 5 mm breit. Nicht selten sind sie an einer oder an beiden Schneiden zierlich retuschiert (Fig. 2, 4). Gröber retuschierte, dickere Klingen (Fig. 18) und Klingen mit Hohlkehlen (Fig. 3) sind seltener.

Prachtvolle pyramidale Kernsteine (Fig. 23—27) sind sehr klein, manchmal nicht höher als 25 oder gar 19 mm. Wahrscheinlich ist es eine Auswahl, die als Geräte Verwendung fand. So sind ihre Spitzen zu Stichel umgearbeitet worden (Fig. 26) oder enthielten eine Querschneide (Fig. 27). Kernsteine sind auch in der Absicht, einen winzigen Druckstein mit Spitze zu erhalten, zu der Kleinheit abgespannt und im unteren Teil für Schäftung hergerichtet worden. Ebenfalls fanden Kerne als Hoch-Schaber Verwendung.

Es fand sich auch eine Klinge mit bogenförmig abgedrücktem Rücken (Fig. 13), die an ähnliche im Natufium Palästinas (GARROD 1932, Abb. B, C; TURVILLE-PETRE 1932, Abb. F) und im Capsien Nordafrikas (VAUFREY 1933, Abb. 2 und 17) erinnert, ferner ein Halbmond-Messer (Fig. 21).

Häufig sind geometrische Mikrolithen in Form von Trapezen (Fig. 48—54, 56), Dreiecken (Fig. 45—47, 55), Vierecken (Fig. 57) und Halbmonden (Fig. 31—42) sowie Trapez-Messerchen (Fig. 43, 44).

Schaber sind nicht selten. Es handelt sich um Rundschaber bzw. Daumnagel-Schaber (Fig. 19), Halbbrund-Schaber (Fig. 20) und (selten) Klingen-Schaber mit einer Randretusche (Fig. 30).

Kleine Spitzen sind von der Art wie jene der Fig. 9—11 und 29, zum Teil jener von NEUVILLE (1934, Abb. 2, Fig. 1) aus dem Natufium III abgebildeten ähnlich. Es liegen auch Bohrer mit feinsten Spitze (Fig. 5—7) vor.

Was Mikrostichel bzw. Reststücke von der Herstellung geometrischer Mikrolithen (vgl. ADRIAN 1956, S. 23, 24) anbelangt (Fig. 59—61), so sind sie, verglichen mit den Mengen von Dreiecken, Trapezen und Halbmonden, sehr selten. Sie stimmen völlig überein mit jenen des Tardenoisien Frankreichs (z. B. DANIEL 1954, Abb. 3, Fig. 32—35; FURON 1958, Abb. 85, Fig. 18—23, 27) und des mitteleuropäischen Mesolithikums (z. B. REUTER 1955, Abb. 6, Fig. 1—4).

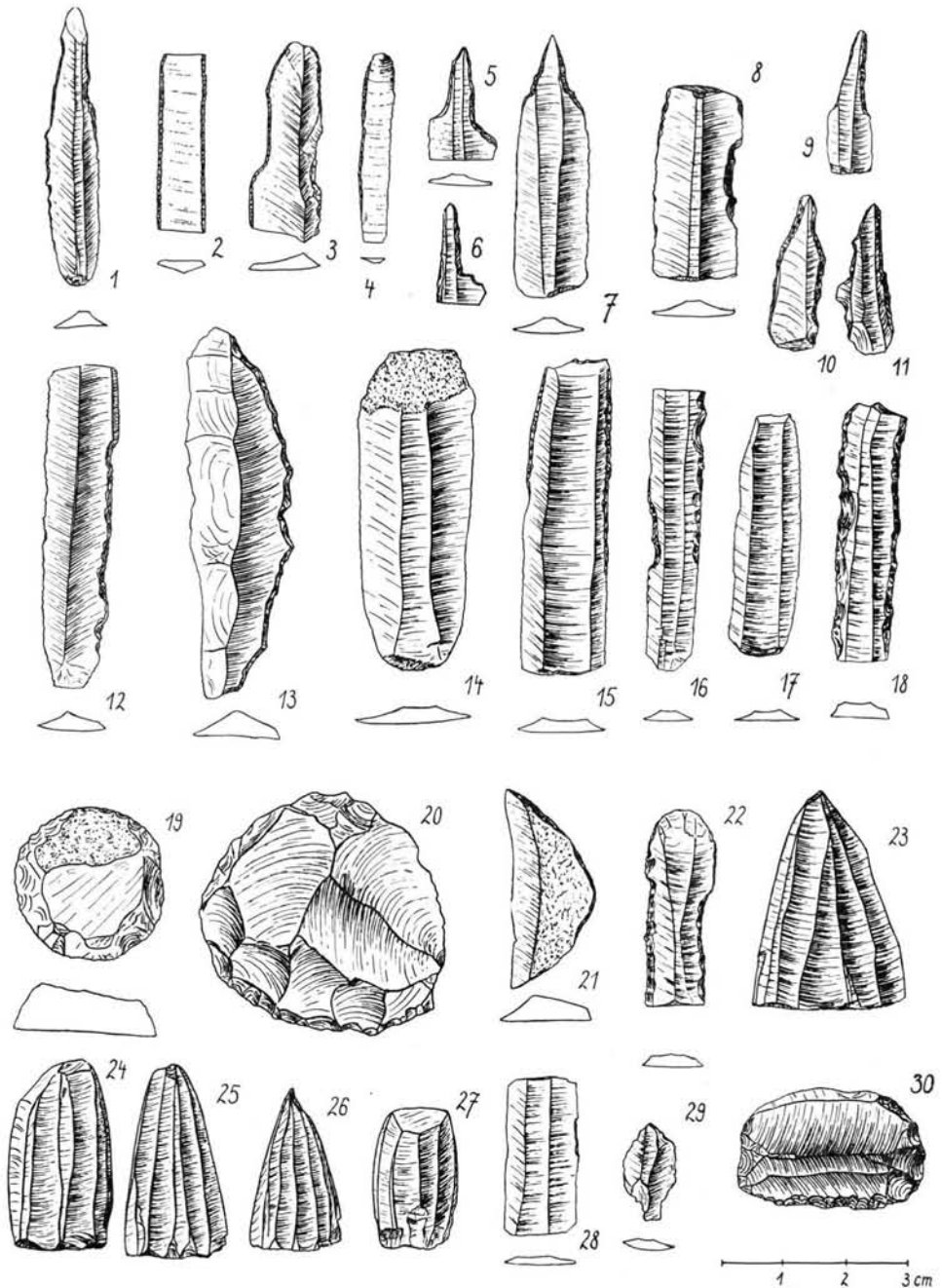


Abb. 3. Gerät-Typen der Kultur von Kuhbanan.

Nicht gefunden wurden in dem umfangreichen Fundgut Eckstichel, Stielspitzen, geometrische Dreieckspitzen und Kernbeile.

Der Werkstoff der Geräte besteht hauptsächlich aus Feuerstein, der gelegentlich *Orbitolina* und *Dictyoconus* führt und in der Oberkreide der Umgebung und in den neogenen und quartären

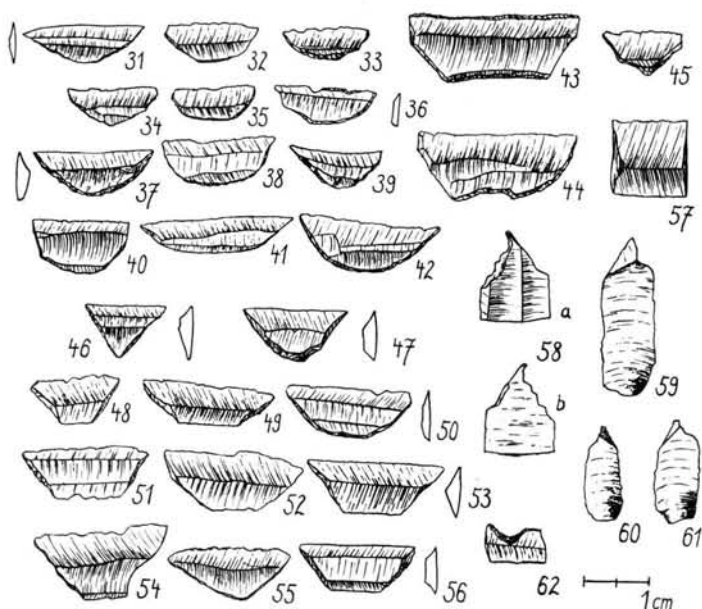


Abb. 4. Gerät-Typen der Kultur von Kuhbanan.

Schottern als Gerölle weit verbreitet ist. Seine Farbe ist gelbbraun bis schokoladenbraun, braunrot, fleischfarben oder weißlich.

Häufig verwendet ist auch ein brauner gebänderter Jaspis, der in dem Gebiet zwischen Bafq und Kerman nicht einheimisch zu sein scheint. Genau so fremdartig sind Obsidian, hellgrüne Radiolarite und dunkle kieselige Schiefer sowie manche Chalzedone. Diese Gesteine kommen seltener vor, zeigen aber, daß die Gerät-Hersteller entweder weite Streifzüge in Iran unternommen haben oder — was weniger wahrscheinlich ist — ein Handel mit begerhtem Stein-Rohstoff bestand. Die nächsten in der Literatur (ASKLUND 1927, S. 416, 418) erwähnten Obsidian-Vorkommen liegen zwischen Tabas und Naiband (etwa 200 km Luftlinie von Kuhbanan entfernt) und südlich der Großen Kawir nördlich Khur.

Mit dieser Aufzählung sind noch nicht alle verwendeten Gesteinsarten erschöpft. Es wurden noch schwarzer algonkischer Lydit der Morad-Serie (HUCKRIEDE, KÜRSTEN & VENZLAFF 1961), weißliche bis rötliche Hornsteine des tiefsten Kambriums und rote, gelbe, braune oder mehrfarbige Eisenkiesel aus den Kontakthöfen der Granite und Granitporphyre, wie sie sich auch z. B. in der Wüste von Bafq als Gerölle finden, Bergkristall und Quarz verwendet.

Daß Ackerbau getrieben oder wenigstens Wildgräser geerntet wurden, beweist der Cerealien-Kieselglanz auf manchen Klingen. Ein reichhaltiges geometrisches Mikrolith-Inventar, Mikrostichel, Halbmondmesser und Messer mit abgedrücktem Rücken weisen nach typologischen Gesichtspunkten die Kultur als mesolithisch aus. Da ferner Steinschliff, Keramik, Metall und Lehmbauten zu fehlen scheinen, kann man echtes Neolithikum oder gar Chalkolithikum ausschließen. Man hat also mit der Möglichkeit zu rechnen, daß genau so wie in Palästina (Natufium und in Alt-Jericho) oder im Irak (Karim Shahr; Qualat Jarmo) auch auf dem Iranischen Hochland entweder ein präkeramisches Protoneolithikum mit Ackerbau oder ein Übergang vom Sammler-Stadium zum Pflanzenbau oder wenigstens zum Ernten von Wildgras-Samen nachzuweisen sein wird.

Für die Geologie hat die Kuhbananer Kultur folgende Bedeutung:

Die Lage der Artefakte auf einer See-Löß-Terrasse, auf der eine Schutthalde vom Berghang ausklingt, und in der See-Löß-Niederung von Kuhbanan selbst, zeigt, daß die heutigen morphologischen Verhältnisse schon damals bestanden und die holozäne See-Löß-Bildung zur Zeit der Kuhbanan-Kultur im wesentlichen abgeschlossen gewesen sein muß. Die Artefakte fanden sich — ganz auffällig — vor allem nahe einem jetzt trocke-

nen Bacheinriß. So wird man zu der Annahme gezwungen, dieser hätte damals noch einen permanent fließenden Bach beherbergt und den Menschen das zum Leben notwendige Naß gespendet. Sicherlich war die Zeit noch durch größere Niederschlagsmengen als heutzutage begünstigt. Ohne sie wäre auch kein Getreideanbau oder Gedeihen von Wildgräsern denkbar; denn die Kunst der Kanat-Herstellung wird man den Menschen an der Wende Meso-/Neolithikum wohl noch nicht zutrauen können, und heutzutage hängt der Getreidebau, überhaupt das ganze menschliche Leben in Kuhbanan, allein von der Grundwasser-Gewinnung ab.

Am Ende bleibt noch die angenehme Pflicht, meinen Kollegen Dr. VENZLAFF und Dr. KÜRSTEN (Bundesanstalt für Bodenforschung) für viele Hinweise aus ihrem Erfahrungsschatz zu danken, ferner den Herren DAVOODZADEH, VOSSOUGHZADEH und MOVAHED vom Kaiserlich Iranischen Ministerium für Industrie und Bergbau, die mir bei den Gelände-Arbeiten zur Seite standen und Herrn Ingenieur R. AZARINE, der mich auf das Pluvial von Kerman aufmerksam machte. Großen Dank schulde ich für die Bestimmung der Ostrakoden und ökologische Hinweise Dr. LÜTTIG, für paläobotanische Untersuchungen Herrn MÄDLER, für die Korngrößen-Analyse Dr. SINDOWSKI (alle Niedersächsisches Geol. Landesamt), für malakozoologische Hilfe Dr. FORCART (Naturhistorisches Museum Basel).

### Nachtrag während der Drucklegung

Eine im C<sup>14</sup>-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ausgeführte Altersbestimmung ergab für das torfige Sediment von Kerman (9,8—10,4 m Teufe) einen an der Reichweitengrenze der Apparatur gemessenen Wert von >25000 Jahren. Er schließt also ein holozänes oder spätglaziales und wahrscheinlich auch ein dem Kältemaximum des Jung-Würm entsprechendes Alter der Schicht aus. Den Herren Dr. WENDT und Dr. HOMILIUS sei vielmals für die Bestimmung gedankt.

Herr Dr. A. RUTTNER, Geologische Bundesanstalt Wien, machte mich liebenswürdigerweise auf die übersehene wichtige hydrobiologische Arbeit

LÖFFLER, H.: Beiträge zur Kenntnis der iranischen Binnengewässer I: Der Niriz-See und sein Einzugsgebiet. - Internat. Revue d. gesamten Hydrobiologie 44, S. 227-276, 26 Abb., Berlin 1959,

aufmerksam. Neben lebenden Foraminiferen wird auch *Cyprideis litoralis* im Niriz-See aufgeführt. Wichtig für unsere Betrachtungen ist die Meldung, daß inzwischen *Valvata piscinalis pulchella* STUDER im Zagros-Gebirge und somit zum ersten Male in Vorderasien gefunden worden ist. Sie lebt in Quellbächen bei Asupas (ohne *Melanoides* und *Melanopsis!*) in Höhen von 2000 m oder mehr. Die Niederschläge liegen in diesem bis über 4000 m ansteigenden Teil des Zagros-Gebirges bei über 400 und über 500 mm im Jahr. Die klimatologischen Aussagen dieser Reliktenposten von *Valvata* im Zagros stehen somit in gutem Einklang mit den Vorstellungen über das Kermaner pluvialzeitliche Klima.

### Angeführte Schriften

- ADRIAN, W.: Beiträge zur Steinzeitforschung in Ostwestfalen. Teil II. - Ber. Naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 14, S. 5-121, 76 Abb., 1 Karte, 2 Tab., Bielefeld 1956.
- ANNANDALE, N. & PRASHAD, B.: The Mollusca of the Inland Waters of Baluchistan and of Seistan. - Rec. Indian Mus., 18, S. 17-62, Taf. 3-8, 9 Abb., Calcutta 1919.
- ASKLUND, B.: Zur Geologie Ostpersiens auf Grund der von SVEN HEDIN gesammelten Gesteinsproben. - In SVEN HEDIN: Eine Routenaufnahme durch Ostpersien, 2, S. 381-446, 17 Taf., Leipzig u. Stockholm (Generalstabens Litografiska Anstalt) 1927.
- BAUER, G.: Luftzirkulation und Niederschlagsverhältnisse in Vorderasien. - Gerlands Beitr. Geophysik, 45, S. 381-548, 4 Taf., 13 Abb., Berlin 1935.
- BIGGS, H. E. J.: Mollusca of the Iranian Plateau. - J. Conchology, 20, S. 342-350, Hertford 1937.
- BOBEK, H.: Die natürlichen Wälder und Gehölzfluren Irans. - Bonner Geograph. Abh. 8, 60 S., 2 Abb., 4 Taf., 1 Karte, Bonn 1951. - - Beiträge zur klima-ökologischen Gliederung Irans. - Erdkunde, 6, S. 65-84, 6 Abb., 1 Karte, Bonn 1952. - - Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. - Geogr. Jber. Österreich, 25, S. 1-42, 4 Abb.,

- 2 Taf., Wien 1955. - - Forschungen in Persien 1958/59. - Mitt. österr. geograph. Ges., 101, S. 381-388, 2 Taf., Wien 1959 (1959a). - - The Great Kawir of Central Iran. A contribution to the knowledge of its features and formation. - Arid Zone Research Centre Univ. Tehran, 2, 63 S., 17 Taf., Teheran 1959 (1959b).
- BOETTGER, O.: Die Binnenmollusken Transkaspiums und Chorassans. - Zool. Jb., Systematik, 4, S. 925-982, Taf. 26, 27, Jena 1889.
- BRAIDWOOD, R. J. & L.: The Earliest Village Communities of Southwestern Asia. - Cahiers d'histoire mondiale, 1, S. 278-310, Paris 1953.
- BÜDEL, J.: Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschung in Nieder-Afrika. - Erdkunde, 6, S. 104-132, 4 Abb., Bonn 1952.
- BUTZER, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. - Bonner Geogr. Abh., 24, 157 S., 4 Taf., 14 Tab., 8 Abb., Bonn 1958.
- CLAPP, F. G.: Geology of Eastern Iran. - Bull. Geol. Soc. Amer., 51, S. 1-102, 8 Abb., 13 Taf. Washington 1940.
- COON, C. S.: Cave Explorations in Iran 1949. - Mus. Monogr. Univ. Pennsylvania, 125 S., 15 Taf., 37 Abb., Philadelphia 1951. - - The Excavations at Hotu Cave. - Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, 14 (4), New York 1952.
- DANIEL, R.: Les gisements préhistoriques de la forêt de Montmorency (Seine- et- Oise). - Bull. Soc. Préhistorique Franc., 51, S. 554-559, 3 Abb., Paris 1954.
- DAPPLES, E. C.: Surficial Deposits of the Deserts of Syria, Trans-Jordan, Iraq and Western Iran. - J. Sedimentary Petrology, 11, S. 124-141, 2 Abb., Menasha 1941.
- EBTEHAJ, G. H.: A Guide to Iran. - 4. Aufl., 318 S., 13 Taf., Teheran 1956.
- EGERAN, N. & LAHN, E.: Türkiye Jeolojisi. - 206 S., 3 Taf., Ankara 1948.
- EHRMANN, P.: Weichtiere, Mollusca. - In: BROHMER, EHRMANN, ULMER „Die Tierwelt Mitteleuropas“, 2, 264 S., 147 Abb., 13 Taf., Leipzig (Quelle & Meyer) 1956.
- FAVRE, J.: Les Mollusques post-glaciaires et actuels du Bassin de Genève. - Mém. Soc. Physique et Histoire naturelle Genève, 40 (3), S. 171-434, 38 Abb., 14 Taf., Genf 1927.
- FORCART, L.: Die Mollusken der nordpersischen Provinz Masenderan und ihre tiergeographische Bedeutung. - Arch. Naturgeschichte, 4, S. 404-447, 12 Abb., Leipzig 1935. - - Two new subspecies of *Jamnia (Euchondrus) continens* (ROSEN) from Iran. - J. Conchology, 24, S. 315-317, 3 Abb., Hertford 1959.
- FURON, R.: Manuel de Préhistoire Générale. - 484 S., 161 Abb., 8 Taf., 2 Tab., Paris (PAYOT) 1958.
- GABRIEL, A.: Die Lut und ihre Wege. Ergebnisse von drei Iranreisen. - Z. Erdkunde, 10, S. 423 bis 442, 3 Abb., Frankfurt/M. 1942. - - Die Erforschung Persiens. - 359 S., 3 Abb., 24 Taf., Wien (HOLZHAUSENS Nfg.) 1952. - - Ein Beitrag zur Gliederung und Landschaftskunde des innerpersischen Wüstengürtels - Festschr. 100-Jahrfeier geograph. Ges. Wien, S. 265-298, 1 Abb., 5 Taf., Wien 1957 (1957a). - - Zur Oberflächengestaltung der Pfannen in den Trockenräumen Zentralpersiens. - Mitt. geograph. Ges. Wien, 99, S. 146-160, 3 Taf., Wien 1957 (1957b).
- GANJI, M. H.: Iranian Rainfall Data - Arid Zone Research Centre Univ. Teheran, 3, 222 S., 1 Taf., Teheran 1960.
- GARROD, D. A. E.: A new Mesolithic Industry: The Natufian of Palestine. - J. Anthropolog. Inst. Great Britain and Ireland, 62, S. 257-269, 5 Abb., 6 Taf., London 1932.
- GHIRSHAN, R.: Fouilles de Sialk près de Kashan 1933, 1934, 1937. - Mus. du Louvre - Dep. Antiquités orientales, Ser. Archéologique, 4, 152 S., 97 Taf., 11 Abb., Paris 1938. - - Iran from the Earliest Times to the Islamic Conquest. - 368 S., 108 Abb., 48 Taf., Penguin Books A 239, Harmondsworth 1954.
- GROSS, H.: Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. - Eiszeitalter und Gegenwart, 8, S. 141-180, 3 Abb., Öhringen 1957.
- HEDIN, S.: Zu Land nach Indien durch Persien, Seistan, Belutschistan. - 801 S., 390 Abb., 2 Karten, Leipzig 1910.
- HUCKRIEDE, R., KÜRSTEN, M. & VENZLAFF, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). - Beiheft 51 zum Geol. Jahrb., Hannover 1961 (In Vorbereitung).
- HUNTINGTON, E.: The Basin of Eastern Persia and Sistan. - Carnegie Inst. Washington, Publ. 26, S. 219-317, Abb. 149-174, Taf. 5-6, Washington 1905. - - Some characteristics of the glacial period in nonglaciated regions. - Bull. Geol. Soc. Amer., 18, S. 351-388, Taf. 31 bis 39, New York 1907.
- ISSEL, A.: Catalogo dei molluschi raccolti dalla missione italiana in Persia aggiuntavi la descrizione delle specie nuove o poco note. - Mem. Accad. sci. Torino, Ser. 2, 23, S. 387-439, 3 Taf., Turin 1866.
- KILIAS, R.: *Melania tuberculata* (MÜLL.) - die malayische Turmdeckelschnecke. - Aquarien und Terrarien, 3 (6), S. 170-171, 2 Abb., Leipzig/Jena 1956.



- KLIE, W.: Ostracoda. - In GRIMPE, WAGLER, REMANE: Die Tierwelt der Nord- und Ostsee, 56 S., 51 Abb., 1929. - - Krebstiere oder Crustacea III. Ostracoda, Muschelkrebse. - In DAHL, F.: Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile, 34, 230 S., 786 Abb., Jena 1938.
- LINEHAN, E. J.: Old-New Iran, Next Door to Russia. - National Geographic, 119 (1), S. 44-85, 36 Abb., Washington 1961.
- Ministry of Roads. Iranian Meteorological Department: Meteorological Yearbooks 1956, 1957 and Monthly Weather Summary for Synoptic Stations für 1958, 1959, 1960, Teheran.
- MISONNE, X.: Analyse zoogéographique des Mammifères de l'Iran. - Inst. Sci. naturelles de Belgique, Mém., 2. sér., fasc. 59, 157 S., 24 Abb., 13 Taf., Brüssel 1959.
- MOVIUS, H. L.: Comments on Bisitun Cave Material, Iran. - In COON: Cave Explorations in Iran 1949, S. 91, 92, Philadelphia 1951.
- MÜLLER, G. W.: Ostracoda. - In SCHULZE, F. E.: Das Tierreich, 31, 434 S., 92 Abb., Berlin 1912.
- NEUVILLE, R.: Le Préhistorique de Palestine. - Rev. Biblique, 43, S. 237-259, 2 Abb., Taf. 11-19, Paris 1934.
- NIEDERMAYER, O. v.: Die Binnenbecken des Iranischen Hochlandes. - Mitt. geograph. Ges. München, 14, S. 9-64, 5 Taf., München 1920.
- PILSBRY, H. A. & BEQUAERT, J.: The aquatic mollusks of the Belgian Congo, with a geographical and ecological account of Congo malacology. - Bull. Amer. Mus. natural History New York, 53, S. 1-659, 77 Taf., 93 Abb., 15 Karten, New York 1927.
- RADDE, G.: Wissenschaftliche Ergebnisse der im Jahre 1886 Allerhöchst befohlenen Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan. - Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 126, 195 S., 1 Karte, Gotha 1898.
- RECHINGER, K. H.: Vegetationsbilder aus dem nördlichen Iran. - Vegetationsbilder, Reihe 25, Heft 5, 12 S., 1 Abb., Taf. 25-30, Jena 1939. - - Grundzüge der Pflanzenverbreitung im Iran. - Verh. Zoo'og.-Botan. Ges. Wien, 92, S. 181-188, Wien 1951.
- REMANE, A. & SCHLIEPER, C.: Die Biologie des Brackwassers. - Die Binnengewässer, 22, 348 S., 139 Abb., 43 Tab., Stuttgart 1958.
- REUTER, A.: Der Pfortner Berg bei Gera und seine mesolithischen Werkzeuge. - Alt-Thüringen, 1, S. 43-51, 7 Abb., Weimar 1955.
- ROGER, J.: Mollusques Fossiles et Subfossiles du Bassin du Lac Rodolph. - Mission Scientifique de l'Omo 1932-1933, 1, Géologie - Anthropologie, fasc. 2, S. 119-155, 2 Abb., 2 Taf., Paris 1943.
- SCHARLAU, K.: Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. - Z. Geomorphologie, N. F. 2 (2), S. 258-277, 6 Abb., Berlin 1958.
- SCHLESCH, H.: Kleine Mitteilungen X. - Arch. Molluskenkunde, 66, S. 29-49, Taf. 2-6, Frankfurt 1934.
- SEDLACEK, A. M.: Sande und Gesteine aus der Südlichen Lut und Persisch-Belutschistan. - S.-B. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, 164, S. 607-658, 7 Abb., Wien 1955.
- STARMÜHLNER, F. & EDLAUER, Ae.: Ergebnisse der Österreichischen Iran-Expedition 1949/50. Beiträge zur Kenntnis der Molluskenfauna des Iran. - S.-B. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, 166, S. 435-494, 17 Abb., 3 Taf., Wien 1957.
- STRATIL-SAUER, G.: Die pleistozänen Ablagerungen im Innern der Wüste Lut. - Festschr. 100-Jahrfeier Geograph. Ges. Wien, S. 460-484, 3 Abb., Wien 1957.
- TURVILLE-PETRE, F.: Excavations in the Mugharet El-Kebarah. - J. Anthropol. Inst. Great Britain and Ireland, 62, S. 271-276, 3 Abb., 3 Taf., London 1932.
- VANDEN BERGHE, L.: De Stand van de archaeologische onderzoekingen in Iran. - Ex Oriente Lux, Jaarbericht 13, S. 347-393, Abb. 36-40, 14 Taf., Leiden 1954.
- VAUFREY, R.: Notes sur le Capsien. - L'Anthropologie, 43, S. 457-483, 20 Abb., Paris 1933.
- VAVRA, V.: Ostracoda, Muschelkrebse. - In BRAUER: Die Süßwasserfauna Deutschlands, 11, S. 85 bis 119, Abb. 346-484, Jena 1909.
- WALTHER, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. - 175 S., 50 Abb., Berlin (REIMER) 1900.
- WENZ, W.: Land- und Süßwassermollusken aus fluviöolischen Ablagerungen von Hadramaut (Südarabien). - Arch. Molluskenkunde, 75, S. 148-151, 240-241, 3 Abb., Frankfurt/M. 1943.
- WENZEL, H.: Forschungen in Inneranatolien I. Aufbau und Formen der Lykaonischen Steppe. - Schr. geograph. Inst. Univ. Kiel, 5 (1), 48 S., 14 Abb., 3 Anlagen, Kiel 1935.
- WHEELER, M.: Early India and Pakistan to ASHOKA. - 241 S., 32 Abb., 40 Taf., London (THAMES & HUDSON) 1959.

Manusk. eingeg. 27. 5. 1961.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Huckriede, Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

## Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern

Von E. C. KRAUS, München

Mit 6 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Gegenüber der Mitteilung von J. BÜDEL 1957, er habe meinen mittelwürmischen Interstadialboden in der Murnauer Gegend nicht finden können, wird gezeigt, daß er da ist und warum er für ihn nicht zu sehen war. Die auf der Nichtexistenz jenes Mittelwürm-Interstadials aufgebauten Schlußfolgerungen gegenüber der Klimakurve von P. WOLDSTEDT wie auch die paläoklimatologischen Schlüsse (J. BÜDEL 1960) entfallen oder bedürfen doch erheblicher Abänderungen. Die Folgerungen von E. EBERS 1960 konnten unterstrichen und erweitert werden.

Inzwischen wurden noch zahlreiche neue Vorkommen jenes Mittelwürmbodens, auch solche im Niederterrassenschotter außerhalb der Reichweite der Würmendmoränen entdeckt. Aus einem Vergleich der Würmkaltzeit-Profile des südlichen Oberbayerns mit den Lößprofilen im Bereich von Krems an der Donau und mit den südostcanadischen, sowie den anschließenden Wisconsin-Schichtfolgen, ergibt sich heute wohl einheitlich ein dreifaches Anwachsen der würmzeitlichen Eisfelder, am stärksten der Jungwürmgletscher. In den Zwischenzeiten verwitterten die eisfrei gewordenen Flächen während erheblich lang dauernder Interstadialzeiten.

Solcher stratigraphischer Wechsel beruht offenbar hauptsächlich auf einem auffallend gleichartigen und überraschend weit verbreiteten Klimawechsel.

Nomenklatorisch scheint es empfehlenswert zu sein, die drei Würmhauptglieder so zu benennen, daß zu „Altwürm“, „Mittelwürm“ und „Jungwürm“ jeweils ein bedeutender Eisvorstoß und dessen anschließendes Zurückschmelzen mit Verwitterung im Interstadial, beziehungsweise im Spätglazial gehört. Daher rechneten wir Hörmating noch zu Altwürm, dessen Äquivalent in SE-Canada schon als „Mid-Wisconsin“ aufgeführt wurde.

Die völlig abweichende Verwitterungsart des altwürmischen Interstadials von jener des länger dauernden, chemisch viel stärker verwitterten Riß/Würm-Interglazials (des Sangamon interglacial) schließt neben anderen Gründen eine Verwechslung oder Identifizierung beider aus.

Es wurde gezeigt, daß dieses klimatische Geschehen sich abspielte nicht etwa auf einer völlig ruhenden Untergrundsbühne. Vielmehr ging das langsame, undativ weitgespannte Auf und Nieder, das dem Geologen nicht nur in Gebirgsnähe, sondern auch auf den Kontinenten wohl bekannt ist, fort während der würmeiszeitlichen Klimawechsel. So kann der Gegensatz zwischen Terrassenschachtel (Altes hoch, daneben Junges tief) und Terrassen-Verschüttung (Altes tief, darüber Junges hoch) auch in Südbayern verstanden werden.

**Résumé.** En 1957 M. J. BÜDEL me renseignait qu'il ne pouvait pas trouver mon sol interstadial du wurmien moyen ("mittelwürmischer Interstadialboden") dans la région de Murnau. Dans la présente publication je prouve son existence et j'explique pourquoi il était invisible pour M. BÜDEL. Les conclusions à l'égard de la courbe climatique de P. WOLDSTEDT résultants de la non-existence de ce sol ainsi que les conclusions paléoclimatologiques (J. BÜDEL 1960) sont démenties ou au moins modifiées dans une large mesure. Les conclusions de E. EBERS (1960) peuvent être soulignées et élargies.

Entretemps on a découvert de nombreuses autres trouvailles, également dans le Niederterrassenschotter au Nord de la région des moraines wurmiennes. En comparant les coupes glaciales de la Haute Bavière du Sud avec les coupes du Löß aux environs de Krems sur le Danube et avec les alternances de couches au Canada SE et au Wisconsin on peut aujourd'hui supposer que les glaciers wurmiens se sont agrandis trois fois, cet agrandissement étant le plus étendu pendant la dernière période wurmienne. Au cours des très longues périodes interstadiales la surface libérée de la glace s'est décomposée sous l'influence du climat plus chaud.

Ces modifications stratigraphiques sont dues évidemment à des changements climatiques qui ressemblent d'une façon remarquable à ceux qui sont intervenus en même temps au Canada SE et dont l'étendue est frappante.

Pour la dénomination et la définition il semble être recommandable de comprendre par "wurmien inférieur" („Altwürm“), "wurmien moyen" („Mittelwürm“) et "wurmien supérieur" („Jungwürm“) respectivement un accroissement important de la glace et la fusion suivante de celle-ci ainsi que la décomposition interstadiale. Aussi considérons-nous les couches interstadiales de

Hörmating comme faisant partie du wurmien inférieur. Par contre les couches correspondentes au Canada SE sont appelées "Mid-Wisconsin".

Etant donné que la nature de la décomposition du wurmien inférieur interstadial est complètement différente de celle du Rib/Würm-Interglazial (Sangamon interglacial), qui a duré plus longtemps et dont la décomposition est plus avancée, une confusion ou une identification de ces deux sols est impossible.

Il a été montré que ces changements climatiques ne se sont pas produits sur un sous-sol immobile. Les processus lents de soulèvements et d'abaisssements superficiels en forme de longues ondes, que le géologue connaît non seulement près des chaînes de montagnes mais aussi dans les continents, ont plutôt continué pendant les changements climatiques wurmiens. Ainsi on peut comprendre la différence entre la „Terrassenschicht“ (de vieilles couches sont plus haut que des couches plus jeunes à côté) et la „Terrassenverschüttung“ (de vieilles couches sont couvertes par des couches plus jeunes) en Bavière du Sud.

## Der Mittelwürm- (1955 „Innerwürm-“) Boden von Murnau

### Überblick

Im Jahre 1953 konnte ich, zuerst in einer großen Kiesgrube bei Huglfing (8 km S Weilheim), dann in 11 weiteren Schottergruben nördlich von Murnau, Oberbayern, über dem altwürmischen Murnauer Schotter und unter der Grundmoräne des Jungwürm-Gletscher-Hauptvorstoßes einen Verwitterungshorizont nachweisen (E. KRAUS 1955). Er bewies die zeitliche Trennung von 2 würmeiszeitlichen Eisverbreitungen im nördlichen Alpenvorland.

J. BÜDEL antwortete 1957 auf meine Veröffentlichung mit Gründen, welche gegen die Existenz eines solchen Verwitterungsbodens und damit gegen eine Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisach-Vorland sprächen. Sehr mit anderen Problemen beschäftigt (Lit. 1959), war ich der Meinung, die Geländebeobachtungen müßten sich allein durchsetzen. Das war zu optimistisch, denn sogar 2 Bodenkundler lehnten jenen Boden ab, weil es sich nach J. BÜDEL z. T. um einen 2 m mächtigen nachwürmischen Verwitterungsboden handeln sollte, und obwohl ich 1955 2 Seiten mit Bodenanalysen von örtlich genau definierten Fundorten publiziert hatte!

Demgegenüber hat keiner von den Kollegen, denen ich den Boden im Gelände zeigte, irgendeinen Zweifel für möglich gehalten. Auch gelang es E. EBERS bei Hörmating (NW von Rosenheim) außerdem einen zweiten, tieferen Interstadialboden der Würmeiszeit ausfindig zu machen und dessen Alter mit der  $C_{14}$ -Methode (H. DE VRIES) als annähernd gleichzeitig mit dem Göttweig-Interstadial der Würmeiszeit festlegen zu lassen.

Angesichts der Bedeutung solcher Interstadialböden sehe ich mich nach erneuten Geländeprüfungen 1959 und 1960 veranlaßt, die Gründe zu beleuchten, welche Herrn J. BÜDEL angeregt haben dürften, ein Interstadial zu leugnen und damit gleichzeitig die Klimakurven von P. WOLDSTEDT (1956, 1958, 1960) abzulehnen.

Nachdem wir nun schon 2 interstadiale Würmböden kennen, verlasse ich für den jüngeren die 1955 verwendete Bezeichnung „Innerwürmboden“ und folge P. WOLDSTEDT's Vorschlag (1958), an Stelle dessen von einem „Mittelwürmboden“, bei dem älteren von einem „Altwürmboden“ zu sprechen.

## Sicherstellung des Mittelwürm-Interstadiums nördlich Murnau

Bei erneutem Betreten jener Kiesgruben, in denen ich seit 1953 meinen interstadialen Boden beobachtet hatte, habe ich 1960 ähnlich wie J. BÜDEL zu meiner anfänglichen Überraschung selbst keinen Boden gesehen! In jedem Fall konnte ich jedoch schon nach kurzem Schürfen, ja meist schon nach einem Hammerschlag auf die richtige Stelle, nämlich an der Unterkante der hangenden Grundmoräne, alsbald den braunen Boden freilegen: entkalkt und unter der sehr kalk-

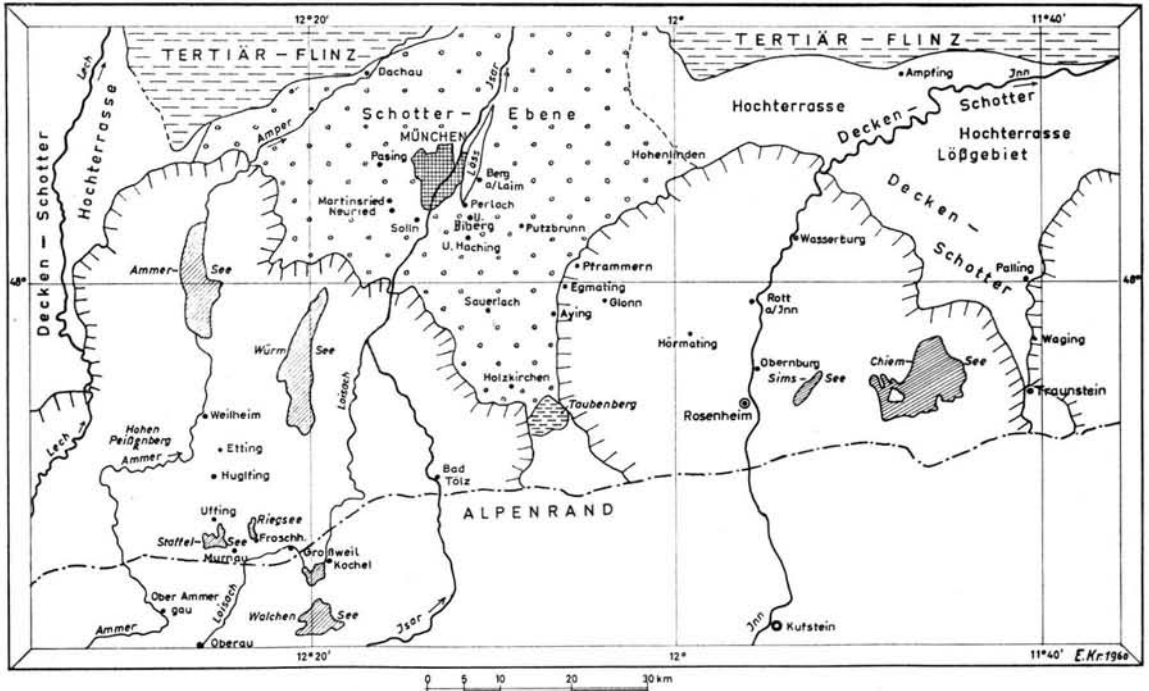


Abb. 1. Übersichtsskizze des Ammer-Isar- und des Inngletschergebietes mit den beiderseitigen Deckenschotter- und Riß-Bereichen und der Münchener Niederterrassen-Schotterebene, unter der die Riß- und Mindel-Sedimente i. a. tiefer liegen. Die im Text berührten Ortsnamen sind angegeben.

reichen Würmmoräne an der steilen Schotterwand horizontal fortziehend. Dies auf beliebige Entfernung! Ich greife einige Beispiele heraus (Abb. 2).

1) 2 Kiesgruben im SE des Riegsees, E Dorf Froschhausen. Zunächst einen Blick auf die größere Kiesgrube 850 m östlich der Kirche, von dem am SW-Rand des Riegsees gelegenen Dorfes. J. BÜDEL beschrieb von hier seine hier angeblich von den meinen abweichenden Beobachtungen, obwohl ich 1955 diese Kiesgrube deshalb gar nicht beschrieben hatte, weil damals dort mein Boden nicht sichtbar gewesen war. Aber 1960 hatten die Grubenarbeiter den oberen Grubenteil, nämlich die hangende Grundmoräne abgetragen, um nur den sauberen Murnauer Schotter darunter gewinnen zu können. Dabei hatten sie nun auch meinen über dem Schotter hier gleichfalls durchziehenden Mittelwürmboden freigelegt. Ich zeigte ihn u. a. Herrn Gerald M. RICHMOND, der als Pleistozänspezialist des Rocky Mts.-Center des US Survey in Denver, Colorado, z. Zt. in Mitteleuropa vergleichende Studien vornimmt. Er machte mich auf einen Mittelwürm-Bodenfetzen aufmerksam, der hier in der unmittelbar darüberliegenden Grundmoräne steckt. Der Genannte fand noch weitere Mittelwürmböden aufgeschlossen, z. B. bei Kaufbeuren, beiderseits des Ammersees, bei Weilheim und bei Starnberg.

J. BÜDEL hatte den 2 km östlich Froschhausen 1955 von mir beschriebenen und abgebildeten Bodenfund für den in der Kiesgrube 850 m östlich Froschhausen noch nicht auffindbar gewesen gehalten. Bei unserem Besuch 1960 wiederholte sich in Gegenwart von Mr. RICHMOND und Frau E. EBERS dieselbe Überraschung auch in der östlicheren Grube: Auch da sah man zunächst nichts von einem Boden unter der Grundmoräne. Aber

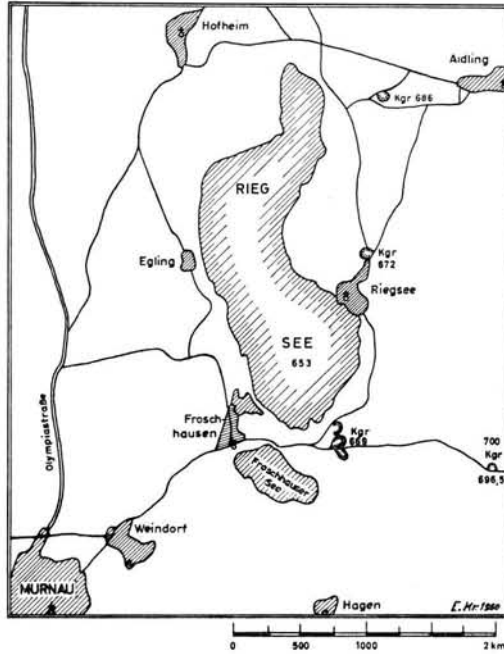


Abb. 2. Die Kiesgruben im E des Riegsees NE von Murnau.

ein Hammerschlag unter dieser genügte wiederum, um ihn freizumachen (Abb. 3). Warum?

Schon 1955 hatte ich S. 85 geschrieben: „Erst Schürfarbeit mit tüchtiger Hacke öffnet ... das klare Profil mit den unterscheidenden Farben ... , weil der Regen den an den Gruben-Steilböschungen heraustretenden Verwitterungslehm auswäscht“. Diese Bemerkungen übersah J. BÜDEL offenbar. Die hellgraue bis beige-farbene Grundmoräne unmittelbar über dem interstadialen Mittelwürmboden ist weit überwiegend sehr feinkörnig, pelitisch. Regen- und Schneeschmelzwasser spült sie an ihrer praktisch senkrechten Kiesgrubenwand ab. Der schmierige Schlamm rinnt nach unten über den bis  $\frac{1}{2}$  m mächtigen Ausstrich des Bodens und weiter über die steile, abwärts etwas flacher werdende Altwürmschotter-Grubenböschung. Je nach der Menge und Zeit des wirksam gewesen Wassers und nach den Austrocknungszeiten findet man daher eine Schmutztapete viel-

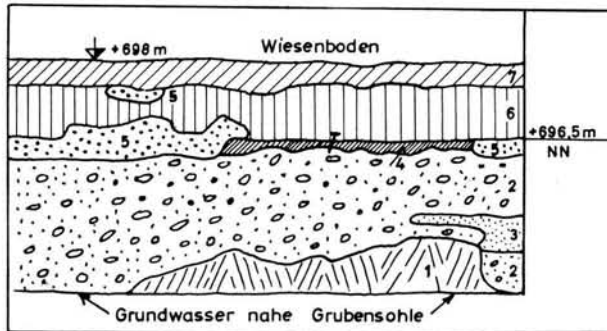


Abb. 3. Ansichtsskizze der Kiesgrube 2 km E Froshausen: 1 Hangschutt; 2 Murnauer Altwürmschotter; 3 darin Sandeinlagen; 4 der braune Mittelwürmboden; 5 Verbreitung der Schmutz-Tapete; 6 die helle Grundmoräne; 7 der nachglaziale Verwitterungsboden.



leicht von  $\frac{1}{2}$  cm Dicke vor, die den Boden-Ausstrich völlig verdeckt; oder man sieht dort, wo die Schmutzschicht wieder abgefallen ist, stellenweise oder weithin horizontal ausstreichend unseren Boden freigelegt. Da auch der nachletztglaziale Boden über der Grundmoräne örtlich mit abgespült wird, kann unsere Schmutzschicht mitunter auch bräunliche Lehmfärbung haben. Aber daß dieser Belag mit dem interstadialen Boden nichts zu tun hat, sieht man sofort, wenn man die Schmutzschicht beseitigt. Deren sonderbare Gestalten zeichnete offenbar J. BÜDEL in seiner Arbeit 1957, nicht aber meinen, von ihm gesuchten Boden, der bei seinem Besuch vielleicht nur  $\frac{1}{2}$  cm tiefer unter der Tarnschicht lag.

Wenn also mein verehrter Herr Kollege BÜDEL meinem Rat folgt und die Schmutzschicht, wenn sie da ist, beseitigt, so wird er sich von der Existenz und von der weiten Verbreitung meines mittelwürmischen Interstadialbodens im Gelände überzeugen können. Damit darf ich mir wohl ein näheres Eingehen auf die Ausführungen J. BÜDEL's unter Hinweis auf meine Arbeit 1955 ersparen.

### **Weitere Würm-Interstadialböden in dem überwiegend vereist gewesenen Alpenvorland Oberbayerns**

Bisher fanden wir nahe SE von München in den Kiesgruben von Waldperlach und SE von Putzbrunn in entsprechender Profil-Lage offenbar interstadiale Bodenbildungen. Als Beispiel diene die große Kiesgrube zwischen Unterhaching und Unterbiberg. An der westlichen Grubenwand sieht man über Grundwasser einen  $>4$  m mächtigen, an Kristallingeröll armen (wahrscheinlich Altwürm-)Schotter, dessen Oberfläche (hier mit viel Sand und eingelagerten Schlickfetzen), zu bräunlich-orangefarbenem, lehmigem Kiesboden verwittert ist (1 m mächtig). Gegen unten zeigt sich eine etwas schwarze ortsteinartige Umrundung der Gerölle. Über dem lehmigen Kiesboden hat man hier noch bis 10 m mächtigen Niederterrassenschotter, gleichfalls nur mit wenig Kristallingeröll, recht unregelmäßiger Korngrößenverteilung und mitunter Schrägschichtung. Ich muß gestehen, daß die geringeren Bodenreste und deren ins Orange-Farbene gehende Ausbildung mit basaler schwarzer Geröllumrundung für eine sichere Entscheidung, ob hier statt interstadialer nicht doch interglaziale Bodenreste vorliegen, schwer möglich ist.

In der südöstlich benachbarten nächsten Kiesgrube (Besitzer Roth) fand sich rd. 10 m unter Gelände in demselben Verwitterungsboden oder nächst unter ihm 1 Backzahn und ein Stoßzahnrest von Mammut (in der Sammlung des Paläontolog. Instituts der Universität München), örtlich darunter schwache Nagelfluh-Verkittung und gegen oben wieder Schlick- und Feinsandfetzen, eingespült in den Liegendschotter. 300 m weiter gegen SE wird in derselben Kiesgrube der Verwitterungshorizont (mit sehr viel Feinsand und Letten) kräftig rostfleckig und enthält mehr verwitterte Gerölle (8 m Schotterüberdeckung). Noch 150 m südlicher liegt der Boden 2 m tiefer, unter 10 m Niederterrassenschottern.

In der großen Kiesgrube SE Putzbrunn am Waldrand fand ich mit G. HABER 1954 12 m Niederterrassenschotter mit unregelmäßiger Schichtung über dem  $\frac{1}{2}$  m mächtigen, kräftig braunen Verwitterungsboden. Darin liegt wieder Schlick, der gleichfalls kräftig braun verwittert ist, darunter noch 8 m Schotter, bis zur Grubensohle mit Grundwasser. Geländehöhe des Bodens ist hier rd. 559 m ü. NN.

In allen diesen Bodenvorkommen sind basale Zapfen kaum zu sehen. Wir befinden uns hier nördlich außerhalb der Würmdmoränen in der Münchener Schotterebene. Daher ist unser Mittelwürmboden hier nicht mehr von der Würmgrundmoräne wie zwischen Murnau und Etting-Huglfing bedeckt, sondern von der Niederterrassenausstrahlung der Jungwürm-Schmelzwässer.

Grube Hörmating. Gehen wir nun südostwärts in den vom Inn-Würmgletscher einst bedeckten Raum. In der drumlinoiden Landschaft von Tunttenhamen-Hörmating

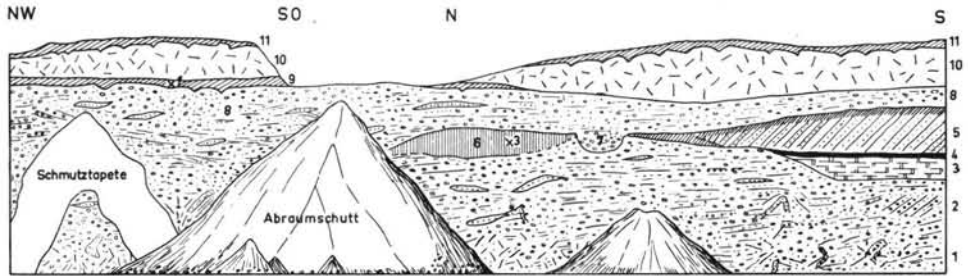


Abb. 4. Profil-Skizze der Kiesgrube südlich von Hörmating W der Bahnstation Ostermünchen (Bahn München—Rosenheim). 1 Unterer Teil des „Basalschotters“ mit glazial gestörter Lagerung und einigen gekritzten Geschrieben. 2 Höherer Basalschotter in ruhigerer Lagerung und mit Sandschmitzen (punktiert). 3 Seekreide 1,4 m; 4 Torfbänkchen 15 cm; 5 „Seeton“ bis 3 m; 6 kaffeebrauner Verwitterungsboden (alte Landoberfläche), darin Entnahme-Ort von Probe 3 (vgl. S. 49); 7 Bacheinschnitt durch Gewässer, welches den oberen Altwürmschotter 8 brachte; 9 mittelwürm-interstadiale Verwitterungsrinde, auch im S noch etwas fortsetzend. Kreuz zeigt Stelle der Entnahme von Probe 1; 10 die helle, kalkreiche und z. T. hier künstlich weggeräumte Grundmoräne (bis über 3 m) des jungwürmischen Hauptvorstoßes des Eises; 11 nachglaziale Braunerde. Der südliche Grubenteil hauptsächlich nach Angabe von E. EBERS (1960). Aufnahme vom 17. 6. 1959 (stark überhöht).

hatte A. PENCK einen interstadialen Schotter gefunden, den er bereits dem Laufenschotter gleichstellte. Hier konnte E. EBERS kürzlich schräg übereinander 2 interstadiale Böden feststellen; 1960 erschien die bedeutungsvolle Publikation. Der Würmgletscher überformte während seines Hauptvorstoßes basal mit seiner Grundmoräne, den drumlinierten Altwürmschotter. Und genau wieder unter dieser Grundmoräne ist hier mein Mittelwürmböden aufgeschlossen (Abb. 4 u. 5).



Abb. 5. Wandansicht im SW-Teil der Hörmatinger Kiesgrube mit dem dunklen, bis über 2 m dick austreichenden unteren Interstadialboden, kaffeebraun, entsprechend dem Göttweig-Interstadial im Löß bei Krens an der Donau. Diese Bodenansammlung ist unter- und überlagert durch Altwürmschotter. Die Feuerwehrlleiter endet an der Stelle der Entnahme von Probe 3. 19. 5. 1960.

Den 1955 vom oberen Interstadialboden gegebenen chemischen Analysen sei noch eine weitere angefügt, dazu eine erste von der inzwischen durch E. EBERS bekannt gemachten tieferen interstadialen Altwürm-Verwitterungsschicht bei Hörmatting. Für diese wiederum durch Herrn Oberregierungsrat Dr. Abele im Salzsäureauszug 1,15 in der bodenkundlichen Abteilung (Vorstand Reg.-Direktor Prof. Dr. Vogel) des Bayerischen Geologischen Landesamtes ausgeführten Bestimmungen bin ich den genannten Herren, sowie dem Herrn Direktor des Geologischen Landesamtes Dr. Nathan sehr zu Dank verpflichtet.

Die nachfolgend genannten Proben 1 und 3 stammen beide aus der Kiesgrube bei Hörmatting (WSW Station Ostermünchen der Bahn München—Rosenheim) und wurden in Gegenwart von Frau Dr. E. EBERS von einer Feuerwehrleiter aus an der Kiesgrubenwand entnommen.

Probe 1 besteht aus lehmig-umrindetem, gelblichbraunem, sandigem Kies von der verwitterten Altwürmschotter-Oberkante. Ich entnahm sie unmittelbar unterhalb der mit scharfer, glatter Unterkante darüber greifenden, sehr kalkreichen Grundmoräne im W-Teil der Grube am 19. 5. 1960. Dieser Mittelwürmboden ist offenbar das Äquivalent des Paudorfer Interstadials im Löss.

Probe 3 ist ein lehmig verwitterter Altwürmschotterboden von fast kaffeebrauner Farbe. Er ist, wie Abb. 4 zeigt, unter dem zunächst lehmig verschmutzten, darüber sauberen Oberteil des Altwürmschotters entnommen, dessen Oberkante zu dem Mittelwürmboden (vgl. Probe 1) verwitterte. Probe 3 stammt aus dem Altwürm-Interstadial und ist offenbar Äquivalent des Göttinger Interstadials. Aus der über 2 m mächtigen Bodenschicht wurde die Probe etwa in mittlerer Höhe gesammelt.

Amts-Nr.	Probe Nr.	%	%	%	%	%	%
		R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>
% der lufttrockenen Feinerde < 1 mm $\phi$							
22319	1	7,17	4,06	3,11	0,32	0,53	0,05
22320	3	6,05	3,31	2,74	0,24	0,42	0

Die Feinerde im Salzsäure-Auszug erweist sich somit an den Entnahmestellen in dem ohne Zweifel intensiver verwitterten Boden Probe 3 gegenüber dem Boden Probe 1 ärmer an Sesquioxiden, an den zweiwertigen Metallen, auch an Kohlensäure. Eine genauere Beurteilung wäre erst nach weiteren Analysen möglich. Die Ähnlichkeit der Böden ist aber sehr deutlich.

Im Mittelwürmboden (Nr. 9 in Abb. 4) liegen kräftig ausgelaugte Gerölle in Menge; verdünnte HCl zeigt keine CO<sub>2</sub>-Entwicklung. An der Entnahmestelle von Probe 1 wurde er oben gekennzeichnet. Da er unter der senkrechten Wand der Grundmoräne (Nr. 10 in Abb. 4) selbst noch diese Wand nach unten in die Wand des Altwürmschotters (Nr. 8 in Abb. 4) fortsetzt und auch von der Seite kaum zugänglich ist, konnte zunächst nur gesagt werden, daß er horizontal mit orangebrauner bis gelblicher Farbe durch die ganze über 50 m breite nordöstliche Kiesgrubenwand durchzieht und oft auf sandreichem Schotter entwickelt ist.

In dem etwas lehmigen Altwürmschotter, der mit 12—15 m Mächtigkeit noch über der Grubensohle ansteht, sieht man etwa 2 m unter dem Verwitterungsboden waagrecht auf kurze Entfernung unregelmäßig ausgehend 2 Linsen von orange-gelbem Sand, offenbar eine Eisen-Ausscheidung. Der basale Schotter, der neben den kalkalpinen Geröllen auch wieder reichlich — ähnlich dem Murnauer Schotter — Kristallingerölle führt, zeigt im westlichen Grubenteil in tieferer Lage keine interstadiale Sediment-Einlagerung, die auf wärmeres Klima oder auf freie, verwitternde Oberfläche schließen ließe. Vielmehr geht er abwärts über in eine ältere schottrige Moräne mit deutlich gekritzten Geschieben und Glazialstauchung.

Durch die Initiative von Frau Dr. E. EBERS konnte von der Stadt Rosenheim eine 22 m lange Feuerwehrleiter zur näheren Untersuchung der Grubenprofilwand und zur Probenentnahme verwendet werden. Man sieht die auch hier wieder von der pelitischen Grundmoräne herabgeronnene, helle Schmutztapete. Sie wurde vorher über dem Mittelwürm-

Interstadial-Boden weggeklopft und war teilweise darunter bereits abgeblättert, so daß an manchen Stellen der liegende Altwürmschotter etwas dunkler frei zutage tritt. Am Tage der Zeichnung von Abb. 4 hatte diese Tapete eine wesentlich abweichende Ausdehnung.

An der Stelle der Probenentnahme (Probe 1) sieht man unter der hellen, kalkreichen Grundmoräne dunkel den braunen, entkalkten Mittelwürmboden.

Dieselbe Größenordnung der Sesquioxide im HCl-Auszug der Feinerde, derselbe allgemeine Habitus, dieselbe stratigraphische Lage über demselben Altwürmschotter und unter derselben Hauptwürm-Grundmoräne — diese Merkmale dürften hinreichen für die Folgerung, daß wir auch hier wieder unseren Mittelwürmboden von Murnau vor uns haben! Man kann ihn wohl auch altersmäßig jener mittelwärmischen, interglazialen Wärmezeit zuschreiben wie die Paudorfer Verlehmungszone im Gebiet von Krems an der Donau.

Den gegen S anschließenden Hörmatinger Grubenteil hat E. EBERS bereits 1960 beschrieben. Ihre publizierte Zeichnung konnte auf ihren Wunsch in unserer Abbildung 4 noch ein wenig ergänzt werden. Dabei erscheinen in dieser stark überhöhten Ansichtsskizze wenigstens die durchschnittlichen Schichtmächtigkeiten im richtigen Maß-Verhältnis. Bei meinen Besuchen der Grube konnte ich selbst dieses tiefere Grubenprofil nicht so vollständig antreffen. Der rasch fortschreitende Kiesabbau und die damit verbundene Verschüttung vorher freigelegter Grubenwandteile verändert in diesen Jahren das Aussehen der Grube rasch. Doch konnte ich in Abb. 5 den Ort der Probeentnahme Nr. 3 in der mächtigen, kaffeebraunen Verwitterungsschicht 6 photographisch festlegen. Man sieht hier gut die Lage des Altwürmbodens (dunkel) zwischen und nicht etwa über dem Altwürmschotter.

Sowohl die basalen Glazialstauchungen konnte ich bestätigen wie auch gekritzte Geschiebe in moränenartigen Partien des Altwürmschotters („Basalschotter“) feststellen.

Über die wahrscheinliche Dauer dieses, an der klassischen Stelle von Göttweig, 5 km S von Krems, zuerst entdeckten Altwürm-Interstadiums vgl. weiter unten (S. 54). Eine Feinerde-Analyse wurde oben (S. 49) mitgeteilt.

Der nicht unerhebliche Lehmgehalt des über den Hörmatinger Altwürm-Warmschichten folgenden Schotters dürfte herrühren eben von der ausgedehnten interstadialen Bodenbedeckung der Landschaft südlich nahe oberhalb von Hörmating. Von dort haben wohl die Gewässer, welche den Altwürmschotter anbrachten, auch den in diesem fein verteilten Lehmanteil mitgebracht. Schon lehm-reiner sieht der Oberteil des Altwürmschotters Nr. 8 im nördlichen Grubenteil aus. Rein grau ist auch der eisrandnahe Basalschotter Nr. 1 u. 2. Hier gab es für die Schmelzwässer eben noch keinen chemisch zu Lehm verwitterten, braunen Boden von der Landschaft abzuräumen.

Nähere Untersuchungsergebnisse von Herrn Prof. Dr. W. KUBIENA, der Proben des interstadialen Altwürmbodens und des Mittelwürmbodens gesammelt hat, sind noch nicht bekannt geworden.

Wenn man eine solche Schotterplatte nach einer Eisbedeckung und vor der Verwitterung dieses Schotters sieht, wird man sich nicht mehr darüber uneins sein können, ob ein solcher Schotter, wie jener von Murnau, entweder nur einer Vorstoß- oder nur einer Abschmelzzeit entsprach. Wir müssen jetzt offenbar den unteren eisrandnäheren fluvioglazialen Teil als Vorstoß- und den oberen, von einem Verwitterungsboden bedeckten Schotterteil, als Rückzugs-Sediment (des wärmeren Klimas) anerkennen. Darauf habe ich bereits 1955 für den Murnauer Altwürmschotter hingewiesen.

Mittelwürmboden östlicher im Inngletscher-Gebiet. Sehr ausgedehnt und mächtig sieht man in den hohen Kiesgruben östlich des Inns N unterhalb von

Rosenheim den Altwürmschotter unter der Würmgrundmoräne. 4,5 km N der Rosenheimer Innbrücke hat man N O b e r n b u r g nahe der Innleite, also an dem gegen W abfallenden Steilhang, eine hohe Kiesgrube (in Pacht 1959 von H. Steinhammer im Orte Graben). Hier fand ich über fast sandfreiem, gut geschichtetem und mit über kopfgroßen Geröllen versehenem Altwürmschotter von rd. 15 m aufgeschlossener Mächtigkeit eine braune, Lehm-reiche Kieslage, dicht gelagert. Ihre Gerölle haben ein fettes, leutig-lehmiges Bindemittel. Unmittelbar über dieser verlehnten Bank liegen wieder mit nahezu senkrechter Böschung noch 15 m Würm-Grundmoräne. Unter dem basalen Schotter erscheint ein Wasserhorizont. Nach Ausbildung und Lagerung ist jener Lehm Kies wieder unser mittelwürmischer Verwitterungsboden. Seine Oberkante erreicht etwa 460 m ü. NN.

W v o n R o t t a m I n n und südlich der Straße nach Schalldorf sieht man aufgeschlossen zu oberst 7 m feinsandig-mergelige Grundmoräne mit überfaustgroßen gekritzten Geschieben mit Geröllen aus Kalkstein, Quarz u. a. Darunter, noch über 2 m mächtig, einen flachgelagerten, grauen Schotter mit faustgroßen Geröllen, darin viel Kristallin. Die Grundmoränen-Unterkante liegt bei etwa 490 m ü. NN, ist scharf, waagrecht und überschneidet eine bis 0,7 m dicke Einsenkung in den Schotter, erfüllt von rötlich-braunem, verwittertem Lehm Kies. Auch dies dürfte ein übriggebliebener Rest des stadialen Mittelwürmbodens sein.

In der über 30 m hohen Schottergrube bei L e o n h a r d s p f u n z e n (2,7 km N von der Rosenheimer Innbrücke) fehlt zwar ein noch *in situ* befindlicher Mittelwürmboden, über dem an Kristallin hier besonders reichen Altwürmschotter. Dieser geht hier nach oben mit einigen aufgearbeiteten Kiesschollen und über ein Gemisch von Kies und Geschiebemergel in die kompakt darüber folgende Grundmoräne über. Man steht hier offenbar vor den Aufpflügsfolgen des bei seinem Hauptvorstoß über ein u n e b e n e s Vorland vorgerückten Würmgletschers. Bei dieser Exaration wurde natürlich auch der lockere Verwitterungsboden des Mittelwürmstadiums auf dem Vorland beseitigt. Die Grundmoräne ist hier etwa 15 m mächtig. Sie hat besonders viel Gerölle aufgenommen, und ihre aufgearbeitete Unterkante erreicht etwa 455 ü. NN.

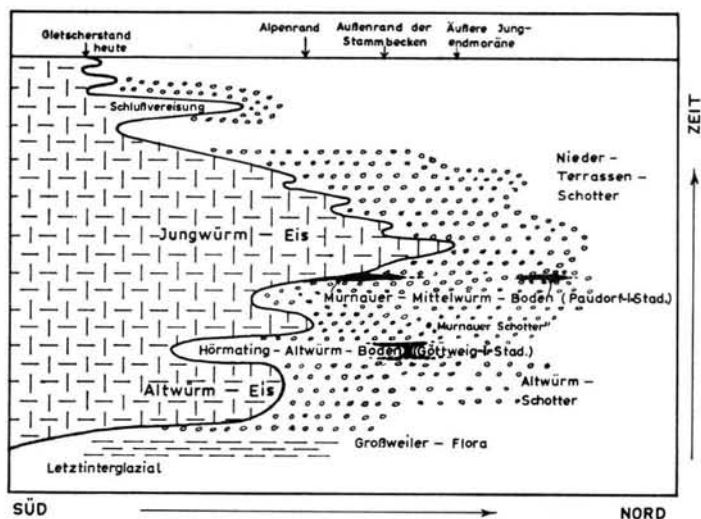


Abb. 6. Schematischer Darstellungsversuch der Eisrandverlagerungen während der Würmeiszeit und Spätglazialzeit in Oberbayern. Dicke schwarze Striche deuten die Lage des Seesediments und des Torfbänkchens von Hörmating unter dem Altwürmboden an.



### Zur allgemeinen Ausbildung der beiden würminterstadialen Böden

Dort, wo die junge Hauptwürm-Grundmoräne über dem Altwürmschotter in ihrem Verbreitungsgebiet heute fehlt, da fehlt über dem so sehr weit ausgedehnten Schotter auch der Mittelwürmboden. Er ist hier abgetragen worden. Freilich gibt es auch zwischen Jungwürm-Grundmoräne und oberem Altwürmschotter in den Kiesgruben mitunter keinen Mittelwürmboden. Es ist aber erstaunlich, daß die bisherigen Geländearbeiten in den Kiesgruben solches Fehlen mehr als eine *Ausnahme* feststellen ließen. Die scharfe, glatte Unterfläche der Grundmoräne konservierte eher — wenigstens über einer so ebenen Schotteroberfläche wie sie ähnlich die Niederterrasse zeigt, also auf einer weit ausgedehnt gewesenen Abschmelz- oder Rückzugsschotterlage. Dabei konnte unter dem gegen außen langsam wachsenden Eiskuchen mit der ebenen Schotterflur auch deren Verwitterungshaut erhalten bleiben, oder doch wenigstens der Rest der Verwitterungszapfen. Die Bodenhaut kann auch dadurch nur angedeutet bleiben, daß die mehr oder weniger zersetzten Gerölle und Sandkörner des Schotters von blaßorange-farbigem-kolloidalem Eisenrost mehr als von Verwitterungslehm umhüllt sind. Doch ist auch dann die völlige Entkalkung unter der sehr kalkreichen Grundmoräne ein Kennzeichen der stattgehabten Verwitterung. So wird eine gewisse Grenze gezogen gegen reine Eiser-Ausscheidungen, die nur auf spätere Wasserzirkulation im Schotter zurückzuführen sind.

Unerwartet wenig findet man in der Grundmoräne über dem Mittelwürmboden Fetzen, Nester oder Fahnen, von dieser eingeschlossen und mitgeschleppt. Solche mitgerissenen Bodenfahnen lassen die Marsrichtung des Gletschereises noch gut erschließen (vgl. S. 45). Immerhin konnte ich schon 1955, S. 86 auf vom Eis mitgebrachte Bodenstücke in der Grundmoräne hinweisen, und solche fanden sich auch östlich Froschhausen.

Die chemische Untersuchung des Feinbodens unserer Interstadialböden ist gewiß erforderlich (1955 wurde dieses gezeigt), aber schärfere klimatische Folgerungen sind nach Salzsäure-Auszügen schwierig. Wir haben keine Bodenhorizonte; und es geschahen sicher viele Schmelzwasser- und Umlagerungs-Eingriffe an diesen Böden, die noch durchfrozen und durchwässert wurden. Für den Mittelwürmboden gab es offenbar nur eine ziemlich kurze Verwitterungszeit und zwar nur in kühlem Klima.

Etwas anders war dies bei der Verwitterung des Altwurm-Interstadialbodens von Hörmating. Zwar umrindet auch hier der Verwitterungslehm noch teilweise ziemlich intakte Gerölle und Sandkörner. Aber der Lehm ist — soweit ohne eingehendere Untersuchung einstweilen gesagt werden kann — reichlicher und chemisch kräftiger umgesetzt. Außer dem völligen Kalkverlust hat der Feinboden an der Entnahmestelle von den Verwitterungsstoffen etwas mehr verloren als die Feinbodenprobe des Mittelwürmbodens (S. 49). Das dürfte die Wirkung eines länger wirksam gewesenen und wärmeren Verwitterungsklimas sein.

Wir sehen schließlich auch eine faziell abweichende Schichtenfolge: Der unten noch eisrandnahe Basalschotter von Hörmating war, wie gesagt, zunächst offenbar ein Vorstoßschotter. In seinen oberen Teilen aber dürfte er Abschmelzschotter — das heißt Schotter, als der Eisrand kräftig zurückschmolz — gewesen sein; als Vorbote des wärmeren Klimas, in dem die See- und Torfablagerung und auch die altwürminterstadiale Verwitterung entstanden ist. Der darüber folgende Schotter ist deutlich bräunlich-lehmig. Sein antransportierendes Wasser hat wohl den Lehmgehalt bei der Abspülung der weithin oberhalb inzwischen interstadial verlehmteten Landoberfläche mitgebracht. Nach oben verlor sich der Lehmgehalt des Schotters. Auf einer frischen, grauen oberen Schotterschicht verwitterte nun während des Mittelwürm-Interstadiums der obere Boden — offenbar wieder über einer Abschmelzschotter-Lage. Sie bildet den Oberteil des anderwärts bis 30 oder 40 m mächtigen „Murnauer“ oder „Laufenschotters“. Über ihm fanden wir keinen der Grundmoräne vorausgeeilten Vorstoßschotter. In weniger hoch gelegenen seitlichen

Talungen mag zwischen unserem Mittelwürmboden und der Jungwürm-Grundmoräne auch einmal noch ein lehmiger Vorstoßschotter aufgefunden werden — als Spitze und dann Unterlage des weitesten Würmgletschervorstoßes.

### Zur Grenzfrage Altwürm-Jungriß

Der Altwürmschotter ist nach den Beobachtungen in den letzten Jahrzehnten überraschend ausgedehnt. Durch die Feststellung eines Altstadials in ihm und eines Mittelstadials über ihm gliedert er sich anscheinend in eine Vorstoß- und eine Abschmelz-Schotterlage. Für unser Alpenvorland dürfte er damit zum Rückgrat der Würmeiszeit-Sedimente werden.

Man hat sich gefragt, ob nicht sein unterer Teil noch von einem Jungriß-Schotter gebildet wird, denn das Hörmatinger ältere Interstadial mit See- und Torfsediment sowie 2 m dickem Verwitterungslehm habe lang gedauert. Das  $C_{14}$ -Alter von rd. 45000 Jahren für den Lignit in der Hörmatinger Torfschicht könnte vielleicht schon die Leistungsfähigkeit der  $C_{14}$ -Methode überschreiten.

In der Grenzfrage müssen aber nach den bereits von E. EBERS (1960) dargelegten Beobachtungen bestimmte Folgerungen berücksichtigt werden. Sie beziehen sich auf die Sedimentationsdauer der Hörmatinger Schichten, auf die Moränen-Nähe eines Basalschotter-Teiles und auf den abweichenden Bodentyp, den wir aus dem letzten Interglazial kennen. Das  $C_{14}$ -Alter wird nachgeprüft.

War, zum ersten, die Sedimentationsdauer des Hörmatinger Altwürm-Interstadials wirklich mit der Dauer der letzten Interglazialzeit vergleichbar?

Die örtlich bis fast 3 m dicke lehmreiche Verwitterungsschicht zeigt auf einer gegen 100 m betragenden Horizontalentfernung keine deutlichen Verwitterungszapfen. Dieser kräftig verwitterte, völlig entkalkte Boden zeigt auch keine Bodenhorizonte. Wäre er noch *in situ*, so müßte er nach unten Infiltrationszapfen von brauner Farbe und wenigstens die Andeutung von einer Bodenhorizontierung erkennen lassen. Der lehmreiche Kies des Bodens ist gegen oben teils eben und scharf abgeschnitten, teils geht er etwas wellig in den hangenden, schwach lehmigen Schotter über. Auch dieses Merkmal spricht wenig für einen in dieser Dicke noch *in situ* befindlichen Boden, also nicht für einen dementsprechend sehr lange verwitterten Boden. Vielmehr dürfte hier in dem von unten bis oben ziemlich gleichartig gemischten Material eine auf kurze Entfernung umgelagerte Schuttboden-Bildung vorliegen. Deren Häufung braucht natürlich wenig Zeit, wenn erst eine vielleicht  $\frac{1}{2}$  m dicke Bodenschicht benachbart gebildet ist.

Ein Ferntransport aus größerer Höhe kommt hier wegen der allgemeinen Höhenverhältnisse nicht in Frage. In diesem Falle wäre ja auch eine Korngrößen-sortierung zu erwarten, die aber fehlt. Wohl kommt nach der Verwitterungszeit während des glazial werdenden Klimas auf Eisboden ein Solifluktionstransport und eine derartige Bodenverdickung in Frage.

Neben dem über dem verlehnten Kiesboden liegenden Schotter und basal angrenzend an Lehm liegt nach den klaren Feststellungen von E. EBERS gegen SE ein auf verdünnte Salzsäure kaum reagierendes, lösartig-feinsandiges Pelitsediment von blaßgelblicher bis grünlicher Färbung („Seeton“). Vorbehaltlich einer näheren Korngrößen-Analyse besteht die Möglichkeit, daß dieses örtlich etwas geschichtete und bis 4 m dicke Sediment in einen flachen Seeteil vielleicht ziemlich schnell hineingeblasen wurde.

Unter diesem Sediment liegt das altersmäßig datierte Torf-Bänkchen (Abb. 4). Es wurde durch Wasserverlust und Überlastung mit Sediment und Eis erheblich verdünnt. Dennoch braucht auch solche Pressung ebensowenig wie die Absatzzeit der darunter erhaltenen, Conchylien-reichen Seekreide mit Sicherheit für besonders lange Absatzdauer

zu sprechen. Wir wissen auch nicht, ob jener Torf autochthoner oder allochthoner, also vielleicht rasch sedimentierter Natur ist.

Immerhin macht die bis 4,5 m mächtige Schichtansammlung des Hörmatinger Altwürm-Interstadials gegenüber dem Mittelwürmboden durchaus den Eindruck einer nicht unerheblich längeren Sedimentationsdauer. Sie mißt aber keinesfalls nach Jahrtausenden.

Das Altwürm-Interstadial kann in unserem Alpenvorland auch nicht etwa aufgefaßt werden als eine nur durch Schotter etwas unterbrochene Fortsetzung einer Riß/Würminterglazialen Sedimentserie, denn der Basalschotter enthält ja unten nicht nur gekritzte Geschiebe, sondern er zeigt auch Schichtstörungen, die man nur auf Druckwirkungen von benachbartem Eis zurückführen kann. Da letztere nach oben ausklingen und die Hangendsedimente keine solche Störung zeigen, können auch die Eismassen des Hauptwürmvorstoßes damit nicht in Beziehung gebracht werden. Der Basalschotter ist mindestens teilweise fluvioglazial.

J. FINK ist bekanntlich im östlichen Lößgebiet zu der Meinung gekommen, daß unser altwürmisches Göttweig-Interstadial noch dem ausklingenden Riß/Würm-Interglazial angehöre. In meiner gleichzeitigen Untersuchung „Über jüngerpleistozäne Verwitterungsböden“ wurde hierzu Stellung genommen.

Und weiter: Den Normaltyp der sicheren Riß/Würm-Interglazial-Verwitterung kennen wir. Es ist lange bekannt, daß er teils durch oft recht dicke Blutlehm-Bildung, oft durch ausgeprägte kreisfarbene Lehmmassen gekennzeichnet ist. Dazu kommt immer eine chemisch sehr intensive Zersetzung der beteiligten Gerölle. Diese Folge der freilich nicht in jedem Fall während der gesamten Zwischenzeit fortgesetzten, jedoch typischerweise — entsprechend der häufigen Rotlehm-Bildung — für lange Zeit im warmen Wechselklima vollzogenen Verwitterung fehlt restlos in dem braunen Verwitterungslehm von Hörmating.

Schließlich stimmt die  $C_{14}$ -Altersbestimmung zu rd. 45 000 Jahren so gut überein mit ähnlichen Altersangaben von H. GROSS, die auf Grund geologischer Beobachtungen und Deutungen gewonnen wurden, daß erstere doch sehr wahrscheinlich als korrekt angesehen werden muß. Damit fällt aber die Bildungszeit des Hörmatinger Altwürm-Interstadials noch klar in die Würmzeit, von der heute angenommen werden kann, daß sie vor über 53 000 Jahren begonnen hat.

Es fällt freilich auf, daß in der theoretischen „Klimakurve“ der letzten 60 000 Jahre bei J. FINK 1960 der Stillfried-A-Komplex nach Humusanalysen von Oberfellabrunn in die Gegend 42 000 Jahre vor heute, dagegen die Göttweiger Verlehmungszone als über 54 000 Jahre zurück eingeordnet wurde. Da Radiokarbon-Untersuchungen von den klassischen Fundorten Göttweig und Paudorf aus dem Kremser Raum erwartet werden, dürfte eine Klärung des Göttweig-Alters in Bälde erfolgen. Wahrscheinlich ist Göttweig nicht viel älter als 45 000 Jahre (nach H. GROSS beginnend mit 44 000 Jahren vor heute). Denn nach unseren Bodentypen gibt es in Hörmating keinen letztinterglazialen Boden.

Es besteht jedenfalls ein grundlegender Gegensatz zwischen dem typischen Rotlehm-boden von NE Krems und den Wiener Terrassen-Rotlehmen einerseits und dem braunen Lehmboden andererseits von Hörmating und Göttweig, also auf Schotter beziehungsweise auf Löß.

Die Proben des Altwürmbodens von Hörmating zeigten, wie ich von E. EBERS erfahre, nach Untersuchungen von W. KUBIĚNA erhebliche Unterschiede im Dünnschliff gegenüber dem Mittelwürmboden. Weitere Untersuchungsergebnisse von dem Genannten, namentlich mit Rücksicht auf die Zusammensetzung eines typischen letztinterglazialen Bodens, wären von großer Bedeutung. —

Das scheinen mir die Gründe zu sein, welche es rechtfertigen, jenes Altwürminterstadial dem Göttweiger Interstadial zeitlich annähernd gleichzustellen und beide der Würmzeit einzugliedern. Die diesbezügliche Schlußfolgerung von E. EBERS kann somit nur unterschrieben werden.

### Zur regionalen Bedeutung der würminterstadialen Böden

Im Bereich des Murnauer Schotterers erlaubten die Aufschlüsse in den zahlreichen frischen Kiesgruben an 14 einwandfreien Stellen den Nachweis des mittelwürminterstadialen Bodens zwischen Etting—Huglfing—Uffing und bis 2 km östlich vom Riegsee; dies über rund 85 km<sup>2</sup>. Weiter kennen wir ihn einstweilen an 3 Stellen SE München in der Schotterebene, im Bereich des Inn-Gletschers bei Hörmating und an der östlichen Innleite im N von Rosenheim, dazu W bei Rott am Inn. Er ist somit bekannt dank der künstlichen Aufschlüsse im Ammer-Loisach-Isargletscher-Bereich wie auch in jenem des Inngletschers, das heißt über 80 km in W-O-Erstreckung. G. M. RICHMOND konnte noch weitere Interstadialbodenvorkommen im W bis nach Kaufbeuren, also noch 40 km weiter gegen W zu feststellen.

Dabei folgt unser Mittelwürmboden genau der Unterkante der Jungwürm-Grundmoräne des Hauptvorstoßes in diesen beiden größten Vorlandgletschergebieten östlich vom Rheingletscher. Sogar unter dem jungwürmischen Niederterrassenschotter der Münchener Ebene konnte er jetzt nachgewiesen werden. Beachtenswert ist weiter die Erscheinung, daß dieser obere Interstadialboden offenbar immer über dem Altwürmschotter liegt, der bei uns als die Hauptlagerstätte der Reste von *Elephas primigenius* angesprochen werden kann (E. EBERS).

Nun müssen solche regionalstratigraphischen Erscheinungen der Würmzeit ebenso wie der Eisrückzug während der ersten Interstadialzeit offenbar zurückgeführt werden auf langdauernde Klimaschwankungen. Solche können sich nicht allein auf 120 km O-W-Ausdehnung im nördlichen Alpenvorland als wirksam und erkennbar erwiesen haben.

Dementsprechend ist es auch möglich und wahrscheinlich, diese regionalstratigraphischen Vorgänge in Beziehung zu setzen zu den stratigraphischen und gleichfalls klimatisch bedingten sowie zu den in ähnlicher zeitlicher Folge erkannten Sediment- und Bodenprofilen des außerglazialen, in diesem Sinne periglazialen Gebietes, besonders der kalten Löß-Steppen. Wir kennen ja von dort schon die zwei Hauptzeiten der Verlehmung: die würmzeitlichen Interstadien von Göttweig und von Paudorf bei Krems a. d. Donau. Beobachtungsmäßig besteht jetzt im Glazial- wie auch im Steppenbereich Übereinstimmung darin, daß die Altwürm-Interstadialzeit mit ihrem temperierten Klima ungleich länger dauerte als die Mittelwürm-Interstadialzeit. Auch sind in beiden Gebieten die wahrscheinlichen bzw. gesicherten Zeiten, um die sie zurückliegen, mit rd. 45 000 beziehungsweise rd. 27 000 Jahren ungefähr gleich zu beurteilen. Nach den Mitteilungen von K. W. BUTZER 1958 scheint eine interstadiale Gliederung der Würmzeit auch im Orient möglich zu werden.

In diesem Zusammenhang verdient Beachtung die Mitteilung von Prof. Alexis DREIMANIS (Departm. of Geology, University of Western Ontario, London, Canada; einem meiner früheren Schüler an der Univ. Riga). Auf Grund von C<sub>14</sub>-Messungen (H. DE VRIES, Groningen) und geologischer Geländearbeit gab A. DREIMANIS 1960 vom Bereich der großen canadischen Seen folgendes allgemeine Schichtprofil für die Wisconsin-, also Würm-Eiszeit von oben nach unten:

Port Stanley drift (diskordant auflagernde obere Wisconsin-Moräne)

Lake Erie Interstadial beds (Seeablagerungen)

Catfish Creek drift (untere Sandmoräne)

Plum Point Interstadial beds. C<sub>14</sub>-Bestimmung von Holz, das aber nicht *in situ* lag, ergab ein Alter von 24 600 bis 28 200 Jahre vor heute

Soutwold drift (untere tonig-geröllige Moräne)

Port Talbot Interstadial beds (Gyttja und Pelit). Das Interstadial ging zuende vor  $44\,200 \pm 1500$  Jahren; die zweite Hälfte spielte sich ab vor  $47\,500 \pm 2\,500$  Jahren.

Dunwich drift (tiefste Moräne und Bänderton mit 2 eisfreien Oszillations-Interstadien). Sangamon (Warmes Illinois/Wisconsin-Interglazial).

In dem Laboratorium von H. DE VRIES, Groningen, wurde das Alter des Hörmatinger Torfbänkchens und damit das Höchstalter des nach Absatz des dortigen Seesediments entstandenen Verwitterungsbodens bestimmt mit  $45\,300 \pm 1000$  Jahren. H. GROSS (1958, 1959) erkannte schon die innerhalb der jetzigen Fehlergrenzen liegende Alters-Übereinstimmung dieses Hörmatinger Fundes von E. EBERS mit Göttweig/Oberfellabrunn, Stillfried A und Upton Warren, die auch für das erste Wisconsin-Interstadial von Port Talbot zutrifft. So wenig wie in Mitteleuropa erscheint es auch A. DREIMANIS von Canada bis nach New York und Ohio möglich, dieses erste Altwürminterstadium mit dem ganz abweichenden Boden des chemisch unter wärmerem Klima viel stärker zersetzten und länger verwitterten Riß/Würm- bzw. Sangamon-Bodens in Beziehung zu setzen.

Es ist interessant, daß die nordamerikanischen Pleistozänforscher von mehr interstadialen Verwitterungsböden der Würmzeit berichten, als wir sie — abgesehen vom Lößbereich — in Europa kennen. So scheinen die 2 in nachfolgender Tabelle für die Altwisconsin-Zeit angeführten Interstadiale in längeren Abschmelzzeiten des Altwisconsin-Eises entstanden zu sein. Äquivalente in Europa haben wir ebenso noch zu suchen wie solche der 3 Interstadiale bzw. Stadial-Absätze (Farndale-Iowan-Tazewell) während der Kaltzeit des klassischen Wisconsin, also unseres Haupt-Jungwürms. Man wird sich überlegen, ob nicht die übermächtigen Massen, die in den glazialen Zeitabschnitten einer Eiszeit über das Gelände weithin ausgebreitet wurden, uns verführen, die Zeiten der Eisbedeckungen als bedeutend länger dauernd einzuschätzen gegenüber den eisfreien Zeiten auch innerhalb einer „Eiszeit“. Waren solche eisfreien Zwischenzeiten häufiger und längerdauernd in Nordamerika als in Europa?

In solchen Zwischenzeiten gab es eben mehr Verwitterung und mehr Vertiefung der Flußnetze, mehr Ausräumung als Antransport von Sediment.

In Nordamerika entdeckt man immer mehr, daß die Wisconsin-Eiszeit weiter zurückreicht und in Mittel- und Alt-Wisconsin des „pre-classical Wisconsin“ weithin eine gute Gliederung zeigt. Schon jetzt kann man, ganz so wie in Europa, eine Altwürm-, eine Mittelwürm- und eine Jungwürm-Teilvereisung, getrennt durch ein älteres und ein jüngeres Interstadium relativer Eisfreiheit unterscheiden. Beiderseits des Atlantischen Ozeans erscheint der dritte Eisvorstoß anscheinend als der ausgedehnteste. Die Radiocarbon-Methode erlaubt es, die ungefähre Gleichzeitigkeit dieser Haupterscheinungen innerhalb der letzten Eiszeit festzustellen. Daraus haben wir auf eine erstaunlich ausgedehnte Gleichartigkeit der Klimaabfolge zu schließen. Freilich gilt es erst noch die C<sub>14</sub>-Methode viel häufiger zur Kontrolle anzuwenden, besonders auch, um die Dauer der einzelnen Teilabschnitte kennen zu lernen.

Umso auffallender ist uns, daß wir in Südbayern seit seiner Entdeckung (1953) schon so viele Aufschlüsse des Mittelwürmbodens kennen, aber nur einen einzigen, in Hörmating, von dem Altwürm-interstadialen Boden. Was mag die Ursache sein?

Hier scheint die relative Häufigkeit, mit der die einzelnen Pleistozän-Glieder die Erdoberfläche bilden, eine Rolle zu spielen. Wir kennen in Südbayern die ausgedehnten Verflachungen über dem weichen Flinz, über den harten Deckenschotterplatten und den Riß-Schottern mit ihrer leicht abtragbaren interglazialen Bodendecke. Aber auch die meist 20—45 m mächtige, einheitliche und schon ein wenig kalkverkrustete Altwürmschotter-



Tabelle der würmezeitlichen Schichtenfolgen in Südostcanada und am Nordrand der Ostalpen

St. Lawrence Lowlands	North of Lake Erie and Lake Ontario	South of Lake Erie	Oberbayern	Nieder-Österreich (Krems)	Alter (Jahre vor jetzt)
Main	Wisconsin glaciation <28000 J.		Hauptwürmvorstoß „Jungwürm“ (E. Kraus 1955)	Jüngerer Löß IIb	<28000. 3. (Haupt)-Glazialstadium
Mid Wisconsin glacial advance as far as Lake Erie	Plum Point interstad. 24600-28000 J.		Murnauer Mittel- („Inner“) Würminterstadium: Boden	Paudorfer-, Stillfried B-Lehmzone	24-28000. 2. Interstadial
	? Farmdalian 22000-27000 J.		Mittelwürmeis-Vorstoß: Fluvioglazialschotter	Jüng. Löß IIa; jüng. Aurignac-Funde, Gravettien	>37000. 2. Glazialstadium
St. Pierre interstad. 44000 J. Scarborough interstad.	Port Talbot interstadial >44000 J., Toronto subway bur. soil, Amber peat ball	Upper Brushcreek peat. >37000 J. The Sidney interstadial = Mid-Wisconsin	Hörmating: Altwürm-Sediment und Boden (E. EBERS 1960) ±45000 J.	Göttweig-Lehmzone, Oberfellabrunn. Stillfried-Komplex A Paläolithische Funde („Würm I/II“)	±45000. 1. Interstadial
	Early Wisconsin glaciation	Wisconsin glaciation	Altwürmeis-Vorstoß: Moränennah, Fluvioglazial ?	Jüngerer (Würm-) Löß I	1. Glazialstadium der Würmeiszeit
Sangamon	Interglacial	Interglacial	Riß/Würm - (Großweil-Saale/Weichsel-Eem) Inter-Glazial	Intensiv rote „Kremsr Bodenbildung“ Interglazial	>50000 ? >60000 ? Letztes Interglazial

Oberfläche von Murnau bis Laufen unter der dünnen, weichen Grundmoräne und unter wenigen Rückzugsmoränen beherrscht weithin die Ebenheit des Reliefs. Zwischen basalen Altwürmschottern jener Einheit eingebaut und zumeist von Kiesgruben wegen der Mächtigkeit gut brauchbaren Hangend-Kieses nicht erreicht, muß uns der Altwürm-Interstadialboden und das sicher auch weiter verbreitet gewesene Seesediment jenes Interstadials zumeist verborgen bleiben. Doch wird man bessere Erfolge beim Aufsuchen haben, weil man jetzt die Normallage im Pleistozänprofil kennt. Darum erwarten wir für die Zukunft bei günstiger Aufschlußlage und bei Flachbohrungen, die geologisch viel mehr zu kontrollieren wären, eine größere Zahl von altwürmischen Boden-Vorkommen auch in Südbayern. Darin werden wir bestärkt durch die Verbreitung der annähernd gleichzeitig im östlichen Canada entstandenen Interstadialfunde.

Eine auf einer Tabelle von A. DREIMANIS und, neben unseren südbayerischen, auf den besonders im niederösterreichischen Lößgebiet gewonnenen Würm-Gliederungen beruhende regionale Übersicht will versuchsweise die vorstehende Tabelle vermitteln. Nach den noch immer spärlichen und jetzt doch gut vermehrungsfähigen, mehr oder weniger genauen Radiokarbon-Messungen ergibt sich schon heute ein standfestes Gesamtschema.

Daran ändert weder die merkwürdige Inkonzsequenz, mit der man zwar im Lößgebiet die Würmeiszeit klimatisch gliedert, nicht aber im Vereisungsgebiet, noch mangelhafte Gelände-Beobachtung oder die Unkenntnis des würmeiszeitlichen Geschehens in nord-amerikanischen Würm-Vereisungsbereichen.

#### Literatur

- BRANDTNER, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - *Archaeologia Austriaca* 5, S. 101-113. Wien 1950. - - Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - *Eisz. u. Gegenw.* 4/5, S. 49-82, Öhringen 1954. - - „Willendorf“, in: *Beitr. z. pleistoz. Forschung in Österreich. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, Sonderheft D*, S. 66-69, 1955.
- BÜDEL, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. - *Die Naturwissenschaften* 37, 1950. - - Die Klimazonen des Eiszeitalters. - *Eisz. u. Gegenw.* 1, Öhringen 1951. - - Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachvorland bei Murnau (Südbayern). - *Stuttgarter Geograph. Studien* 69, S. 121-141, Stuttgart 1957. - - Die Gliederung der Würmkaltzeit. - *Mitt. Geograph. Ges. Würzburg, H. 8*, S. 1-45, 1960.
- BUTZER, K. W.: *Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East*. - *Bonner Geograph. Abh.* 24, 157 S., Bonn 1958.
- DREIMANIS, A.: Finite Radiocarbon Dates of the Port Talbot Interstadial Deposits in Southern Ontario. - *Science* 131, No. 3415, S. 1738-1739, 1960 (1960a). - - The Early Wisconsin in the Eastern Great Lakes Region, North America. - *Ernst-Kraus-Festschrift. Abh. d. Deutschen Akad. d. Wiss. zu Berlin, Jg. 1960, No. 1*, S. 196-205. Akademieverlag Berlin 1960 (1960b).
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. - *Eisz. u. Gegenw.* 6, Öhringen 1955. - - Vom großen Eiszeitalter. - *Verständl. Wissenschaft* 66, 138 S., Verlag Springer Berlin 1957. - - Drumlinkerne, älterer Würmschotter und das Würminterstadial von Hörmating (Obb.). - *Eisz. u. Gegenw.* 11, S. 64-75, Öhringen 1960.
- FINK, J.: „Das Marchfeld“, *Beitr. z. Pleistozänforschung in Österreich*. - *Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, Sonderheft D*, S. 88-115. - - Kurze Einführung in die Bodenkunde. In: *Mitt. Urgeschichtl. Arbeitsgem. Wien*, S. 26 f., Wien 1960.
- GERMAN, R.: Die Gliederung der Würmvereisung im deutschen Alpenvorland. - *Report 21. Intern. Geol. Congress Norden 1960, Part IV*, S. 120 ff.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - *Geologica Bavarica* 18, S. 1-7. München 1953.
- GROSS, H.: Das Göttweiger Interstadial. - *Eisz. u. Gegenw.* 7, Öhringen 1956. - - Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. *Ebenda* 8, 1957. - - Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten. - *Quartär* 9, 1957. - - Die bisherigen Ergebnisse von  $C_{14}$ -Messungen. - *Eisz. u. Gegenw.* 9, S. 155-187. Öhringen 1958. - - Nocheinmal: Reiß oder Würm? *Ebenda* 10, 1959.
- KRAUS, E.: Die Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - *Eisz. u. Gegenw.* 6, S. 75-95, Öhringen 1955.

- KUEPPER, H.: „Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien“, in: Beitr. z. Pleistozänforsch. in Österreich. - Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderheft D, S. 136-152, Wien 1955.
- PROŠEK, Fr. & LOŽEK, V.: Stratigraphische Übersicht des Tschechoslowakischen Quartärs. - Eisz. u. Gegenw. 8, Öhringen 1957.
- SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. - Geologica Bavarica 18, S. 49-112, München 1953.
- SCHWABEDISSEN, H.: Neue C<sub>14</sub>-Daten. - Vortrag auf d. Deuquatagung, Laufen/Salzach 1955.
- SCHWARZBACH, M.: Eine Neuberechnung von Milankovitsch's Strahlungskurve. - N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. H. 6, 1954. - - Eiszeitprobleme und Strahlungskurve. - Z. deutsch. Geol. Ges. 101, S. 233, 1949.
- TROLL, C.: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. - Stuttgart 1924. - - Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisachvorlandes in Oberbayern. - Geol. Rundschau 28, S. 599-611. 1937.
- WEIDENBACH, F.: Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. - IV. Congrès Intern. du Quartaire (Inqua), Rom 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Die Quartärforschung in Deutschland. - Z. d. deutsch. Geol. Ges. 100, S. 379, (1948), Hannover 1950. - - Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr. - Eisz. u. Gegenw. 7, 1956. - - Eine neue Kurve der Würmeiszeit. - Ebenda 9, S. 151-154, Öhringen 1958. - - Das Eiszeitalter II, 2. Aufl., Verlag Enke, Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 9. 3. 1961.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. C. Kraus, München-Obermenzing, Verdistrasse 40.

## Interglaziale marine Strände in Australien

(Berichte über eine Reise zum Studium des Pleistozäns auf der Südhalbkugel II)

VON PAUL WOLDSTEDT, Bonn, z. Zt. Perth, West-Australien

Mit 1 Abbildung im Text

**Zusammenfassung.** Australien als ein verhältnismäßig stabiles Gebiet der Erdkruste bietet günstige Möglichkeiten zum Studium der interglazialen Meereshochstände. Ganz besonders ist dies im südöstlichen Teil von Süd-Australien und im angrenzenden Victoria, weiter auch in Tasmanien der Fall. Die alten Strände dieser Gebiete werden kurz betrachtet, besonders solche aus dem Südostteil von Süd-Australien. Die Faunen dieser alten marinen Hochstände der Südhalbkugel waren warm, nicht kalt. Sie gehören zu Interglazialen, die auf beiden Halbkugeln gleichzeitig waren. Die Bedeutung der alten Strände für stratigraphische Fragen des Pleistozäns wird betont.

**Abstract.** Australia is in wide parts a fairly stable area of the earth-crust. So it is a suitable region for studying the old interglacial high sea-levels. The "raised" beaches of the South-East of South-Australia, the adjoining parts of Victoria and of Tasmania are critically reviewed. The faunas of the old high sea-levels of the Southern Hemisphere were warm, not cold. So they must belong to interglacials, which were contemporaneous on both hemispheres. The importance of the old ocean-levels for stratigraphic purposes is emphasized.

Die Frage der interglazialen marinen Strände ist in den letzten Jahrzehnten viel diskutiert worden. Es hat sich gezeigt, daß trotz mancher dagegen geäußelter Bedenken die Existenz bestimmter Niveaus nicht geleugnet werden kann. Am stärksten hat sich F. ZEUNER (zuletzt 1959) für das Vorhandensein dieser Niveaus eingesetzt.

Auf einer Reise zum Studium des Pleistozäns auf der Südlichen Halbkugel war es mir möglich, einen großen Teil der alten marinen Strände in Australien (und Neuseeland) kennen zu lernen. Zahlreiche Fachgenossen aus den in Frage kommenden Gebieten haben mich dabei unterstützt. Ihnen allen, ganz besonders den Herren E. D. GILL, Melbourne, und P. HOSSFELD, Adelaide, möchte ich für ihre Hilfe herzlich danken. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die die Reise mit einem namhaften Betrag unterstützte, bin ich zu größtem Dank verpflichtet.

### 1.

Eine weltweite Verbreitung hat insbesondere das von ZEUNER als "Late Monastirian" bezeichnete Niveau in etwa 7-8 m ü.d.M. Es ist offenbar dasselbe, das M. GIGOUT (1949) als Ouljien bezeichnet hat. Es gehört überall, wo es festgestellt worden ist, d. h. in Marokko, Nordamerika (Ostküste), Westeuropa usw., in die Letzte Interglazialzeit (Eem, Sangamon usw.), und zwar anscheinend in deren späteren Abschnitt. In Australien ist als hierher gehörig die besonders von E. D. GILL (1956 u. a.) in Victoria verfolgte Strandfläche in etwa 25 Fuß ü.d.M. zu nennen. Sie enthält als charakteristische Molluskenart die marine Schnecke *Ninella torquata*, eine Form, die heute in Victoria nicht mehr vorkommt. Eine C<sup>14</sup>-Bestimmung (mit Schalen von *Ninella torquata*) ergab nach GILL ein Alter von „mehr als 35 000 Jahren“.

Die Strandbildungen mit den genannten Mollusken sind verwittert und oxydiert; in sie sind außerdem tiefe Flußrinnen eingeschnitten, die wiederum mit jungen, unverwitterten marinen Bildungen angefüllt sind. Letztere gehen bis höchstens 10 Fuß ü.d.M. herauf. In dieser Höhe findet sich in Australien eine weitverbreitete junge Strandfläche — so in Victoria, in West-Australien, bei Sydney usw. —, in der die wärmeliebende Muschel *Anadara trapezia* nochmals auftritt. Nach C<sup>14</sup>-Bestimmungen gehört diese junge 10-Fuß-Terrasse in das postglaziale Klima-Optimum. Das tiefe Einschneiden von Rinnen zwischen den beiden Stränden deutet auf den kräftig (ca. 100 m?) abgesenkten Meeresspiegel der letzten Eiszeit. Nach C<sup>14</sup>-Bestimmungen (Holz von *Eucalyptus camaldulensis*) war vor ca. 9 000 Jahren der Meeresspiegel noch nicht höher als — 73 Fuß (22,3 m) (GILL 1956).

Rh. FAIRBRIDGE (1954) glaubt, außer diesem Strand in 10 Fuß Höhe noch zwei jüngere, und zwar in 5-6 und 2-3 Fuß Höhe, feststellen zu können. Sie sind im Gelände nicht immer leicht zu erkennen.

Nicht alle Strände in 10 Fuß ü.d.M. sind jedoch postglazial. Nach E. D. GILL (1956) muß ein Strand in dieser Höhe bei Two Mile Bay, westl. Port Campbell, Victoria, älter sein. Nach der C<sup>14</sup>-Bestimmung („älter als 30 000 Jahre“) gehört dieser Strand noch in die Letzte Interglazialzeit.

Wenn in einem tektonisch nicht gestörten Gebiet, wie es z. B. in Amerika die Ostküste der Vereinigten Staaten oder in Australien die Westküste und weite andere Küstenbereiche sind, eine marine Terrasse in 7-8 m (25 Fuß) ü.d.M. auftritt, dann handelt es sich um den Meeresstrand der späteren Letzten Interglazialzeit. Dieser ist auch auf der Südhalbkugel mit einer warmen Fauna verbunden, muß also auch hier interglazial sein. Es geht daraus hervor, daß die Eis- und Interglazialzeiten auf beiden Halbkugeln gleichzeitig gewesen sein müssen. Wäre für die interglazialen marinen Hochstände der Welt allein das Abschmelzen der großen nordhemisphärischen Inlandeise maßgebend, so müßten, wenn die Vereisungen auf den Halbkugeln alternierten, die marinen Hochstände auf der Südhalbkugel mit kalten, nicht mit warmen Faunen verknüpft sein.

Die 25-Fuß-Terrasse ist an einem großen Teil der Küsten Australiens (einschließlich Tasmaniens) entwickelt. Sie ist eine synchrone Fläche, die als Basis für weitere stratigraphische Verknüpfungen dienen kann.

## 2.

Wesentlich schwieriger liegen die Dinge bei den höheren und älteren marinen Stränden. Es gibt aber einzelne besonders stabile Gebiete der Erdoberfläche, in denen mehr oder weniger vollständige Terrassentreppen entwickelt sind. Hierzu gehören z. B. Teile der atlantischen Küsten Nordamerikas, Marokkos und Portugals, Teile des östlichen Mittelmeerraumes usw., besonders aber ein in seiner Art wohl einzigartiges Gebiet im Südosten von Süd-Australien. Hier sind in einem bis 100 km breiten Streifen hinter der Küste zahlreiche Ketten verfestigter Dünen entwickelt, die mehr oder weniger der heutigen Küste parallel laufen (vgl. Abb. 1). Die im südlichen und mittleren Teil vorwiegend aus kalkigen Bildungen (zerriebenen Molluskenschalen u. dgl.) bestehenden Dünen sind meist zu einem festen Äolianit geworden, wie er auch im Mittelmeergebiet vielfach auftritt. Die Verfestigung geschieht in feuchteren Zeiten durch absteigende Sickerwässer, die oben Kalk auflösen und ihn weiter unten wieder ablagern. In trockenen Zeiten ist aber auch die entgegengesetzte Wasserbewegung vorhanden, die den Kalk oben zu einer festen Kruste absetzt; es entstehen die sog. Kunkarbildungen. Im Großen gesehen, ist die Entstehung der Äolianite in den feuchteren Zeiten (Pluvialen) vor sich gegangen. Die Entstehung der Kunkar-Krusten muß aber in den trockenen Zeiten, d. h. in den wärmsten Zeiten der Interglaziale, erfolgt sein. Die bei der Verwitterung der Äolianite an der Oberfläche zurückbleibenden Quarzsande sind später vielfach weiter verweht worden. Die Dünenketten erreichen relative Höhe von 30 m.

Die östlichste dieser verfestigten Dünenketten ist die East Narracoorte Range, deren Basis im Süden des Gebietes bei ca. 75-78 m ü.d.M. liegt. Nicht weit westlich davon ist die West Narracoorte Range mit einer nur wenig niedrigeren Basis vorhanden. Weiter nach Norden verschmelzen beide Rücken. Nach P. HOSSFELD (1950) liegt noch weiter im Norden die West Narracoorte Range östlich der East Narracoorte Range (entsprechend einer späteren, nach N zunehmenden Senkung dieses Gebietes — siehe unten!). Nach N. B. TINDALE (freundliche mündliche Mitteilung) dagegen sind beide auch im Norden weiter östlich in derselben Höhenlage und in derselben räumlichen Anordnung wie im Süden vorhanden. Nach Westen hin folgt ein ganzes System jüngerer



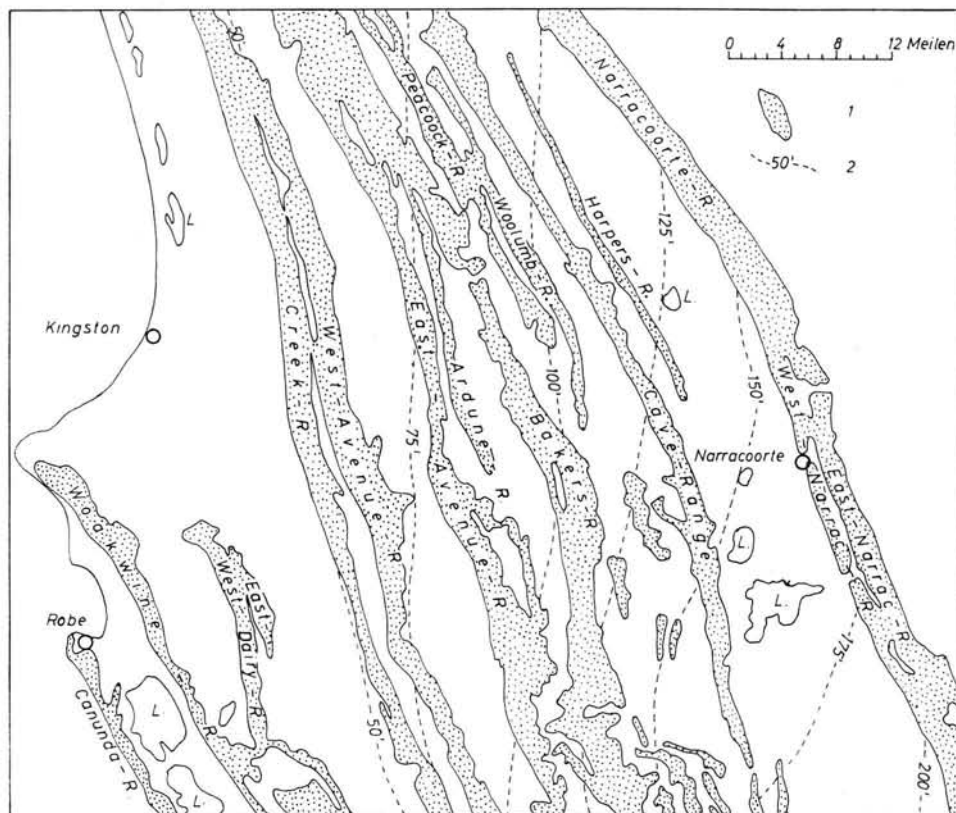


Abb. 1. Fossile Dünenketten (1) im Südostteil von Süd-Australien (nach P. HOSSFELD 1950).  
2 = Höhenkurven in Fuß; L = Binnenseen.

Dünenketten mit jeweils tieferer Basis. Die wichtigsten sind (von Osten nach Westen; vgl. Abb. 1) die Cave Range auf einer zwischen 49 und 62 m liegenden Basis, die Peacock-, Bakers- und East Avenue Range (Basis 45-32 m), die West Avenue Range (Basis 28-22 m), die Reedy Creek Range (Basis 15-19 m), und schließlich die Woakwine Range (Basis 7,5-9 m).

Daß es sich hier um alte marine Strände handelt, geht einwandfrei daraus hervor, daß sich in fast allen Niveaus marine Mollusken gefunden haben (die höchsten nach CROCKER & COTTON 1946 in ca. 70 m ü.d.M.). So liegt hier offenbar eine Küste vor, an der ziemlich alle interglazialen Hochstände des Pleistozäns registriert worden sind.

In bezug auf die Alterseinstufung dieser Terrassentreppe gehen die Ansichten allerdings erheblich auseinander. R. C. SPRIGG (1952) glaubt eine völlige Übereinstimmung mit der MILANKOVITCH-Kurve zu erkennen. Sämtliche Gipfel der Kurve, ob sie nun Interglaziale oder Interstadiale repräsentieren, treten nach SPRIGG's Ansicht als Strände in Erscheinung. Aber diese Übereinstimmung ist zu schön, um wahr zu sein.

Nach P. S. HOSSFELD (1950) sind fünf Gruppen von Stränden zu unterscheiden, jedesmal ein Hochstand, dem mehrere Halte beim jeweiligen Absinken des Meeresspiegels folgten.

Dieser Gedanke, daß in einer Interglazialzeit (bzw. in den Übergangszeiten zu den Glazialen) mehrere Strände mit entsprechenden Dünenrücken gebildet worden sind, dürfte grundsätzlich richtig sein. Das Absinken des Meeresspiegels von seinem höchsten Stande

in einer Interglazialzeit wird im allgemeinen nicht gleichmäßig erfolgt sein, sondern war von Stillständen oder kurzen Wiederanstiegen unterbrochen. In solchen Fällen müssen sich tiefere Strände und Dünenketten entwickelt haben. Sie konnten bei weiterem Absinken des Meeresspiegels erhalten bleiben und im Verlauf der Glazialzeit verfestigt werden.

Auch das Wiederansteigen des Meeresspiegels wird in Stufen erfolgt sein, und es müssen sich dabei Dünen gebildet haben. Die Bedingungen für ihre Erhaltung waren aber weit weniger günstig als bei absteigendem Meeresspiegel. Denn den Dünen blieb zu wenig Zeit zur Verfestigung, ehe der weiter ansteigende Meeresspiegel sie der Brandung aussetzte und überflutete.

So wird jede Zeit absteigenden Meeresspiegels (vom Höhepunkt eines Interglazials bis zum Minimum eines Glazials) eine ganze Treppe von Stränden und Dünenketten hinterlassen. Es können dabei die tieferen Strände einer früheren Interglazialzeit überlagert werden von solchen einer jüngeren, wie dies HOSSFELD angenommen hat. So bedarf es eingehender Untersuchungen über die Altersfolge der Strände. Es braucht nicht unbedingt ein tieferer Strand immer der jüngere zu sein. Er kann auch aus der vorhergehenden Zeit absteigenden Meeresspiegels stammen.

Wenn wir uns vergegenwärtigen, daß die ältesten marinen Strände des Pleistozäns mindestens bis 100 m (Sizil) heraufgehen, daß andererseits der Meeresspiegel der letzten Glazialzeit bei  $-100$  m stand, dann können wir damit rechnen, daß die ganze Zone zwischen  $+100$  m und  $-100$  m mit zahlreichen alten Stränden und Dünenketten besetzt ist, die sehr verschiedenen Alters sein können. Es steht nur soviel fest, daß die höchsten die ältesten, die tiefsten (mit einiger Wahrscheinlichkeit) die jüngsten sind. Für die dazwischenliegenden Strände aber bedarf es ganz genauer Untersuchungen über ihr Alter.

Die von HOSSFELD (1950) vorgenommene Gruppierung, die, wie hervorgehoben wurde, theoretisch durchaus möglich wäre, stimmt allerdings mit unseren bisherigen Vorstellungen über die Höhe der alten Strände in den verschiedenen Interglazialzeiten nicht überein. So liegt es näher, vorläufig — bis neue Untersuchungen vorliegen — eine Gruppierung vorzunehmen, wie sie N. B. TINDALE (1947) ausgeführt hat. Wir folgen ihr mit wenigen Ausnahmen in Tab. 1. Die Woakwine-Range — offenbar mit mehreren Phasen — dürfte aber mit größerer Wahrscheinlichkeit in die Letzte Interglazialzeit zu stellen sein, nicht in Interstadiale der Letzten Eiszeit, in denen wir nach allen Beobachtungen in anderen Ge-

Tab. 1. Alterseinstufung der alten Strände in Süd-Australien

	Name	Ungefähre Höhenlage	Mutmaßl. europ. Äquivalent
W ü r m - K a l t z e i t			
Riss/Würm- Warmzeit	{ Canunda	7,5— 9 m	Monastir II
	{ Woakwine		
	{ Reedy Creek	19,5 m	
R i s s - K a l t z e i t			
Mindel/Riss- Warmzeit	{ West Avenue	22—28 m	Tyrrhen II
	{ East Avenue	32—45 m	Tyrrhen I
	{ Peacock, Bakers		
M i n d e l - K a l t z e i t			
Günz/Mindel- Warmzeit	{ Cave	49—62 m	Milazzo
	{ Harpers		
G ü n z - K a l t z e i t			
Donau/Günz- Warmzeit	{ West Narracoorte	70—80 m	Sizil
	{ East Narracoorte		
D o n a u - K a l t z e i t			

bieten keinen so hohen Meeresspiegel hatten wie in den Interglazialen. Wir können also damit rechnen, daß wir in diesem Gebiet das Sizil mit 75-80 m ü.d.M., das Milazzo mit 49-62 m, das Tyrren mit Stränden von 45 - ca. 33 m und 22 m, schließlich das Monastir I mit 19-20 m und das Monastir II mit 7,5-9 m haben. Diese Gliederung stimmt im wesentlichen mit der in anderen Gebieten überein.

Wie besonders von P. HOSSFELD (1950) und von R. SPRIGG (1952) immer wieder hervorgehoben worden ist, sinkt die Basis der Dünenketten nach Norden hin langsam ein. Zugleich konvergieren die Ketten etwas nach Norden. Das wird in Zusammenhang gebracht mit einem allmählichen langsamen Einkippen des Gebietes nach Norden hin. Die Absenkung ist so am stärksten bei den ältesten Ketten und nimmt zu den jüngeren hin ab.

### 3.

Auch in Tasmanien ist eine größere Anzahl von interglazialen Stränden vorhanden. A. B. EDWARDS (1941) gibt von der Nordwestküste Tasmaniens solche in 100-150 Fuß (30-45 m; Tyrren ?), in 40-60 Fuß (13-18 m; Monastir I?) und in 10-15 Fuß an. Das 60 Fuß-Niveau ("Cambridge Stage" von LEWIS 1945) findet sich auch in Südost-Tasmanien. In weiter Verbreitung tritt dort auch das Monastir II (in ca. 25 Fuß = 7,5 m) auf, hier als „Ralph Bay Stage“ bezeichnet und schon von Charles DARWIN beobachtet.

An der Nordwestküste von Tasmanien ist nach GILL & BANKS (1956) westlich Smithton eine alte Strandfläche in 60-70 Fuß (18-21 m) Höhe entwickelt, die marinen Sand über alten Schichten (z. T. Präkambrium) zeigt. Der obere Teil des Sandes ist zu küstenparallelen Rücken aufgeweht. In den dazwischenliegenden Senken hat sich ein Torf entwickelt, der allmählich die ganze Oberfläche überdeckt hat. In seinen tieferen Partien sind ausgestorbene Riesenformen von Beuteltieren gefunden worden (*Nototherium*, *Palorchestes*, *Phascolonus* usw.). Von dem Torf und einer eingelagerten Mergelschicht liegen zwei C<sup>14</sup>-Bestimmungen vor, die beide ein Alter von „mehr als 37 760 Jahren“ ergaben. Die Strandfläche kann also nicht jünger sein als die Letzte Interglazialzeit („Monastir I“ ?).

### 4.

Australien bietet als ein verhältnismäßig stabiles Gebiet der Erdkruste gute Möglichkeiten zum Studium der interglazialen Meereshochstände. Hier wie in den anderen stabilen Gebieten (Ostküste der Vereinigten Staaten usw.) muß die Höhenlage und Ausbildung der alten Strände studiert werden. Dann erst kann versucht werden, diesen Dingen in den anderen, weniger stabilen Gebieten nachzugehen. Eine einfache Vergleichung der Höhenlagen kann zu schweren Irrtümern führen. Zunächst muß in allen Gebieten versucht werden, das Alter einer früheren Strandfläche mit anderen Mitteln stratigraphisch zu bestimmen. Dann erst kann eine Verknüpfung mit anderen Gebieten vorgenommen werden. Ist aber eine einwandfreie Parallelisierung möglich, dann kann die alte Strandfläche als Basis für weitere stratigraphische Verknüpfungen dienen. Sie kann weiter eine Bezugsfläche bilden für die Ableitung tektonischer oder isostatischer Bewegungen, wie ich dies für das Rheindelta (1952) und das Mississippi-Delta (1960) versucht habe.

### Schriften - Nachweis

- CROCKER, R. L., & COTTON, B. C.: Some raised beaches of the Lower South East of South Australia and their significance. - *Trans roy. Soc. South Australia* 70, 64-82, Adelaide 1946.
- EDWARDS, A. B.: The north-west coast of Tasmania. - *Proc. roy. Soc. Victoria* 53 (n. s.), 233-267, Melbourne 1941.
- FAIRBRIDGE, Rh. W.: Quaternary eustatic data for Western Australia and adjacent States. - *Proc. Pan Indian Ocean Congr., Sect. S.*, 64-84, Perth 1954.
- GIGOUT, M.: Définition d'un étage Ouljien. - *C. R. Acad. Sci.* 229, 551-552, Paris 1949.
- GILL, E. D.: Radiocarbon Dating of Late Quaternary Shorelines in Australia. - *Quaternaria* 3, 133-138, Rom 1956.

- GILL, E. D., & BANKS, M. R.: Cainozoic History of Mowbray Swamp and Other Areas of North-Western Tasmania. - Records Queen Victoria Museum, Launceston, N.S. 6, 1-42, Launceston (Tasmania) 1956.
- HOSSELD, P. S.: The late Cainozoic history of the South-East of South Australia. - Trans. roy. Soc. South Austr. 73, 232-279, Adelaide 1950.
- LEWIS, A. N.: Pleistocene glaciation in Tasmania. - Pap. Proc. roy. Soc. Tasmania for 1944, 41-56, Hobart 1945.
- SPRIGG, R. C.: Stranded Pleistocene sea beaches of South Australia and aspects of the theories of MILANKOWITCH and ZEUNER. - Rep. Intern. Geol. Congr., 18. Sess. Great Britain 1948, Part XIII, 226-237, London 1952.
- TINDALE, N. B.: Subdivision of Pleistocene Time in South Australia. - Rec. South Austral. Mus. 8, 619-652, Adelaide 1947.
- WOLDSTEDT, Paul: Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa usw. - Eiszeitalter und Gegenwart 2, 5-12, Öhringen 1952 - - Mississippi und Rhein. - Ebendort 11, 31-38, 1960.
- ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. - 2. ed. London 1959.

Manusk. eingeg. 17. 6. 61

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn a. Rh., Argelanderstr. 118.

## Contribution à la connaissance de *Alces palmatus* HAM. SMITH dans le Quaternaire de la Roumanie

Par NEC. MACAROVICI, Iași (Roumanie)

Avec 2 planches et 1 figure

Résumé. *Alces palmatus* HAM. SMITH était connu dans le Quaternaire de la Roumanie seulement par la figuration de quelques bois trouvés dispersés, par différents auteurs, sans pouvoir dire quelque chose de précis sur leur position stratigraphique.

Par l'étude faite par l'auteur de cet article de 8 bois, attribués à cette espèce (pour quelques uns de ces bois on sait précisément le lieu où ils furent trouvés), on peut déterminer les caractères spécifiques de ces bois, qui diffèrent par leur aspect des bois de *Alces alces* L. et des autres espèces de *Alces* connus dans le Pléistocène de l'Europe.

Du matériel étudié, il résulte que *Alces palmatus* HAM. SMITH apparaît très probablement, dans les Pléistocènes de la Roumanie, vers la fin du Würmien et a vécu jusqu'à la moitié du Néolithique. Nous pouvons affirmer plus sûrement que ce mammifère a vécu depuis le Solutrén et jusqu'au Coucouteien (le Néolithique moyen) de la Roumanie.

Il faut remarquer que dans la littérature paléontologique roumaine il y a peu de descriptions de l'élan fossil. La plus ancienne description est celle faite par Sabba STEFANESCO (18, 19) sur un bois attribué à *Alces palmatus* HAM. SMITH qui a été trouvé dans les alluvions d'un ruisseau de Puturosu (Dîmbovița).

Romulus SEVASTOS (17) dit qu'en 1901 il y avait dans le petit musée de Mălini (Fălțiceni) un bois de *Cervus alces* L., trouvé sur le territoire de cette commune (Fig. 1).

Des bois attribués à *Alces palmatus* HAM. SMITH sont cités par M. PAUCA (12) des dépôts pleistocènes de la Campagne Roumaine. On cite des ramures de *Alces palmatus* Gray du Quaternaire de Ormeniș et du Săsescu Nou (Mediaș) de la Transylvanie (1).

Puis on présente de Boucovine un bois d'élan (*Cervus alces* L.) par Eug. BOTEZATU (3) trouvée dans les alluvions du Séreth, près de la ville Séreth.

De même, Emilian SIHLEANU (15) cite un bois de *Alces palmatus* HAM. SMITH trouvé dans une tourbière près de Dorna Căndreni et il figure également un bois, attribué à la même espèce, trouvé à Gura Putilei de la Boucovine du Nord.

Même de ce nombre restreint de citations que nous avons dans notre littérature, il résulte d'après les figures des ramures qu'on nous présente qu'il est question d'une seule espèce d'élan, que nous attribuons à *Alces palmatus* HAM. SMITH. La différence entre les figures donnés par les auteurs, ne provient que de bois issus d'individus d'âge différent.

En ce qui concerne la Moldavie, proprement dite, on ne connaît pas jusqu'à présent, dans la littérature, aucune description de bois ou des pièces de squelette qui soit attribuées à l'élan. Mais recherchant, dans le courant de l'année 1956, les collections des différents musées de cette province, nous avons trouvé dans les collections des musées de Jassy, Bîrlad, Fălțiceni et Dorohoi, huit exemplaires de ramures qui peuvent être attribuées à l'espèce *Alces palmatus* HAM. SMITH (= *Alces fossilis* Hermann v. MEYER = *Alces fossilis* (H. v. MEYER) Marie PAVLOV).

Par exemple au musée de Fălțiceni on conserve un bois gauche (Pl. I, fig. 1) qui a été trouvé en 1914 dans la Vallée Arinului, affluente de Bistrița et qui passe par le village Gura Negrii (à l'Est de Vatra Dornii). Ce bois a, très bien conservées, autent la palme antérieure (qui a 2 andouillers) que celle postérieure (avec 3 andouillers) et provient probablement d'un individu de 4-5 ans. Il a un longueur de 48 cm et 15 cm de circonférence au dessus de la rosette.

Au musée de Dorohoi on trouve 2 bois qui proviennent de 2 individus, d'un âge probable de 4-5 ans. Le premier de ceux-ci (Pl. I, fig. 2) a la palme antérieure avec



3 andouillers et celle postérieure avec le même nombre de andouillers. La longueur maximale de ce bois, entre la rosette et le dernier andouiller de la palme postérieure, a 59 cm et la circonférence du bois, au dessus de la rosette, est de 20 cm.

Le deuxième bois (pl. I, fig. 3) est incomplet, ayant la palme postérieure cassée, mais qui a eu probablement 3 andouillers, alors que la palme antérieure n-a que 2 andouillers. Les dimensions de ce bois sont légèrement plus petits que celle du premier. Ces bois furent trouvés dans la tourbière de Dersca-Lozna (Dorohoi), en 1955, a la limite entre la couche inférieure de tourbe et celle supérieure (7), en même temps que 3 bois de *Cervus elaphus* L.

Dans le Musée d'Histoire de la Moldavie, du Palais de la Culture de Jassy, il y a également un bois droit trouvé aussi dans la tourbière de Dersca-Lozna (Dorohoi) en même temps que les deux autres bois décrits plus haut. Il a la palme antérieure (pl. II, fig. 5) avec 2 andouillers et celle postérieure a conservé seulement 2 andouillers, des 4 qu'il paraît avoir eu en total. Il provient probablement d'un individu adult de 6—7 ans. Dimensions:

Longueur maximale, au niveau de l'andouiller long	44 cm.
La largeur maximale de la grande palme	19 cm.
La largeur maximale de la petite palme	7 cm.
La circonférence au dessus de la rosette	18 cm.
Longueur de la branche sous la petite palme	22 cm.

Dans la collection du Laboratoire de Morphologie de l'Université de Jassy, on conserve aussi le fragment d'un bois droit (pl. II, fig. 6) issu d'un individu de 2—3 ans (9), qui a été trouvé dans les fouilles archéologiques de Andrieșeni, en 1956, dans le Coucou-tien (Néolithique). Ce fragment nous intéresse en tant que date.

Un autre exemplaire, appartenant à un individu de 3—4 ans, se trouve dans la collection du Musée d'Histoire Naturelle de Jassy. Il fut trouvé dans les alluvions du Bîrlad, à Băcești, dans une fouille profonde de 2 mètres, à la Circonscription Sylvique de Băcești, en 1955.

C'est un bois droit et il a conservé seulement la palme postérieure (pl. II, fig. 7), qui est avec 2 andouillers, mais celle antérieure est cassée.

D'après sa largeur celle-ci aussi paraît avoir eu également 2 andouillers. La rosette n'est pas conservée. La longueur de la palme, au niveau du long andouiller, est de 27 cm et la circonférence du bois audessus de la rosette est de 14 cm. L'aspect de ce bois s'approche beaucoup de l'exemplaire de la fig. 1, pl. III, décrit sous le nom de *Alces fossilis* H. v. MEYER, par Marie PAVLOV (11).

Dans la collection du Musée d'Histoire Naturelle de Jassy il y a encore un bois gauche d'élan, provenant d'un individu de 7—8 ans, mais incomplet et détérioré par la taille avec le couteau (pl. I, fig. 4). Il porte la mention écrite à l'encre, qu'il fut trouvé dans les Monts Călimani en 1860, et donné au Musée en 1865 (par l'intermédiaire de Gr. Cobălcesco). Sa longueur maximale est de 57 cm. La largeur de la petite palme est de 10 cm et celle de la grande est de 18 cm. La grande palme paraît avoir eu 5 andouillers et la petite palme seulement 2 andouillers.

Et enfin un bois gauche d'élan, provenant d'un individu adulte de 6—7 ans, il est conservé au Musée de Bîrlad (pl. II, fig. 8). Il fut trouvé, en 1955, dans les alluvions du ruisseau Gîrbovătz, affluent gauche du Bîrlad, au nord de Tecuci. Ce bois a très bien conservée la palme postérieure qui a 4 andouillers. La palme antérieure est cassée et d'après sa largeur il paraît avoir eu 2 andouillers. Dimensions:

La longueur maximale du bois	58 cm.
La largeur maximale de la palme antérieure	24 cm.
La largeur maximale de la palme postérieure	10 cm.
La circonférence audessus de la rosette	16 cm.

On connaît encore un crâne<sup>1)</sup> d'élan (attribué à *Alces alces* L.) qui provient de la grotte Seşuri (Scărişoara) des Monts Apuseni, trouvé près des os de *Bison priscus* Boj. Ce crâne a la série de molaires à peu près complète et il appartient à un individu très jeune, auquel il commençait à peine à lui pousser les cornes.

Quelques uns des bois, décrits plus haut, d'après leur aspect général se rapprochent beaucoup du bois figuré par Eugen BOTEZAT (3, fig. 2), qui a été trouvé dans les alluvions du Séreth et attribué à *Cervus alces* L., comme de ceux figurés par Emilian SIHLEANU (15, 16) qui furent trouvés à Putila (15, fig. 3) et à Cormani (16, fig. 5) attribués à *Alces palmatus* HAM. SMITH.

La différence d'entre notre matériel et le bois décrit par Sabba STEFANESCU (19, fig. 2) qui a 6 andouillers à la grande palme et 3 andouillers à la petite, provient du fait que l'exemplaire présenté par cet auteur est probablement issu d'un individu complètement adulte, plus de 7—8 ans. Cette variation des bois d'élan, suivant l'âge des individus, est déjà connue des anciens auteurs. Par exemple G. CUVIER décrit ce fait en présentant une planche de cette variabilité (4, vol. VI, pg. 132—138, pl. 165).

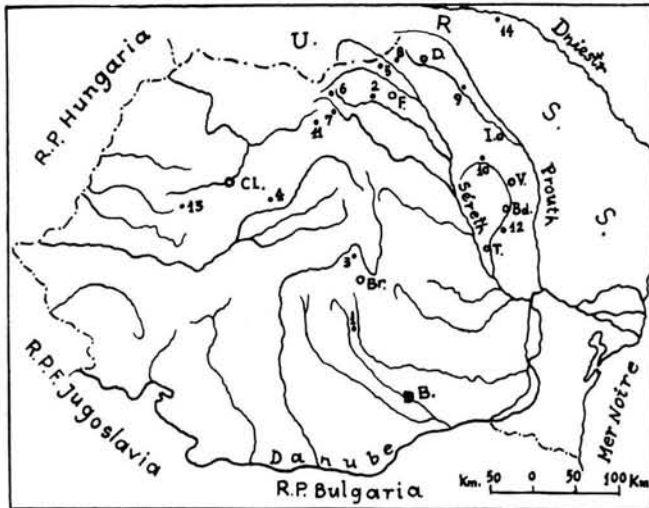


Fig. 1. Les localités mentionnées dans le texte. Cl. Cluj; I. Iaşi; D. Dorohoi; F. Fălticeni; V. Vaslui; Bd. Bîrlad; T. Tecuci; Br. Braşov; B. Bucureşti.

1. Puturosu (Sultanu); 2. Mălini; 3. Ormeniş; 4. Săsescu Nou (Mediaş); 5. Siret; 6. Dorna Candreni; 7. Valea Arinului; 8. Dersca-Lozna; 9. Andrieşeni; 10. Băceşti; 11. Monts Călimani; 12. Gîrbovăţ; 13. Scărişoara; 14. Cormani.

Pour la Roumanie, *Alces palmatus* HAM. SMITH comme âge paraît être plus récent que le Würmien moyen. Probablement qu'il a fait son apparition même vers poste-glaciaire, parceque dans la tourbière de Lozna (Dorohoi) les bois décrits par nous, furent trouvés au dessus de la couche de tourbe formée par les hypnacées (7).

Egalement, tout au moins pour la Moldavie, cette espèce n'est pas connue dans les terrasses inférieures de l'âge würmien, comme c'est le cas de la terrasse inférieure du Vasluetz, de Hulubăţ-Vaslui ou de la terrasse inférieure du Bîrlad, de Rateş-Tecuci, ou sur d'autres terrasses plus anciennes.

Comme date certaine, pour l'extrême nord de la Roumanie, nous avons figuré, par E. SIHLEANU, un bois incomplet provenant de cette espèce du Solutrée de Cormani (16), mais N. MOROSAN (8) ne cite pas d'élan des stations paléolithiques sur le Prouth. Étant

<sup>1)</sup> Il appartient à la collection scientifique de l'Institut de Spéologie "Emil Racovitza", Bucarest.

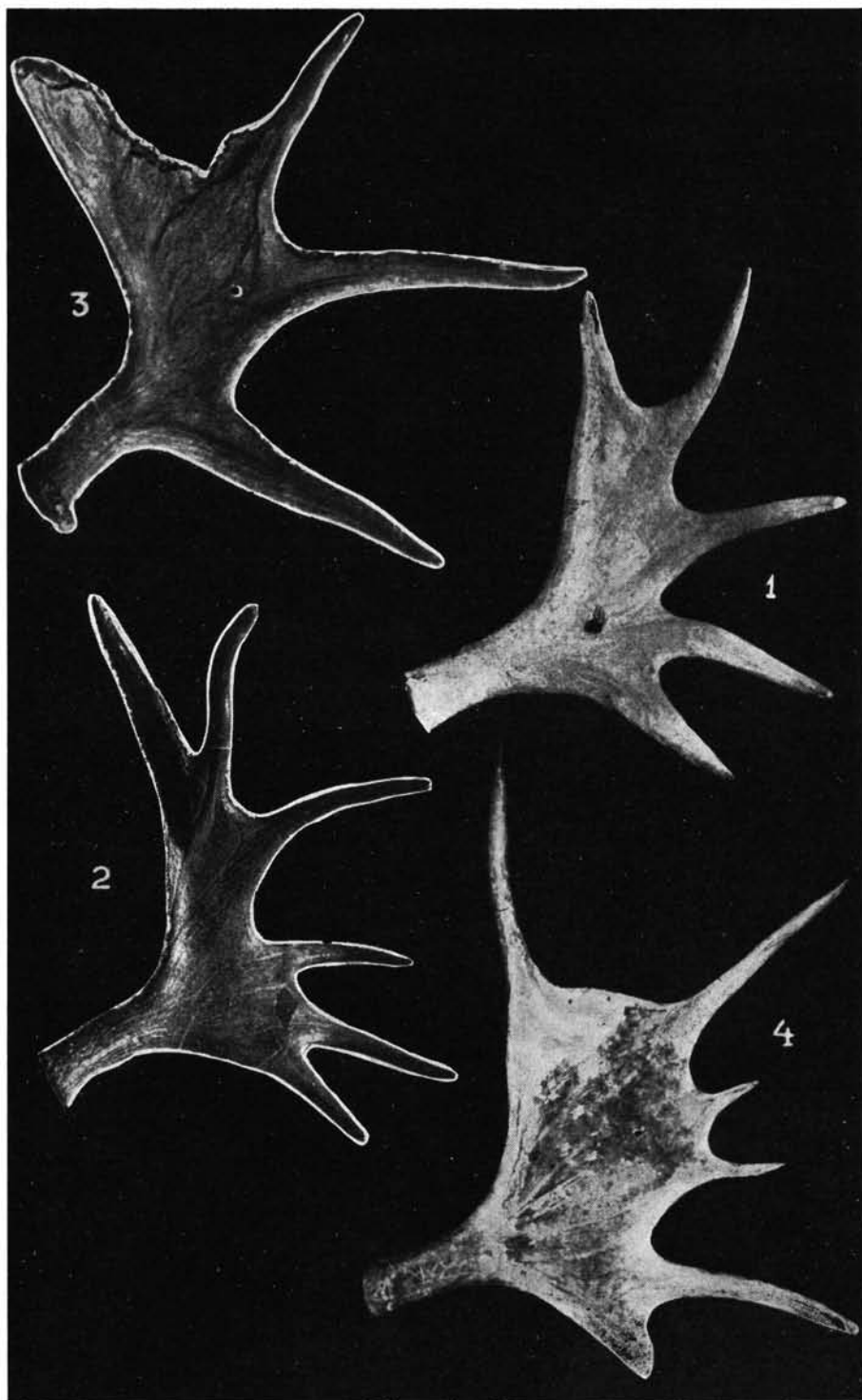


Planche I.

donné le fait qu'il fut trouvé dans les fouilles archéologiques de Andrieșeni (dans le Coucoudenien) nous pouvons presque sûrement admettre que *Alces palmatus* HAM. SMITH, a vécu en Moldavie entre le Solutréen et Coucoudenien (Néolithique), donc du Paléolithique supérieur et jusqu'au milieu de Néolithique.

En ce qui concerne l'âge stratigraphique de cette espèce nous ne pouvons rien dire jusqu'à présent, d'après la littérature, ni sur les dépôts pleistocènes de la Campagne Roumaine.

Sabba STEFANESCU (19) affirme que l'élan aurait vécu en Hongrie jusqu'au XVII<sup>e</sup> siècle, et en Galicie jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle. Dimitri CANTEMIR (dans la "Descriptio Moldaviae") ne mentionne rien sur l'élan pour cette province de la Roumanie. Quelques toponymies de la Moldavie, comme par exemple "Valea Elanului" ont probablement une autre origine que celle de ce mammifère.

En fait l'élan *Alces alces* L.) fut présent en Hongrie en Pléistocène, mais il avait déjà disparu en Néolithique, comme nous dit S. BÖKÖNYI (2). D'après l'avis du même auteur il a persisté en Transylvanie jusqu'au XVII<sup>e</sup> siècle.

L'élan d'après Pidopliciko (2), était très fréquent dans les stations préhistoriques et historiques de l'Ukraine, où il a persisté jusqu'au XII-XIII<sup>e</sup> siècle. En Europe occidentale, il ressort d'après les recherches de différents auteurs (2), que l'élan était présent dans les stations préhistoriques de la Suisse jusqu'au commencement de l'époque des métaux, étant fréquent dans les habitations palustres. De même il était fréquent dans les habitations palustres du nord de l'Allemagne (2). Mais en Angleterre il paraît avoir persisté jusqu'au temps des Romains.

Si nous faisons la comparaison de notre matériel que nous attribuons à *Alces palmatus* HAM. SMITH avec celui que nous présente LYDEKKER (5) et d'autres auteurs (11, 14) pour *Alces machlis* LYD. = *Alces alces* L. (l'élan actuel des régions septentrionales de l'Europe), nous trouverons qu'à ce dernier les bois même chez les individus relativement jeunes, ont la palme postérieure avec 5—6 andouillers, et celle antérieure avec 3—4 andouillers. Alors que l'*Alces palmatus* HAM. SMITH seulement aux individus de l'âge mûr on rencontre un nombre plus grand d'andouillers, pour cela on peut admettre que c'est une espèce distincte de la première, mais les auteurs en général confondent ces deux espèces entre elles.

En réalité, à cause de la variabilité assez grande des bois d'après l'âge des individus, les palmures ne sont pas un critérium sans erreur pour la différence des espèces d'élan qui ont vécu pendant le Pléistocène de l'Europe. De là, le grand nombre de synonymies.

#### Planche I

- Fig. 1. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois gauche. Valea Arinului (Gura Negrii). La collection du Muséum de Fălticeni ( $\frac{1}{5}$  gr. nat.).  
 Fig. 2. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois gauche. La tourbière Dersca-Lozna (Dorohoi). La collection du Muséum de Dorohoi ( $\frac{1}{8}$  gr. nat.).  
 Fig. 3. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois gauche. La tourbière Dersca-Lozna (Dorohoi). La collection du Muséum de Dorohoi ( $\frac{1}{7}$  gr. nat.).  
 Fig. 4. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois gauche. (Il manque un andouiller à la grande palme). Trouvé dans Monts Călimani (en 1860). La collection du Muséum d'Histoire Naturelle de Jassy ( $\frac{1}{4}$  gr. nat.).

#### Planche II

- Fig. 5. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois droit. La tourbière Dersca-Lozna (Dorohoi). La collection du Muséum d'Histoire de la Moldavie, Jassy ( $\frac{1}{5}$  gr. nat.).  
 Fig. 6. *Alces palmatus* HAM. SMITH, fragment de bois droit. Andrieșeni (Jassy), en Coucoudenien. La collect. du Lab. de Morphologie, Université de Jassy ( $\frac{1}{3}$  gr. nat.).  
 Fig. 7. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois droit. Les alluvions du Bîrlad à Băcești (Roman). La coll. du Muséum d'Histoire Naturelle de Jassy ( $\frac{1}{4}$  gr. nat.).  
 Fig. 8. *Alces palmatus* HAM. SMITH, bois gauche. Les alluvions du ruisseau Gîrbovăț (Tecuci). La coll. du Muséum Régional de Bîrlad ( $\frac{1}{5}$  gr. nat.).

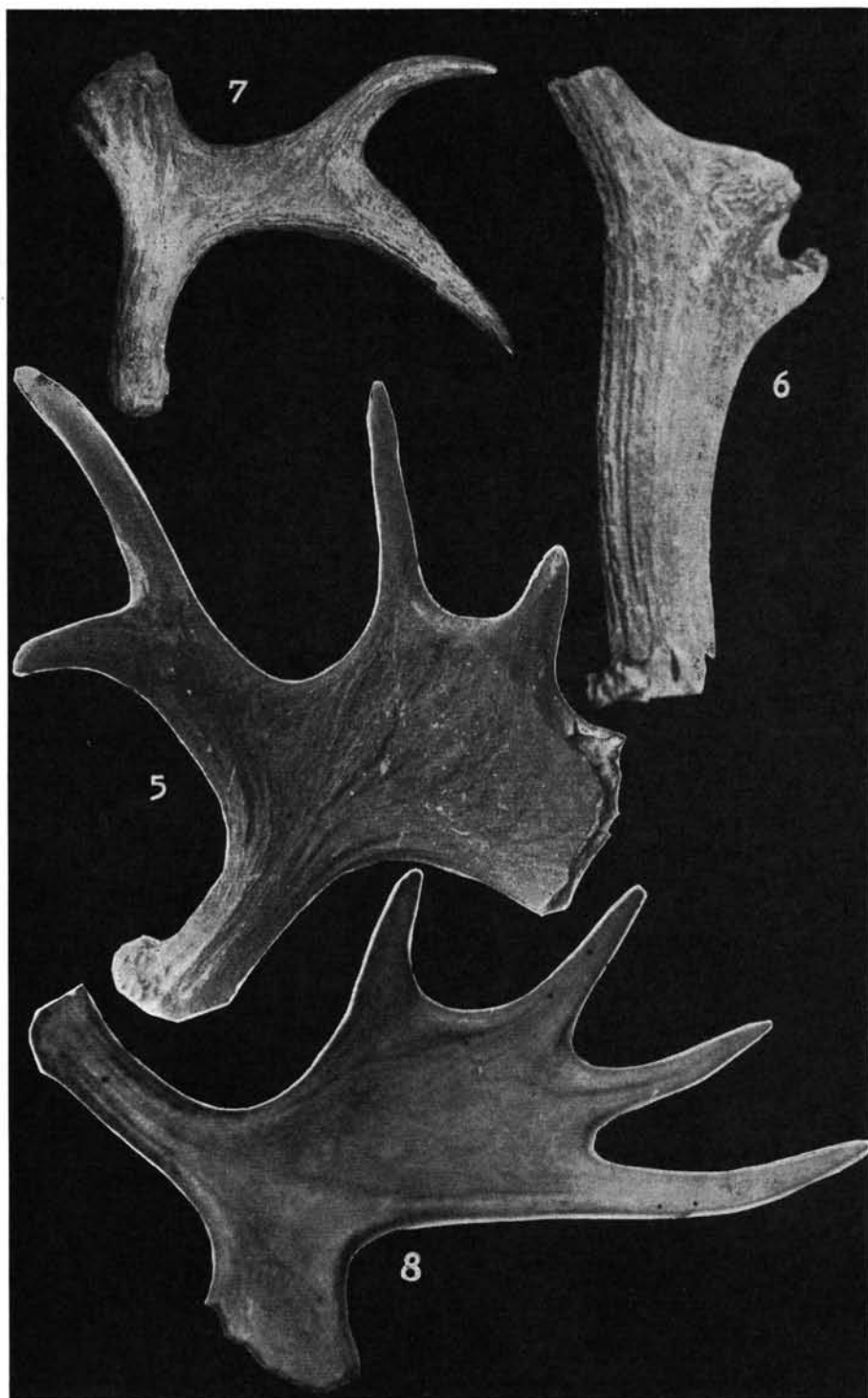


Planche II.



donnés par différents auteurs, pour ces espèces. Il paraît quand même, que à côté de notre espèces il y a encore quelques espèces pléistocènes européennes, qu'on ne peut pas confondre (d'après la forme des bois) entre elles, comme sont: *Alces latifrons* DAWKINS (6), *Alces savinus* FISCHER (5, 11), *Alces scotti* LYDEKKEK et *Alces machlis* (OGILBY) NEWT. (= *Cervus (Alces) alces* L.). Cette dernière espèce comme nous montre Ed. T. NEWTON (10) paraît être la seule qui, a apparu dans le Pléistocène, a survécu jusqu'à nos jours. Aujourd'hui cette espèce (*Alces alces* L.) est représentée, comme nous le montre R. L. PETERSON (13) par 7 variétés, cantonnées seulement dans l'hémisphère nordique. De celles-ci, 3 variétés sont rependues au nord de l'Eurasie et 4 dans l'Amérique du Nord. L'apperture nasale et la largeur du premaxillaire et du maxillaire sont utilisés pour distinguer ces variétés entre elles.

### Bibliographie

1. BARBU Z. ION: Catalogul Vertebratelor fosile din România. - Acad. Roum., Mém. Sect. Sc. sér. 3, t. VII, Buc. 1930.
2. S. BÖKÖNYI, S.: Die frühalluviale Wirbeltierfauna Ungarns vom Neolithikum bis zur La Tène Zeit. - Acta Archaeologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus XI, fasc. 1-4, pg. 39-102, Budapest 1959.
3. BOTEZAT, Eug.: Studien zur Geologie und zur ausgestorbenen Groß-Säugetierfauna der Bukowina, Czernowitz 1912.
4. CUVIER, Georges: Recherches sur les ossements fossiles. 10 vol. texte, 2 vol. atlas, Paris 1836.
5. LYDEKKEK, R.: The Deer of all Lands. - London 1898.
6. KAHLKE, Hans Dietrich: Die Cervidenreste aus den altpleistozänen Ilmkiesen von Süßenborn bei Weimar. - T. I-III, Berlin 1956-58.
7. MACAROVICI, N.: Asupra formării zăcămintelor de turbă din raionul Dorohoi. - C. R. Comit. Géol., t. 40, 1952-53, Buc. 1956.
8. MOROSAN, N.: Le Pléistocène et le Paléolithique de la Roumanie du NE. An. Inst. Geol. al Rom., t. 19, Buc. 1938.
9. NECRASOV, O. et HAIMOVICI, S.: Espèces de mammifères éteints identifiés dans la faune néolithique de R.P.R. - Communication à la session jubilaire de Musée d'Histoire Naturelle de Jassy, à 4. II. 1959.
10. NEWTON, T. Ed.: The Elk (*Alces machlis* OGILBY) in the Thames Valley. - Quaterly Journal, t. 59, London 1903.
11. PAVLOW, Marie: Sélénodontes posttertiaires de la Russie. - Mém. de l'Acad. des Sciences de St. Pétersb., VIII-e sér., t. 20, St. Pétersb. 1906.
12. PAUCĂ, Mircea: Mamiferele pleistocene din Cîmpia Romîna. - Bul. Soc. St. Nat. din Rom., Nr. 8-1936, Buc. 1936.
13. PETERSON, L. Randolph: A review of the living representatives of the genus *Alces*. - Contrib. of the Ontario Museum of Zoology and Palaeontology Nr. 3, Toronto 1952.
14. RAMMNER, Walter: Brehms Tierleben - Die Säugetiere. Band 4, Leipzig 1956.
15. SĂHLEANU, Emilian: Mamiferele stinse din România. - Bul. Fac. Stiințe Cernăuți, t. 5, fasc. 2, Cernăuți 1932. - - 16. Fossile Säugetierreste aus dem älteren Solutréen von Cormani. - Bul. Fac. St. Cernăuți, t. 8, Cernăuți 1935.
17. SEVASTOS, Romulus: Sur la faune pléistocène de la Roumanie. - Bul. Soc. Géol. de France, 4. sér., t. 3, pg. 178-181, Paris 1903).
18. SIMIONESCU, Ion & BARBU, Virg.: Paleontologia Romîniei, Buc. 1943.
19. ȘTEFĂNESCU, Sabba: Existența în trecut a elanului în România. - "Indreptarea învățămîntului", an. I, nr. 3. Buc. 1909.

Manusk. eingeg. 6. 3. 1961.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Nec. Macarovici, Laboratoire de Géologie, Université "Al. J. Cuza" IAȘI (Roumanie).

## Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal

VON JIŘÍ KUKLA, VOJEN LOŽEK & JURAJ BÁRTA

Mit 7 Abbildungen, 1 Tafel und 1 Tabelle im Text

**Zusammenfassung.** - In der Ziegeleigrube von Mnešice bei Nové Mesto nad Váhom (Westslowakei) ist ein reich gegliedertes Lößprofil aufgeschlossen, das für die Stratigraphie der mitteleuropäischen Lößserien von grundsätzlicher Bedeutung ist. Es liegen hier zwei mächtige fossile Bodenkomplexe vor, deren Basisschichten hochinterglaziale Molluskenfaunen mit *Helicigona banatica* (Rssm.) führen. Im oberen Abschnitt des jüngeren Bodenkomplexes wurde das Szeletien und tiefer das Moustérien festgestellt. Der basale Lessivé und sein unmittelbares Liegendes mit *Banatica-Fauna* gehören dem letzten Interglazial an, während der obere Abschnitt auch Bodenbildungen des „W 1/2-Interstadials“ umfaßt. Ein Frühwürmlöß („W 1-Löß“) ist hier nicht vorhanden.

Im hangenden Lößpaket ist noch ein schwach ausgebildeter Bodenkomplex vorhanden, der das Gravettien enthält und dem Paudorfer Interstadial entspricht.

Der ältere, ebenfalls sehr mächtige Bodenkomplex ist durch zwei Lessivé-Böden gekennzeichnet. In seinen oberen Schichten wurde das Levalloisien, in den unteren das Clactonien nachgewiesen. Unter dem älteren Lessivé treten noch kalkhaltige Schichten mit verstreuten warmzeitlichen Mollusken auf.

Aus dem Vergleich mit klassischen Lößprofilen Böhmens und Mährens geht hervor, daß der untere große Bodenkomplex von Nové Mesto einer Warmzeit entspricht, die älter als das Eem-Interglazial, aber jünger als die der Elster-Vereisung unmittelbar nachfolgende Warmzeit ist. Es liegt hier offenbar das Ohe- bzw. Altriß/Jungriß-Interglazial oder ein jüngerer selbständiger Abschnitt der Holstein-Warmzeit vor. Dem Lößprofil von Nové Mesto ist eine Sonderstellung im Raum des Karpatenbeckens beizumessen, da es nicht nur fünf paläolithische Horizonte, sondern auch zwei paläontologisch belegte interglaziale Schichtpakete enthält.

**Abstract.** - In the brickyard at Mnešice near Nové Mesto on Váh (Western Slovakia) a differentiated loess profile was exposed which is of primary importance for the stratigraphy of loess series in Central Europe. In this profile two thick fossil soil complexes are to be seen, whose basal layers contain molluscan fauna of maximum interglacial with *Helicigona banatica* (Rssm.).

In the upper part of the younger soil complex Szeletian and in the lower layers Moustérien were established. The basal lessivé with the underlying beds yielding *Banatica*-fauna can be placed in the Last Interglacial, whereas the upper section comprises also soils of "W 1/2-Interstadial" age. The early Würmian loess is here not present. In the overlying loess a soil complex corresponding to the Paudorf Interstadial is weakly developed in which Gravettian was found.

The earlier soil complex of great thickness is characterized by two lessivé soils. In the upper layers Levalloisian, in the lower ones Clactonian has been ascertained. The earlier lessivé is underlain by calciferous beds with scattered warm molluscs.

From the comparison with classic loess profiles in Bohemia and Moravia it follows, that the lower thick soil complex in Nové Mesto on Váh corresponds to the Interglacial which precedes the Eemian Interglacial but is younger than the interglacial following immediately the "Elster" glaciation. It is evident that the "Ohe- or Altriss/Jungriß" Interglacial or a younger separate section of the "Holstein" Interglacial is here concerned. The loess profile at Nové Mesto occupies a special position in the area of the Carpathian Basin with regard to the fact that it contains not only five Palaeolithic horizons but also two successive interglacial complexes palaeontologically evidenced.

### Einleitung

Die Lößprofile beiderseits des Waagtals zwischen Trenčín und Hlohovec zogen die Aufmerksamkeit der Forscher in der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen auf sich, als hier eine ganze Reihe paläolithischer Rastplätze entdeckt worden war. Mit der Lößstratigraphie befaßte sich hier J. PETRBOK (1935, 1936), der aber über keine komplizierten Schichtenfolgen berichtet hat. Erste eingehender gegliederte Profile wurden von L. ZOTZ und W. VLK (1941) aus der Schlucht Hlboký járok bei Moravany und aus Banka beschrieben. Nach dem zweiten Weltkrieg wurden neue Untersuchungen von F. PROŠEK und

V. LOŽEK durchgeführt, die die Lößaufschlüsse von Banka, Moravany, Zamarovce und Ivanovce untersucht haben (AMBROŽ, LOŽEK & PROŠEK, 1952; PROŠEK & LOŽEK, 1954, 1953). Diese Autoren haben die roten Basisböden, die in Zamarovce durch eine hochinterglaziale Molluskenfauna belegt sind und in Banka paläolithische Artefakte enthalten, in das letzte Interglazial eingeordnet. Im hangenden Schichtpaket wurden fossile Böden des großen Interstadials W 1/2 und des schwachen Interstadials W 2/3 unterschieden. Diese Auffassung übernahm auch J. PELÍŠEK (1953). P. WOLDSTEDT (1958) führt das Profil von Zamarovce unter den klassischen Profilen dieses Gebietes an.

Im Jahre 1960 beschrieben V. LOŽEK und J. TYRÁČEK Profile in der Umgebung von Nové Mesto nad Váhom, und zwar in der Ziegelei von Mnešice und am Stellwerk Búdy. In der Ziegelei stellten sie an der Basis eines mächtigen fossilen Bodenkomplexes einen zusammenhängenden Horizont mit hochinterglazialer Fauna fest, die in das letzte Interglazial eingestuft wurde. In Anbetracht des Umstandes, daß im Liegenden dieser Interglazialschicht unter einem Lößpaket weitere fossile Böden auftreten (deren Basis während der damaligen Untersuchung noch nicht aufgeschlossen war), bezeichneten sie dieses Profil als stratigraphisch bedeutendsten Aufschluß des untersuchten Gebietes.

Im Laufe der Lehmgewinnung wurden in der Ziegelei von Mnešice auch ältere Schichten aufgeschlossen, so daß es möglich ist, das von LOŽEK und TYRÁČEK beschriebene Profil zu ergänzen und genauer zu deuten. Es ist auch gelungen, weitere paläontologische und archäologische Funde zu gewinnen, die für die Lösung der Lößstratigraphie im Waagtal von grundsätzlicher Bedeutung sind. Aus einer gleichzeitig von J. KUKLA durchgeführten Revision anderer Profile ging hervor, daß die stratigraphischen Verhältnisse nicht so einfach sind, wie in älteren Schriften angeführt wurde, und daß die fossilen Böden an der Basis dieser Profile wahrscheinlich um eine Warmzeit älter sind als bisher angenommen wurde.

Aus allen diesen Punkten ergibt sich die außerordentliche Bedeutung des Profils in der Ziegeleigrube von Mnešice. Dort treten zwei mächtige Bodenkomplexe mit paläontologisch belegten Interglazialhorizonten an der Basis auf, in denen die bisher vollkommenste Serie paläolithischer Artefakte verschiedenen Alters gewonnen wurde. Unsere Studie hat sich zum Ziel gesetzt, dieses Stützprofil zu beschreiben, seine Stratigraphie zu lösen und die Ergebnisse mit anderen Lößprofilen in der Umgebung zu vergleichen. Unser Aufsatz darf zwar nur als vorläufig angesehen werden, allerdings sind die Gesamtverhältnisse in Nové Mesto heute bereits insoweit klar, daß das besprochene Profil als zukünftiger Stratotypus des Waagtalgebietes betrachtet werden kann.

### Der Fundort und seine Umgebung

Das untersuchte Profil befindet sich in der westlichen Ziegeleigrube (Betrieb Nr. 2) am Nordrand des Dorfes Mnešice, einer Vorstadt von Nové Mesto nad Váhom. Mächtige Löss liegen hier am Fuß der Vorberge der Weißen Karpaten an der Ausmündung des Klanečnica-Tales in das breite Waagtal, das den nördlichsten Ausläufer des Donau-Tieflandes bildet. Die Anhöhe „Na prepadliskách“ (275 m) nördlich der Ziegelei ist von hellfarbenen Triaskalken aufgebaut, denen z. T. kalkhaltige Konglomerate, Sande und Mergel des Neogens aufliegen. Ein Ausbiß der Kalksteine liegt etwa 100 m westlich der Lehmgrube.

Außer den Lössen gibt es in der Umgebung keine erwähnenswerten Quartärlagerungen, abgesehen von stellenweise auftretenden Hangbildungen und von den Schottern der Waag-Aue. Im benachbarten Abschnitt des Waagtales liegen weder Terrassen in ursprünglicher Lagerung noch Schotterrelikte bzw. Schotterbestreuung vor, die als Reste der ehemaligen Terrassen betrachtet werden könnten. An beiden Rändern des Waagtales ist aber eine terrassenartige Stufe vorhanden, die zum größten Teil aus Löß besteht. Diese ent-

stand durch die Seitenerosion der Lößdecke und örtlich auch anderer Bildungen am Rand der Waag-Aue und wurde von M. LUKNIŠ (1946) als „Pseudoterrasse“ bezeichnet.

Das vollständigste Profil liegt an der Nordwand der Grube und kann z. T. auch im benachbarten Abschnitt der Ostwand verfolgt werden. Die Grubensohle liegt durchschnittlich in 205 m Seehöhe, die Oberkante der Nordwand erreicht 226 bis 229 m. Die Erkundungsarbeiten, die in den Jahren 1957-1958 von L. TKADLEČKOVÁ (vgl. Geofond FZ 2371) durchgeführt wurden, zeigten, daß die Unterkante der Lößserie etwa in 190 m, also nur wenig höher als die Waag-Aue liegt. Im Liegenden sind im Raum der Ziegelei neogene Tone vorhanden. Daraus ist ersichtlich, daß die Mächtigkeit des Pleistozäns 25—30 m, stellenweise noch mehr beträgt. Die Profile an der Nordwand sind über 20 m hoch, allerdings stufenartig aufgeschlossen.

Die durchschnittliche Jahrestemperatur ist etwa 9,0° C, die Niederschläge betragen gegen 700 mm. Die unmittelbare Umgebung der Ziegelei ist entweder verbaut oder landwirtschaftlich bestellt. Wälder xerothermer Prägung mit kleinen Steppenklaven erhielten sich beiderseits des Waagtales und bedeckten in der Vergangenheit sicher auch den Raum unserer Ziegelei. In höheren Lagen der Weißen Karpaten und des gegenüberliegenden Inovec-Gebirges gehen diese Eichenmischwälder in ausgedehnte karpatische Buchenbestände über.

### Beschreibung des Profils

Die Schichten sind im mittleren Teil der Grubenwand sehr gut aufgeschlossen. Im oberen Arbeitsniveau wird das Material im Winter und im Frühling manuell gewonnen, so daß hier vertikale Wände mit stufenartigen Abständen lange erhalten bleiben. Das gegenseitige Verhältnis aller Schichten war von den älteren zu den jüngsten Serien direkt und ohne Unterbrechung verfolgbar. Obwohl die Abbaufrent relativ kurz ist, liegt auch in diesem Abschnitt eine höchst ungleichmäßige Ausbildung der Bodenkomplexe vor. An dieser Stelle scheint eine Erosionsrinne existiert zu haben, die abwechselnd mit Sedimenten aufgefüllt und wieder ausgeräumt wurde, wobei sich ihre Achse mehrmals seitlich verschob. Infolge dieser Verhältnisse blieben in der Lehmgrube außerordentlich gut gegliederte Ablagerungen der ersten Phasen von Zyklus B 1 und C 1 (vgl. J. KUKLA, 1961a) in einer Ausbildung erhalten, in der sie bisher nirgends in der Tschechoslowakei bekannt sind. Auch die Mächtigkeit der Bodenkomplexe ist in der Achse der Rinnen außerordentlich groß. Außerhalb der Rinne keilen die Komplexe PK II und PK III (PK = Pedokomplex, Bodenkomplex) in einer Entfernung von nur einigen Metern in eine schwache entkalkte

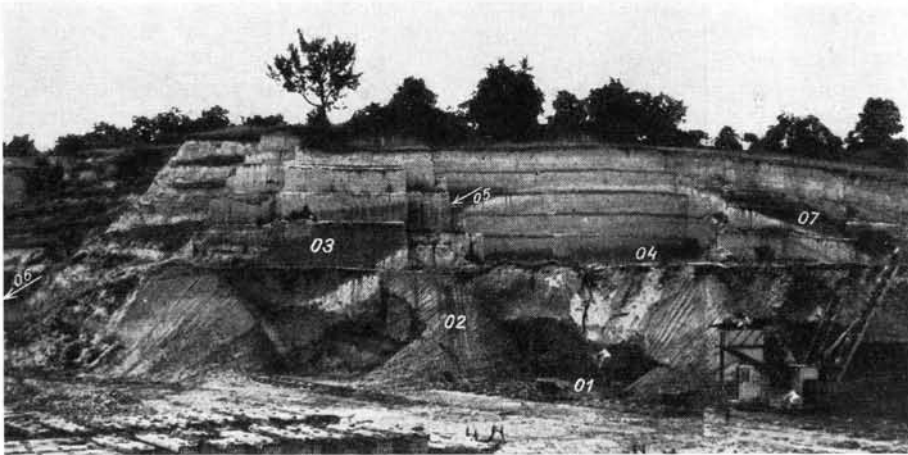


Abb. 1. Nordwand der Ziegeleigrube von Nové Mesto-Mnešice im Sommer 1960 (03,05 - Bezeichnung der Profilabschnitte).  
Foto VOJEN LOŽEK.

Lage aus. Innerhalb der Reiß-Lösse verläuft ein Hiatus, dem zeitlich die Entstehung eines tiefen Einschnittes in älteren Ablagerungen einschließlich der Böden von PK IV entspricht. Dieser wurde dann erneut mit Löß und diskordant geneigten Abspülbildungen, sowie mit Böden von Zyklus B ausgefüllt.

Tafel 1 gibt das Gesamtprofil der Lehmgrube wieder, das in mehreren Abschnitten aufgenommen wurde; in ihnen weisen die einzelnen Schichtpakete ihre optimale Ausbildung auf. Die Lage dieser Abschnitte ist in der Abb. 1 eingezeichnet. Einzelne Schichten werden in der Tafel kurz gekennzeichnet, so daß hier nur folgende ergänzende Angaben anzuführen sind:

D 3: Die ältesten Löss D3-a wurden bisher nur in geringer Mächtigkeit von einigen Dezimetern aufgeschlossen. Ihre Oberfläche weist eine starke Kalkanreicherung auf, die den Ca-Horizont der hangenden Böden darstellt. Da es bisher nicht möglich war, petrographische Analysen durchzuführen, kann die Grenze des primären und umgelagerten Lösses nicht genau festgestellt werden. In diesen Übergangsschichten des Lösses D3-a und in den Schwemmschichten der ersten Phase von Zyklus C 1 (C1-a) wurde eine Molluskenfauna (MF 1) mit vereinzelt Interglazialarten gefunden. Da die Mächtigkeit dieser Schichten verhältnismäßig gering ist, ist nicht ausgeschlossen, daß die Fragmente von Interglazialschnecken sekundär durch biologische Tätigkeit in den Fundhorizont verschleppt wurden.

C 1: Ablagerungen der ersten Phase von Zyklus C 1 sind hier bisher im ganzen tschechoslowakischen Gebiet am besten ausgebildet. Auf Abspülsedimenten liegt ein entkalkter, an der Oberfläche humoser Boden von Pararendsina-Typus (C1-c). In seiner Oberflächenschicht wurden zwei *Clacton*-Geräte gefunden. Dieser Boden ist von einem feinen homogenen Lehm mit erhöhtem  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt überlagert, dessen Habitus primärem Löß entspricht. Bisher wurde aber nicht entschieden, ob hier tatsächlich eine äolische Bildung oder nur ein Schwemmlöß vorliegt. Die folgende Lage (C1-e) besteht aus ausgeprägt feingeschichteten Schwemmlehmen, in welchen Körner von lichtgefärbtem Lehmbröckelsand festgestellt wurden. In diese Schwemmlehme greift die sekundär lehmte Basis des hangenden Lessivés C1-f ein, dessen Grenze nach unten in unregelmäßigen Keilen einläuft. Es ist interessant, daß die untere Lessivé-Lage einen relativ hohen Humusgehalt aufweist, der offenbar auf durch bodenbildende Vorgänge verursachte Einschlammung von den Oberflächenschichten her zurückzuführen ist. Im Lessivé gibt es zwei Lagen mit angereichertem Holzkohlenvorkommen, in denen jedoch bisher keine Artefakte gefunden wurden. Die Oberfläche des Lessivés weist kein primäres Gefüge mehr auf und ist wahrscheinlich umgelagert. Sie ist mit kleinen Keilen durchsetzt, die vom Hangenden ausgehen und mit Löß gefüllt sind. Von der Oberkante dieser Schicht bis tief in C1-f reichen weiche, zerfallende Kalkkonkretionen, die entlang der einstigen Wurzelbahnen entwickelt sind. Die jüngste Lage C1-h besteht an der Basis wahrscheinlich vorwiegend aus Abspülmateriale, höher aus hellerem Löß, der Kalkanreicherung aufweist, da er den Karbonathorizont des Lessivés C2-a bildet.

C 2: Im Lessivé C2-a, ebenso wie im liegenden C1-f, sind zerfallende Osteokole erhalten. Seine Oberfläche ist mit feinen, mit Löß bzw. verschwemmtem Lößlehm gefüllten Keilen dicht durchsetzt. Diese Keile sind offenbar ehemalige Trockenrisse und haben also mit einem Frostboden nichts zu tun. Die Übergangszone C2-b besteht aus etwas hellerem, rötlichem Lehm, der ebenfalls mit hellfarbenen Lößkeilchen durchsetzt ist. Es handelt sich wahrscheinlich um eine verschwemmte Lessivé-Oberfläche mit erhöhtem Humusgehalt. Im Profil A wurde in dieser Schicht eine Holzkohlenakkumulation auf einer Fläche von etwa 1 x 1 m festgestellt, welche örtlich Schmitzen von gebranntem Lehm enthält. In unmittelbarer Nähe dieser vermutlichen Feuerstätte wurden *Levallois*-Geräte gefunden. Die höchste Zone C2-c ist vom Löß gebildet, dessen unterste Lagen durch Abspülung bzw. Bodenfließen gestört sind.



W

O

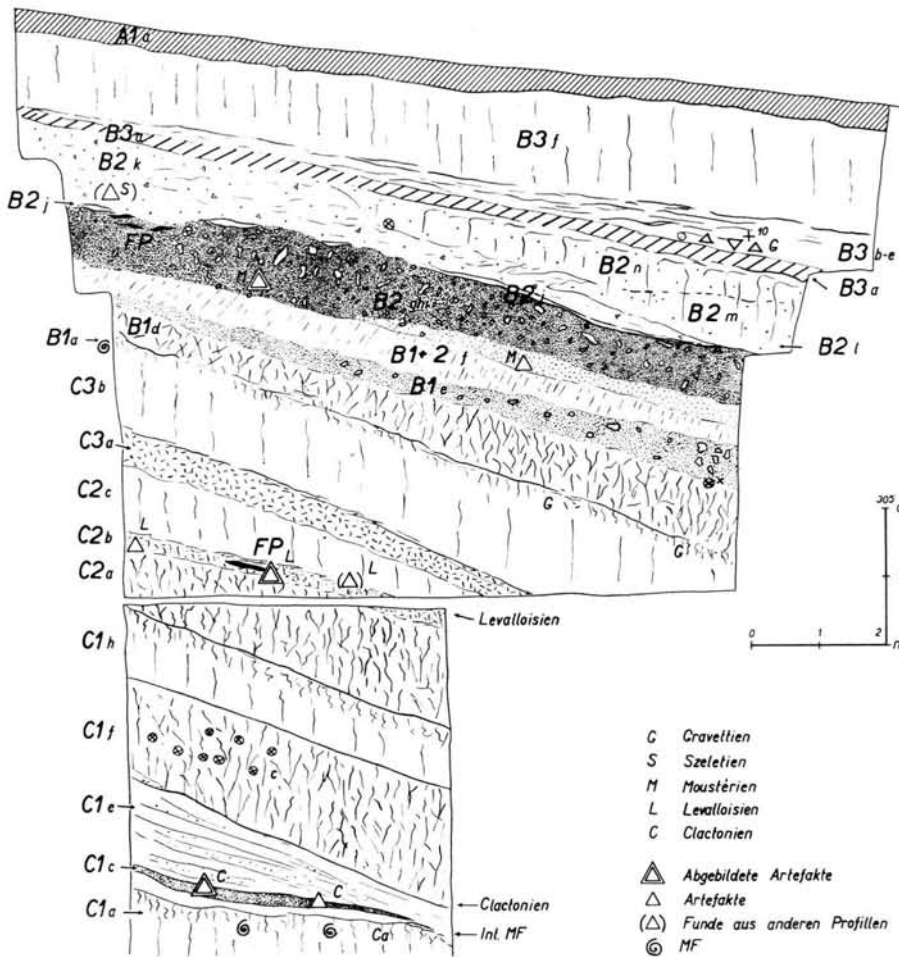


Abb. 2. Profil 07 von Nové Mesto-Mněšice.

C3: Der Boden C3-a ist nicht vollkommen entkalkt und weist außerdem noch eine sekundäre Kalkanreicherung auf. Sein Karbonathorizont ist deutlich ausgebildet, an der Oberfläche treten Lößkindel auf.

B1: Die Oberflächenschichten des Lösses C3-b gehen in Lehme mit zahlreichen grünlichen und rostfarbenen Schlieren und Flecken über; eine Schichtung durch Abspülung ist angedeutet (B1-a). Südlich vom untersuchten Profil O3 gibt es Äquivalente dieser Lage mit deutlich ausgeprägter Schichtung. Es handelt sich um basale Sedimente der 1. Phase vom Zyklus B1, die durch Umlagerung des älteren Lößmaterials entstanden sind. Der obere Abschnitt weist starke sekundäre Kalkanreicherungen auf und enthält eine reiche interglaziale Molluskenfauna (MF 6). Im Profil O5 ist über dieser Zone eine geringmächtige *Pararendsina* (B1-b) erhalten, die abermals von einem hellfarbenen kalkhaltigen Lehm überlagert ist (B1-c). Darüber folgt ein Lessivé (B1-d) mit dunkler humoser Oberfläche (B1-e), deren Gefüge aber gleich wie im B-Horizont ist. Diese Zone kann als ein

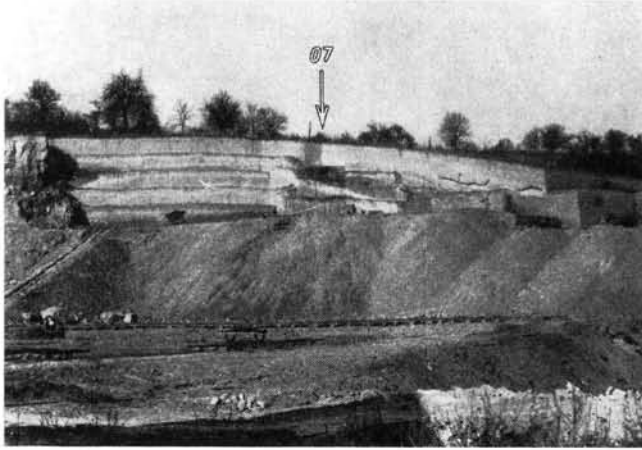


Abb. 3. Ostabschnitt der Nordwand zu Beginn der Rettungsforschung im Januar 1961.

Foto JURAJ BÁRTA.

frühes Entwicklungsstadium von Pseudotschernosem bezeichnet werden. Im Profil O7 ist dieser Horizont als wenig deutlich gefleckter Boden ausgebildet.

B 1 / B 2: Das folgende Schichtpaket ist trotz großer Mächtigkeit schlecht in sich gegliedert. Bisher stehen keine Ergebnisse von petrographischen Untersuchungen zur Verfügung, deshalb mußten wir vorläufig auf eine genaue Bestimmung der Grenze zwischen den Zyklen B 1 und B 2 verzichten. Makroskopisch zeigt das ganze Schichtpaket B 1/2-f Spuren einer schnellen Anschwemmung in der Hanglage, bei der das Material nach Korngröße nicht sortiert wurde. Im gesamten Abschnitt zeigt diese Lage Spuren von Lessivierung. An der Oberfläche (Probe 11) gibt es hellfarbene Filme von ausgewaschenem feinem Mineralstaub, die man an den Absonderungsflächen verfolgen kann. Es fehlt aber ein deutlicher Ae-Horizont des Lessivés. Die Lehme weisen eine grobe senkrechte Absonderung auf, aber die BLP-Coatings an den Spalten sind nur sehr selten und fein. Wie an Hand der Analysen nachgewiesen werden kann, hat der mittlere Abschnitt dieses Schichtverbandes einen höheren Humusgehalt, eine Erscheinung, die sowohl auf primäre Bodenbildungsvorgänge als auch auf Sedimentation zurückzuführen ist.

B 2 - B2-g ist eine humose Lage, die unkenntlich in das Liegende übergeht und lokal als spärlich gefleckter Boden ausgebildet ist. Verglichen mit allen älteren Schichten weist dieser Horizont zum erstenmal eine beträchtlichere Humuskonzentration auf. Allerdings ist der Boden in Anbetracht seines Tongehaltes und Kalkmangels als ein Pseudotschernosem zu deuten. Es folgt eine hellere Lehmschicht mit schwach angedeuteten Aggregaten und ein neuer dunkler humoser, ausgeprägt gefleckter Boden (B2-i). Seine Oberfläche ist von typischem Marker (B2-j) und Lehmbröckelsanden überdeckt (B2-k).

Im Schichtabschnitt B 1/2-f bis B2-k können die Lagen B2-j und B2-k ziemlich sicher mit mährischen und böhmischen Profilen parallelisiert werden. B2-g und B2-i entsprechen sehr wahrscheinlich dem humosen Doppelboden von Zyklus B 2 an klassischen Fundstellen Böhmens und Mährens. Fraglich bleibt die Position der verlehmtten Zone der 2. Phase von Zyklus B 2 und des Lösses von Zyklus B 1. Die Schichten B 1/2-f könnten zwar nur als verlehmtte Basiszone von Zyklus B 2 gedeutet werden, wir sind aber der Meinung, daß hier ein viel komplizierterer Bodenbildungs- und Sedimentationsvorgang vorliegt. Im nahen Aufschluß beim Stellwerk Budy ist nämlich zwischen dem Lehm, welcher dem unteren Abschnitt von B 1/2-f entspricht und zwischen dem gefleckten Humusboden im Hangenden eine geringmächtige Lösszwischenlage lokal entwickelt. Im Profil O7 fließen

die Humuszonen B2-g, -h und -i in einen einzigen, ausgeprägt rostbraun gefleckten Boden zusammen, dessen Liegendes eine deutlich hellere Färbung aufweist. Erst tiefer folgt ein toniger Lehm gleicher Prägung, der dem der Schicht B 1/2-f gleicht. Wir dürfen danach vermuten, daß im Abschnitt O3 die Schicht B 1/2-f nicht nur die 4. und 5. Phase von Zyklus B 1, sondern auch den Löß dieses Zyklus und die verlehmtte Basiszone des folgenden Zyklus B 2 einschließt.

Die Oberfläche der Abspülschicht B 2-k ist im Profil O7 stark durch Solifluktion angegriffen. Unter anderem wurde das Abrutschen von flachen, scharf begrenzten Schollen hangabwärts beobachtet. Der hangende Löß B 2-l<sub>n</sub> ist im Hauptprofil makroskopisch homogen, während im Profil O7 in ihm ein wenig dunklerer humoser gefleckter Boden mit hellfarbenen, wenig deutlichen Flecken erhalten ist (B2-m). Ein ähnlicher, aber stärker ausgebildeter Boden ist in entsprechender stratigraphischer Position von Čermaň bei Nitra bekannt.

B 3: Der Bodenkomplex PK I liegt zwar in unvollkommener, jedoch charakteristischer Ausbildung vor. Der Boden ist nicht ganz entkalkt, besitzt aber einen deutlichen Karbonathorizont, der schlierenartiges Hakenwerfen aufweist. Der hangende Löß ist grau und rostfarben gefleckt und kann mit G 1 B. KLÍMA's (1957) parallelisiert werden (unser B3-de). Besser ist PK I im Profil O7 erhalten. Dort liegt dem gräulich gefärbten parautochthonen Basisboden mit vereinzelt Holzkohlen eine rostfarbene 10 cm mächtige Zone auf, in der die ältesten Artefakte im Bereich dieses PK gefunden wurden (wahrscheinlich Gravelle-Kerne). Es folgen Löss, die basal durch Abspülung feingeschichtete Zwischenlagen führen und oberhalb zwei rötlich gefärbte Zwischenlagen von grobem Sand einschließen. Diese sind vermutlich Abspülschichten. Etwa 50 cm höher liegt im Löß eine rostfarben und grau gefleckte, unscharf begrenzte Zone von initialem Pseudogley, die mit G 2 und G 3 KLÍMA's (1957) parallelisiert werden kann.

Die Löss B3-f weisen in der gesamten Mächtigkeit eine gelb-grünliche Tönung auf, die für diese Lößstufe im Waagtal kennzeichnend ist.

A 1: Im Gegensatz zu den älteren Äquivalenten liegt der holozäne Boden nur als schwach ausgebildete Parabraunerde vor. Der humose Oberboden ist durch Ackerbau gestört. Altholozäne oder spätglaziale Ablagerungen, also Bildungen der 1. Phase des Zyklus A 1, wurden bisher im Raum der Ziegelei nicht beobachtet.

### Parallelisierung mit klassischen Profilen in Böhmen und Mähren

Wie im Aufsatz über die Stratigraphie der tschechoslowakischen Löss (KUKLA, LOŽEK & ZÁRUBA, 1961) ausgeführt wurde, haben die einzelnen verschiedenartigen Bodenkomplexe im Löß charakteristische Merkmale, anhand welcher sie gegenseitig unterscheidbar und parallelisierbar sind. Das Profil von Nové Mesto ist von diesem Standpunkt sehr günstig ausgebildet.

Am wertvollsten ist unter den Horizonten des jüngeren Abschnittes der Marker, d. h. eine Zwischenschicht von hellfarbenem feinem Löß (B2-j), die den autochthonen Humusboden von den hangenden Lehmbröckelsanden trennt. In vollkommen entsprechender Position ist er z. B. in Modřice bei Brünn oder in Sedlec und Letky bei Prag erhalten (KUKLA, 1961). Er erlaubt uns, beide humosen Böden B2-g und B2-i mit den zwei- bzw. drei interstadialen Tschernosemen in Sedlec bei Prag oder in Unter-Wisternitz, eventuell auch in Leitmeritz I (LOŽEK & KUKLA, 1959), ziemlich sicher zu parallelisieren.

Auch der basale Lessivé von PK II + III, der hier sogar von hochinterglazialer Molluskenfauna (MF 6) begleitet wird, kann sicher parallelisiert werden. Wir bemerken, daß in entsprechender Lage, d. h. unter der Basis von Böden der Lessivé-Entwicklungsreihe, die Interglazialfauna auch von Leitmeritz II und Letky bei Prag bekannt ist.

Tabelle der Molluskenfunde

Biotop	Artenverzeichnis	Schichten- und Faunenbezeichnungen										
		D3-a C1-a MF 1	C1-e MF 2	C1-h MF 3	C2-b MF 4	C2-c MF 5	B1-abc MF 6	B2-k MF 7	B2-lmn MF 8	B3-abcde MF 9	B3-f MF 10	
F	+	<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD	5	—	1	—	—	—	—	—	—	7
Sp	(+)	„ <i>putris</i> (LINNÉ)	—	—	—	—	(1)	—	(1)	—	—	—
M	(+)	<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER)	20	—	2	—	—	—	6	—	—	—
X		„ <i>lubricella</i> (PORRO)	—	—	—	—	(1)	3	—	—	—	—
S	(+)	<i>Abida frumentum</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	1	9	—	—	—
O		<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	5	—	1	1	8	3	1	—	—	—
O		<i>Truncatellina cylindrica</i> (FÉRUSSAC)	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—
O	+	<i>Pupilla muscorum</i> (LINNÉ)	42	2	61	53	89	2	2	—	1	—
O	++	„ <i>loessica</i> LOŽEK	—	—	—	—	—	—	—	—	1	174
S	+	„ <i>stervi</i> (VOITH)	4	—	—	—	—	3	—	—	—	46
S	(+)	„ <i>triplicata</i> (STUDER)	14	4	21	28	76	5	4	—	1	1
W	!	<i>Orcula doliolum</i> (BRUGUIÈRE)	—	—	1	—	—	59	—	—	—	—
Wp	(+)	„ <i>dolium</i> (DRAPARNAUD)	59	—	1	3	27	1	19	1	—	—
W	!!	<i>Pagodulina pagodula</i> (DESMOULINS)	—	—	—	—	—	41	—	—	—	—
O	++	<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. BRAUN)	—	—	—	—	—	—	—	—	1	31
O(W)	(+)	„ <i>costata</i> (MÜLLER)	50	1	7	15	24	19	12	—	1	—
O		„ <i>pulchella</i> (MÜLLER)	—	—	3	—	6	3	—	—	—	—
W	!	<i>Acanthinula aculeata</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—
W	!	<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
W	!	„ <i>obscura</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
S	(+)	<i>Chondrula tridens</i> (MÜLLER)	55	10	9	22	44	3	96	—	—	—
W	!!	<i>Mastus cf. bielzi</i> (KIMAKOWICZ)	—	—	—	—	—	16	—	—	—	—
W	!	<i>Cochlodina laminata</i> (MONTAGU)	3	—	1	—	—	34	—	—	—	—
Wp	(+)	<i>Clausilia dubia</i> DRAPARNAUD	13	—	—	11	80	19	—	—	—	2
W		„ <i>cruciata triplicata</i> A. SCHMIDT	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
W(Sp)		„ <i>pumila</i> C. PFEIFFER	—	(1)	(5)	(3)	—	—	17	—	—	—
W	!	<i>Ipbigena latestriata</i> (A. SCHMIDT)	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Wp	!	<i>Laciniaria plicata</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	32	—	—	—	—
W	!	„ <i>cana</i> (HELD)	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
W	!!	„ <i>stabilis</i> (L. PFEIFFER)	—	—	—	—	—	10	3	—	—	—
W(Sp)	(+)	„ <i>turgida</i> (ROSSMÄSSLER)	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	!	<i>Ruthenica filograna</i> (ROSSMÄSSLER)	—	—	—	—	1	40	11	—	—	—
M	(+)	<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
W(M)	!	<i>Discus rotundatus</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	—	15	—	—	—	—
W	!!	„ <i>perspectivus</i> (MÜHLFELDT)	—	—	—	—	—	22	—	—	—	—

M	(+)	<i>Perpolita radiatula</i> (ALDER)	3	—	—	2	1	—	—	—	—	—
W	!	<i>Aegopinella pura</i> (ALDER)	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—
W(S)	!	„ <i>minor</i> (STABILE)	3	—	—	—	—	8	—	—	—	—
W	!	„ <i>nitens</i> (MICHAUD)	—	—	—	—	—	(7)	—	—	—	—
W	!	„ <i>nitens-minor</i> “	—	—	—	—	—	23	—	—	—	—
W	!	<i>Vitrea diaphana</i> (STUDER)	—	—	—	—	—	13	—	—	—	—
W	!	„ <i>subrimata</i> (REINHARDT)	—	—	—	—	—	17	—	—	—	—
M		„ <i>contracta</i> (WESTERLUND)	—	—	—	—	—	44	—	—	—	—
W(F)	(+)	„ <i>crystallina</i> (MÜLLER)	9	—	—	—	—	33	3	—	—	—
W	!	<i>Daudebardia rufa</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	37	—	—	—	—
		<i>Limacidae</i>	14	1	5	18	29	62	10	—	—	1
X	!	<i>Milax cf. rusticus</i> (MILLET)	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
W(S)	(+)	<i>Fruticicola fruticum</i> (MÜLLER)	(2)	—	—	3	—	7	3	—	—	—
S	+	<i>Helicella striata</i> (MÜLLER)	3	1	12	13	42	17	3	—	2	—
W	!	<i>Trichia unidentata</i> (DRAPARNAUD)	—	—	—	—	—	5	4	—	—	—
M		„ <i>lubomirskii</i> (SLOSARSKI)	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
M	+	„ <i>hispida</i> (LINNÉ)	28	—	4	(2)	—	—	—	—	1	4
W	!	<i>Monachoides incarnata</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	—	38	—	—	—	—
W(Sp)		„ <i>vicina</i> (ROSSMÄSSLER)	1	—	—	—	—	4	6	—	—	—
WSp	(+)	<i>Perforatella bidentata</i> (GMELIN)	38	—	—	—	6	1	6	—	—	—
WS		<i>Euomphalia strigella</i> (DRAPARNAUD)	2	(1)	1	7	—	6	12	—	—	—
W	!	<i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLLER)	—	—	—	—	—	146	—	—	—	—
W	!!	<i>Soosia diodonta</i> (FÉRUSSAC)	—	—	—	—	—	17	—	—	—	—
W	!!	<i>Helicigona banatica</i> (ROSSMÄSSLER)	1	—	—	—	—	10	—	—	—	—
W(M)	(+)	<i>Arianta arbustorum</i> (LINNÉ)	66	1	(1)	4	1	(1)	3	—	—	—
W	!	<i>Isognomostoma personatum</i> (LAMARCK)	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—
S(W)	!!	<i>Cepaea vindobonensis</i> (FÉRUSSAC)	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—
W(S)	!	<i>Helix pomatia</i> LINNÉ	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—
W	!	<i>Acicula polita</i> (HARTMANN)	—	—	—	—	—	18	—	—	—	—

## Erläuterungen:

## Bezeichnung der Biotope:

W = Wald, WS = Waldsteppe, xerothermer Wald, W(S) = Waldart, hier und da in die Waldsteppe vordringend, Wp = Wald und Felsen verschiedener Art (auch oberhalb der Waldgrenze), WSp = Auewald, W(Sp) = sehr feuchte Waldstandorte.

S = Steppe, O = Steppen und offene Flächen von trockenen Felsen bis feuchten Wiesen.

Sp = Sümpfe, feuchte Wiesen, Auen, Ufer.

Arten, die sowohl in Wäldern als auch in offenem Gelände leben: M = mesophile, X = trockenheitsliebende, F = feuchtigkeitsliebende.

(Anm.: Ein Zeichen in Klammer, z. B. W(M), bedeutet, daß die betreffende Art gelegentlich auch den in Klammer angegebenen Standort bewohnen kann).

!! = Leitart der gipfelnden warmfeuchten Perioden (Hochinterglaziale), ! = für feuchte Perioden bezeichnende Art, ++ = ausgestorbene Lößart,

+ = bezeichnende Lößart, (+) = Arten, die lokal auch im Verband der Lößfaunen erscheinen können.

Die Zahlen in Klammer bedeuten eine nur wahrscheinliche Bestimmung.



Die Einstufung der Böden von Nové Mesto in die Bodenkomplexe I, II und III wird durch folgende übereinstimmende Merkmale belegt:

- 1) Gut entwickelter Lessivé an der Basis
- 2) Ausgeprägte autochthone Humusböden in der Mitte
- 3) Mächtige humose Lehmbröckelsande über den autochthonen Böden.

Eine Abweichung im besprochenen Profil stellt die ungliederte Schicht B 1/2-f dar, welche ebenfalls Spuren von schwacher Lessivierung aufweist. Eine Analogie dieser Lage ist von Bulhary unweit von Unter-Wisternitz bekannt. Die geringe BLP-Bewegung, die bisher in entsprechenden Zonen von klassischen Fundstellen nicht beobachtet wurde, kann auf die extrem günstige Lage des Profils am Südhang in einer relativ warmen und hauptsächlich feuchten Klimazone zurückgeführt werden.

Auch die Übereinstimmung des älteren PK IV mit PK IV an klassischen Fundorten Sedlec und Letky bei Prag, sowie Červený kopec bei Brünn ist in den Hauptzügen belegt. Dicht übereinander treten hier zwei Lessivés auf, die von Löß und einem schwachen, zum Teil oder vollkommen entkalkten, rostfarbenen Boden überlagert werden. Die Lehmbröckelsande sind sehr schwach ausgebildet oder fehlen. Bemerkenswert ist in Nové Mesto die schwache Ausbildung von humosen Böden über den Lessivé-Horizonten. Diese Erscheinung hat vermutlich allgemeine Gültigkeit für das Waagtal und wird offenbar durch lokale paläoklimatische Faktoren verursacht.

### Molluskenfunde

In mehreren Schichten des Profils wurde eine reiche Schneckenfauna festgestellt. Die Ergebnisse der malakozoologischen Untersuchung sind in der Tabelle der Molluskenfunde (Seite 80/81) zusammenfassend dargestellt, in der auch alle analytischen, namentlich paläoökologischen Angaben angeführt werden. Die Bruchstücke wurden auf ganze Individuen wie in früheren Arbeiten umgerechnet (vgl. z. B. LOŽEK, TYRÁČEK & FEJFAR, 1959, S. 185). Hier können wir uns deshalb nur auf eine kurze biostratigraphische Auswertung der Molluskenfunde beschränken.

Von höchster Bedeutung ist MF 6, die an der Basis des oberen Pakets von fossilen Böden festgestellt wurde. Es handelt sich um eine typisch ausgeprägte hochinterglaziale Gesellschaft, was nicht nur durch die Anwesenheit interglazialer Leitarten [*Pagodulina pagodula* (DESM.), *Mastus cf. bielzi* (KIM.), *Laciniaria stabilis* (L. PFR.), *Discus perspectivus* (MÜHL.), *Soosia diodonta* (FÉR.) und *Helicigona banatica* (RSSM.)], sondern auch durch den großen Artenreichtum (insgesamt 52 Arten!) belegt ist. Durch diese hohe Artenzahl unterscheidet sich die besprochene Thanatozönose auffallend von allen übrigen Faunen. Sie stellt eine Waldgesellschaft dar, die einen frischen Laubmischwald bewohnte. Verglichen mit der heutigen Fauna in der Umgebung zeugt MF 6 für ein wärmeres und beträchtlich feuchteres Klima und belegt sicher ein Hochinterglazial. Dieses bietet uns einen Anhaltspunkt für die stratigraphische Lösung des gesamten Profils.

Von Bedeutung ist weiter die Gesellschaft MF 7 in den Lehmbröckelsanden desselben Schichtpakets von fossilen Böden. Es handelt sich um eine Fauna mit geringen Wärmeansprüchen, an welcher sowohl Steppen- [*Chondrula tridens* (MÜLL.), *Abida frumentum* (DRAP.)] und Waldsteppenarten [*Euomphalia strigella* (DRAP.)] als auch mehrere feuchtigkeitsliebende Mollusken, wie *Clausilia pumila* C. PFR., *Monachoides vicina* (RSSM.) und *Perforatella bidentata* (GMELIN), beteiligt sind. Bemerkenswert ist eine schwächere Beimengung von einigen Interglazialarten, wie *Ruthenica filograna* (ROSSM.), *Laciniaria stabilis* (L. PFR.) und *Trichia unidentata* (DRAP.). Aus dem zahlenmäßigen Anteil geht aber auf jeden Fall das Vorherrschen von bezeichnenden Arten der sog. *Tridens*- und

*Fruticum*-Faunen klar hervor, die für die Übergangsabschnitte zwischen den Warm- und Kaltzeiten bzw. für die „großen“ Interstadiale kennzeichnend sind (LOŽEK & KUKLA, 1959). Die Mischgesellschaft von Steppen- und feuchtigkeitsliebenden Schnecken mit beigemengten Interglazialarten kann durch den Umstand erklärt werden, daß hier Abspülschichten vorliegen, die aus Abtragsmaterial älterer Böden und Ablagerungen einschließlich deren Fossilgehaltes bestehen.

Die Faunen des oberen Lößpakets (MF 8, 9, 10) sind artenarme Gesellschaften einer waldlosen Landschaft, die für kaltes Klima zeugen. Am besten ist MF 10 mit hohem Anteil von *Pupilla loessica* LOŽEK und *Vallonia tenuilabris* (A. BR.) ausgebildet, die eine typische Lößgesellschaft von ausklingendem Hochglazial darstellt. Vollentwickelte *Columella*-Faunen wurden bisher an der Fundstelle nicht nachgewiesen. Dies kann offensichtlich auf lokale Verhältnisse zurückgeführt werden.

Aus dem Lößpaket zwischen dem oberen und unteren Bodenkomplex stammt MF 5. Es handelt sich um eine typische *Striata*-Fauna der mäßig kalten Lößsteppe, welche erkennen läßt, daß der Löß zeitlich nicht in den Hochstand einer Kaltzeit, sondern in eine Randphase fällt, als die Temperaturverhältnisse bereits günstiger waren. Es ist wahrscheinlich, daß manche Arten aus älteren Schichten umgelagert wurden [*Ruthenica filograna* (RSSM.), *Trichia lubomirskii* (SLÓS.) und *Truncatellina cylindrica* (FÉR.)].

Sehr bemerkenswert sind die Faunen aus dem unteren Bodenkomplex (MF 2, 3), bzw. von dessen Oberfläche (MF 4). Es handelt sich durchweg um Gesellschaften, die einer mäßig kalten Steppe bis Lößsteppe entsprechen und die ähnlich wie MF 7 gedeutet werden können. Man muß die Beimengung von wärmebedürftigen Arten, z. B. *Orcula doliolum* (BRUG.) und *Cochlodina laminata* (MTG.) in MF 3, die Anwesenheit der Waldsteppenschnecke *Euomphalia strigella* (DRAP.) und das Fehlen von ausgesprochen kälte liebenden Arten hervorheben. Es handelt sich durchweg um Faunen der Randphasen von Warmzeiten, bzw. der frühen Phase einer Kaltzeit.

Von außerordentlicher Bedeutung ist MF 1 aus lößartigen Schichten in unmittelbarem Liegendem von PK IV. Auch diese Gesellschaft ist von ähnlicher Prägung wie die eben besprochenen Thanatozöosen (MF 2-4), aber der Anteil an feuchtigkeitsliebenden Arten, vor allem *Perforatella bidentata* (GMEL.) ist erheblich höher und es gibt hier auch Interglazialarten wie *Helicigona banatica* (RSSM.), *Cochlodina laminata* (MTG.) und *Aegopinella minor* (STAB.). Diese lassen erkennen, daß die Schicht dem Randabschnitt einer großen Warmzeit angehört. Aus der eingehenden vergleichenden Analyse dieser Thanatozöose ergibt sich, daß hier wahrscheinlich die Anfangsperiode eines großen Interglazials vorliegt, die mit der präborealen Phase des Postglazials verglichen werden kann (vgl. LOŽEK, TYRÁČEK & FEJFAR, 1959). Obwohl im Bereich von PK IV bisher keine ausgeprägt hochinterglaziale Molluskenfauna festgestellt wurde, kann MF 1 doch als Beleg eines Interglazials gedeutet werden. Die Bedeutung dieser Feststellung ist ganz außerordentlich, wenn wir uns des Umstandes bewußt werden, daß die besprochene Lage im Liegenden eines anderen, sicher belegten Interglazials auftritt.

Auf Grund der eingehenden Molluskenanalyse ist es gelungen, im Profil zwei interglaziale Horizonte zu erfassen, die in beiden Fällen an der Basis von fossilen Bodenkomplexen liegen. Diese Feststellung entspricht vollkommen den Befunden von anderen Orten. Die Hauptphase der Kaltzeit zwischen beiden Interglazialen ist paläontologisch nicht faßbar, da ihre Schichten im Profil offenbar nicht ausgebildet sind. Auch die jüngste Hochkaltzeit im Hangenden des oberen Interglazials liegt nicht in voller Entfaltung vor. Trotz dieser unvollkommenen Ausbildung der kaltzeitlichen Schichtpakete ist im Profil der Wechsel von Interglazialen und Glazialen malakozoologisch sehr anschaulich belegt, und zwar in einer solchen Ausprägung, daß das Profil unter die klassischen Fundstellen Mitteleuropas eingeordnet werden muß.

### Archäologische Funde

Das reich gegliederte Profil der Ziegelei Nr. 2 von Nové Mesto-Mnešice hat auch die Aufmerksamkeit der Archäologen auf sich gezogen. Bereits im Sommer 1957 während einer gemeinsamen Exkursion mit J. KOZŁOWSKI fand J. BARTA auf der Sohle der untersuchten Lehmgrube einen kernartigen Abschlag aus grauem Radiolarit und auch ein fossiles Tierbein, das nach O. FEJFAR einer *Equus*-Art angehört. Die erwähnten Funde zeugen für die Entdeckung einer neuen paläolithischen Siedlung im Waagtal. Inzwischen zeigte sich aber, daß bereits im Jahre 1944 der Geograph M. LUKNIŠ Lagen von gebranntem Lehm, die vermutlich den PK III + II zuzuordnen sind, entdeckt hat. Vom archäologischen Standpunkt aus betrachtet kann diese Erscheinung als paläolithische Feuerstätte gedeutet werden. Neue Untersuchungen, namentlich im Jahre 1960, brachten weitere Funde

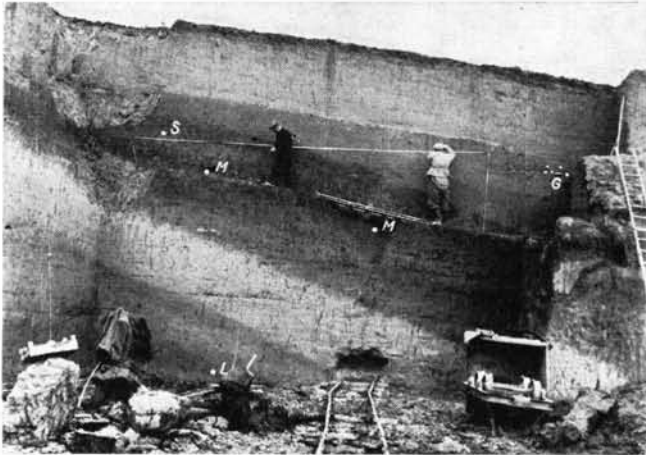


Abb. 4. Profil O7 mit eingezeichneten Artefaktfunden (G = Gravettien, S = Szeletien, M = Mousterien, L = Levalloisien).  
Foto JURAJ BARTA.

von Silexen jungpaläolithischer Prägung aus sekundärer Lage, aber auch erste stratigraphisch erfaßte, wenig bezeichnende Klingenschläge aus dem unvollkommenen Westprofil O6. Diese Funde stammen aus dem oberen Abschnitt des unteren Bodenkomplexes, welcher der Schicht C2-b im Hauptprofil O7 entspricht. Größere Bedeutung gewinnt unsere Fundstelle vor allem aber durch den Artefaktfund aus dem älteren interglazialen Boden von PK IV (Schicht C1-c) etwa 2 m über dem tiefsten Punkt der Grubensohle, der von den Arbeitern der Ziegelei Ende Juli 1960 geborgen wurde. Es handelt sich um einen auffallend breiten, flachen Klingenschlag (Abb. 7/4) mit beidseitiger gekerbter, nichtretuschierter Schneide und stumpfem, größerem und mäßig schrägem terminalem Ende. Dieser Schlag hat dank der Beschaffenheit des Rohstoffes eine breite, nicht glatte Schlagfläche, welche nur von der Hälfte der Schlagbreite einen stumpfen Winkel von  $118^\circ$  mit der Spaltfläche bildet. Ein stark hervortretender Bulbus und mehrere große Schlagnarben, sowie ein Schlagsprung zeugen für das Abschlagen gegen Stein, was außer dem stumpfen Schlagwinkel für das *Clacton* bezeichnend ist (ZEBERA, 1952). Das beschriebene Artefakt besteht aus feinkörnigem gragrünem weißkarpatischem Radiolarit (L. 132, B. 78, D. 23), und sein terminales Ende mit weiterem stumpfen Winkel von  $100^\circ$  weist auf die Möglichkeit einer bipolaren Bearbeitung hin. Das Fehlen der ursprünglichen Oberfläche dieses Rohstoffes ist in diesem Fall darauf zurückzuführen, daß das Artefakt noch vor der Bearbeitung seiner Geröllverwitterungsrinde entkleidet wurde. Als Beweis dieser Voraussetzung darf auch der spätere Fund von zwei großen Radiolaritgeröllen in derselben stratigraphischen Position angesehen werden, wobei eines als grobes Kernstück betrachtet

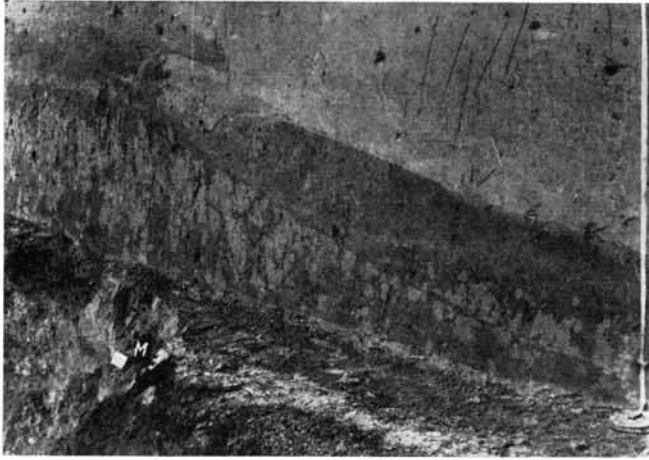


Abb. 5. Oberer Abschnitt des fossilen Bodenpakets PK III+II mit dem gefleckten Boden und der Fundstelle des Moustier-Geröllsegmentabschlages. FOTO JURAJ BÁRTA.

werden kann. Dieses zeugt für die Herstellung der *Clacton*-Geräte an Ort und Stelle. Ein weiterer Beweis für die Anwesenheit von *Clacton* an der besprochenen Fundstelle ist der spätere Fund eines Arbeiters der Ziegelei, der in sekundärer Lage unter dem erwähnten interglazialen Boden einen größeren, aber im ganzen relativ kleinen klingentartigen Abschlag mit feiner partieller sinistrolateraler Retusche und mit allmählich zugespitztem terminalem Ende gefunden hat. Dieser Abschlag aus gelbbraunem Radiolarit hat einen ausgeprägten Schlagkegel und eine deutlich schräge Schlagfläche aus der ursprünglichen Oberfläche des Geröllstückes, wobei diese Fläche mit der Spaltfläche einen stumpfen Winkel von  $122^\circ$  bildet. Bezüglich seiner Größe (L. 44, B. 27, D. 13) und Form hat dieses Artefakt seine nächste slowakische Analogie im *Clacton*-Fund von Seňa (PROŠEK, 1953). Bei der Rettungsforschung des Archäologischen Institutes der SAV in Nitra im Winter 1961 wurden im Hauptprofil O7 im älteren Bodenkomplex (PK IV) in der Schicht C2-b in der Nähe der Feuerstätte zwei ausgeprägte *Levallois*-Artefakte gefunden. Ihr Fund belegte stratigraphisch den früheren Fund aus der sekundären Lage, der auch eine ausgesprochene *Levallois*-Bearbeitungstechnik aufwies. Diese stratigraphisch erfaßten Artefakte, namentlich ein breiterer, bzw. längerer klingentartiger Abschlag (Abb. 6c) aus rotbraunem Radiolarit sind durch gleichmäßig gewölbten Bulbus mit Randnarbe und durch deutliche konzentrische Ringe gekennzeichnet. Ihre mäßig scharfwinklige Basis hat eine ausgesprochen kleinflächig facettierte Schlagfläche. Außerdem zeichnet sich dieser regelmäßig rechteckige Abschlag mit relativ feiner dexrolateraler Schneide vor allem durch eine sinistrolaterale steil retuschierte Kerbe und durch ein partiell retuschiertes terminales Ende aus (L. 41, B. 45, D. 9). In der Nähe der erwähnten Feuerstätte wurde auch eine Klinge mit abgebrochener Spitze gefunden, die merkwürdigerweise bereits aus Feuerstein hergestellt ist. Sie ist durch eine tiefe dexrolateral-terminale steil retuschierte Kerbe, sowie durch eine weitere dexrolateral-basale, ventral gerichtete seichte Kerbe gekennzeichnet. Die Gesamtprägung der Bearbeitungstechnik dieser besprochenen Artefakte zeugt für eine relativ entwickelte Form des *Levalloisiens*. Es liegen hier somit die ersten stratigraphisch erfaßten Funde dieser Kultur nicht nur im Karpatenbecken, sondern auch in der Tschechoslowakei vor.

Bei der erwähnten Rettungsforschung, die im Winter bei der Lehmgewinnung am Profil O7 erfolgte, fand man auch spärliche Stücke, die sowohl typologisch als auch stratigraphisch in den *Moustier*-Kreis eingeordnet werden können. Dabei muß man in Betracht ziehen, daß sie aus PK III + II vom Grenzabschnitt der Schichten B 1/2 stammen.

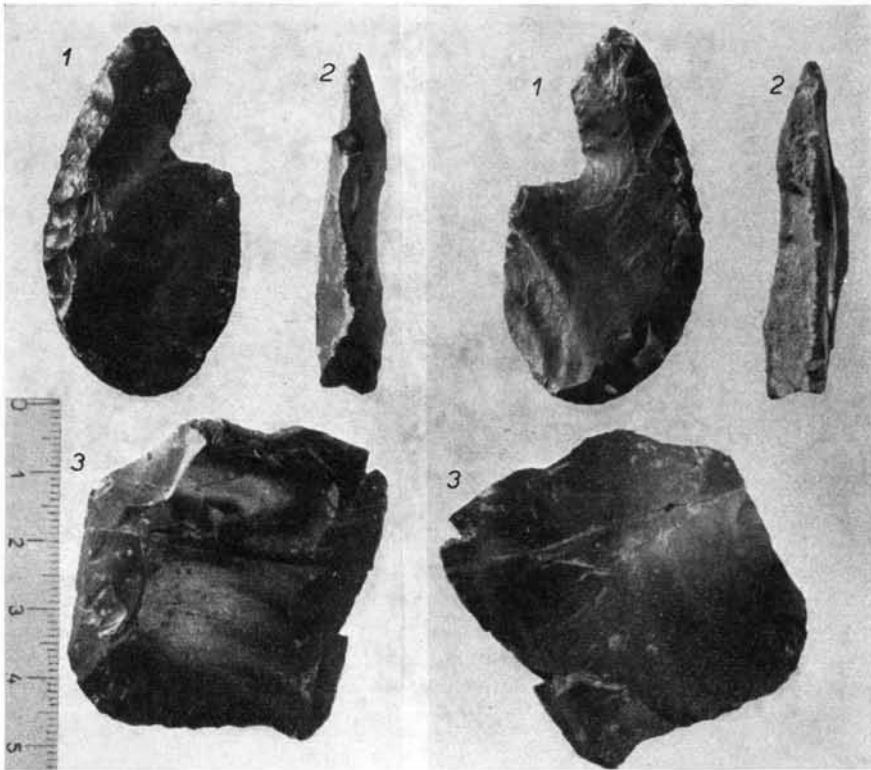


Abb. 6. 1 Szeleta-Blattspitze aus der Schicht B2-k (Profil 03); 2 Gravette-Spitze, die unter dem Profil 07 gefunden wurde; 3 Mit Levallois-Technik bearbeitetes Artefakt aus der Schicht C2-b (Profil 07).  
Foto ŠKOCN.

Typologisch liegt hier eine Moustier-Spitze mit auffallend hohem Rücken vor; von der rechten Seite erinnert diese durch Negative nach breiten Klängen an ein Kernstück, welches durch seine nach außen bogenförmig gewölbte rechte Seite auch die Funktion eines Moustier-Schabers ausüben kann. Das terminale Ende der Spitze ist mäßig retuschiert und die Angehörigkeit zur moustéroiden Gruppe wird auch durch die vertikale stichelartige, sekundär retuschierte Fläche an der linken Kante hervorgehoben. Die einseitige stichelartige Fläche der Moustier-Spitzen ist auch an anderen slowakischen Moustier-Fundstellen, wie in Komjatice oder namentlich im stratigraphisch erfaßten Bojnice bekannt (J. BARTA, 1961). Die angeführte unifaziale Spitze (Abb. 7/1) besteht aus grüngrauem Radiolarit (L. 80, B. 47, D. 34). Ein weiterer Fund aus dieser Lage ist ein größerer, diskoid abgeschlagener Geröllsegmentabschlag mit Negativen nach diskoiden Abschlägen an der Dorsalseite. Ventral hat dieser Abschlag einen auffallend großen Doppelbulbus mit mehreren konzentrischen Schlagsprüngen und großer gedoppelter Schlagnarbe, sowie mehrfachen konzentrischen Ringen. Dorsal blieb noch zum Teil die ursprüngliche Verwitterungsrinde des Radiolaritgerölles erhalten, während die Ventralseite gelbgrün gefärbt und gelblich patiniert erscheint (L. 68, B. 61, D. 20).

Der stratigraphische Wert des Profils von Nové Mesto wird auch durch Funde von Szeleta-Artefakten erhöht, welche von der Oberfläche von PK III + II, wahrscheinlich aus der Schicht B2-i stammen. An der Oberfläche von PK II wurden Anhäufungen von Holzkohlen und vereinzelte, bisher typologisch unbestimmbare Radiolarit-Abschläge festgestellt. KOŠNÁR's Fund einer Blattspitze im Herbst 1960, der aus sekundärer Lage



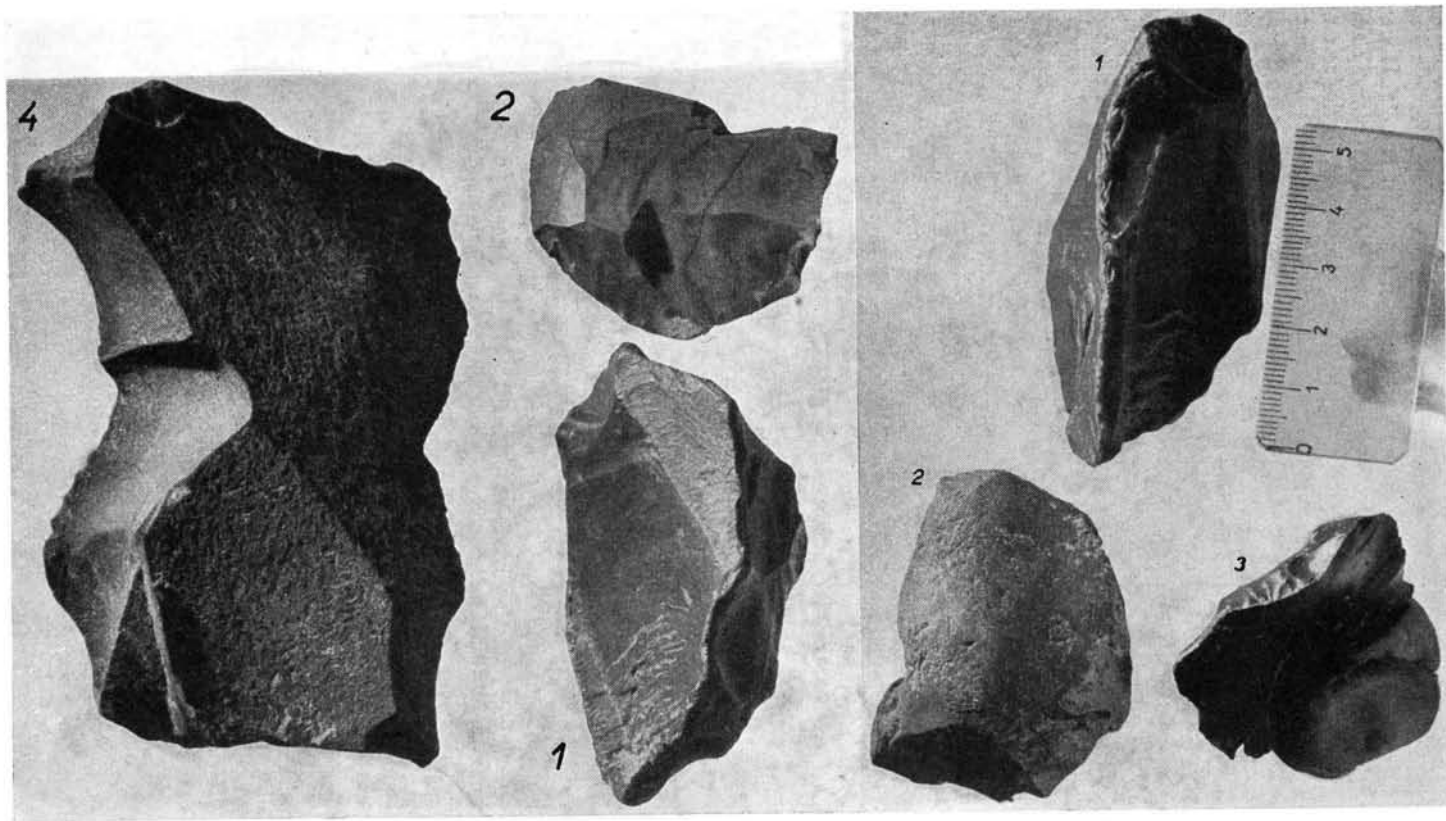


Abb. 7. 1 Moustier-Schaber aus der Schicht B2-f (Profil 07); 2 Gravette-Kernstück aus Radiolarit (Schicht B3, Profil 07); 3 Mit Levallois-Technik bearbeitetes Artefakt aus der Schicht c2-b (Profil 07); 4 Clactonartiger Abschlag aus der Schicht C1-c (Profil 01).  
Foto ŠKOCN.

stammt, beweist verlässlich die Anwesenheit von Szeletien an der untersuchten Fundstelle. Anhand der Sedimentreste, die an der Blattspitze hafteten, konnte festgestellt werden, daß dieser Fund aus den Lehmrückensanden im oberen Abschnitt von PK II stammt. Die Szeleta-Blattspitze von Nové Mesto (Abb. 6a) weist eine mäßige Krümmung auf, die für die Entstehung aus einer breiten flachen Klinge von rotbraunem Radiolarit zeugt. Sie hat eine regelmäßig ovaloide Basis, welche ventral und dorsal partiell bearbeitet ist und in eine symmetrische Spitze übergeht, die vor allem ventral eine stärker ausgesprochene Retusche aufweist. Die ursprüngliche Klinge wurde nach dem Zuspitzen an den Rändern nur partiell durch eine ziemlich regelmäßige Flächenretusche bearbeitet. Eine dextrolateralterminale, wahrscheinlich sekundäre Kerbe wurde insbesondere ventral sekundär leicht flächig retuschiert (L. 54, B. 29, D. 5). Angesichts ihrer ovaloiden Basis hat die Blattspitze von Nové Mesto bisher keine Analogie im slowakischen Raum. Sie steht den ungarischen von Nové Mesto bisher keine Analogie im slowakischen Raum. Sie steht den ungarischen Funden von der Jankovich-Höhle (M. GÁBORI, 1954), eventuell den mährischen von Ondratice nahe, wo einige Analogien bekannt wurden (ČERVINKA, 1927). Mit den erwähnten Anhäufungen von Holzkohlen stehen offenbar auch Lagen von gebranntem Lehm vom Jahr 1944 in Zusammenhang, auf die der Geograph M. LUKNIŠ mündlich hingewiesen hat.

Die zahlreichsten archäologischen Funde an der Lokalität von Nové Mesto stammen aus dem schwach ausgeprägten Bodenkomplex PK I aus den Schichten B3-bc, in denen auch vereinzelt Holzkohlen festgestellt wurden. Die Industrie aus dieser Lage besteht aus häufigen Abschlägen und Kernstücken verschiedener Typen, die größtenteils aus gelben, grauen und grünlichen Radiolariten der weißkarpatischen Klippzone hergestellt wurden. Für den Gravette-Charakter zeugt außer den nichtretuschierten Klingen vor allem ein Stichelabschlag mit bogenförmig nach außen gewölbter Seite. Dadurch wird die Herstellung von Sticheln aus den Gravette-Kratzern gekennzeichnet (ABSOLON, 1945). Analogien dieses Artefaktes sind von mehreren Gravette-Rastplätzen in der Westslowakei und vor allem in Mähren bekannt. Die Anwesenheit von flachen Quarzitzerollen mit schwachen Klopfspuren unterstützt den Beweis der Herstellung von Gravette-Artefakten an Ort und Stelle. Das Auftreten des Gravettians von Nové Mesto im Schichtverband des Paudorfer Interstadials (PK I) bietet gleichzeitig einen Schlüssel zur Lösung der stratigraphischen Stellung von früher nicht erkannten (Zamarovce) und Oberflächenstationen des Gravettians im Vorgebirge der Weißen Karpaten. Hier, d. h. im Abschnitt zwischen Púchov und Nové Mesto, kann das Benützen von lokalem Rohstoff — Juraklippen-Radiolarit — an jungpaläolithischen Siedlungen häufig beobachtet werden. Die stratigraphisch erfaßten Funde von älteren Kulturen in Nové Mesto beweisen im besprochenen Gebiet eine lange Tradition im Benützen dieses einheimischen slowakischen Rohstoffes, welcher auch in beträchtlichem Umfang nach dem benachbarten Mähren exportiert wurde; allerdings sind die mährischen Funde stratigraphisch bisher nicht erfaßt (SKUTIL, 1947).

Die angeführte Übersicht über die archäologischen Funde im Lößprofil von Nové Mesto nad Váhom stellt nur die erste Phase der Forschungen dar, die mit Rücksicht auf die außerordentliche Bedeutung dieser Fundstelle in der Zukunft fortgesetzt werden müssen. Mehrere paläolithische Horizonte und ihre Verknüpfung mit ausgeprägten fossilen Bodenkomplexen verleihen dem Profil von Nové Mesto eine Schlüsselstellung unter den bisher bekannten Lößprofilen des Karpatenbeckens. Vor allem muß die feste stratigraphische Einstufung von Altpaläolithikum hervorgehoben werden, die hier zum erstenmal in diesem Raum durchgeführt wurde.

### Stratigraphische Auswertung des Profils

Die stratigraphische Auswertung des Profils stützt sich auf folgende Kriterien:

- 1) Analogien in der Ausbildung der Bodenkomplexe mit klassischen Fundstellen in Böhmen und Mähren

2) Zwei durch Molluskenfunde belegte Interglazialhorizonte verschiedenen Alters.

Auf Grund der angeführten Kriterien gehört die jüngere interglaziale Fauna sicher dem letzten Interglazial (Eem-I.) an, da sie an der Basis einer charakteristisch ausgebildeten Abfolge von Bodenkomplexen PK II und PK III auftritt. Die ältere warmzeitliche Fauna ist vorletztinglazial, da sie von PK IV mit charakteristischen Hauptmerkmalen überlagert wird.

Eine nähere Einstufung erfolgte im Sinne des zyklischen stratigraphischen Systems der Lößserien, das genauer in einem selbständigen Aufsatz besprochen wird (KUKLA, 1961a). Dieses System stützt sich auf die Beobachtung, daß die Abfolge der Sedimentations- und Bodenbildungsvorgänge während des Quartärs eine überraschend detaillierte Wiederholung in gesetzmäßigem Zyklus aufweist. Die Zyklen B 1, B 2 und B 3 sind mit SOERGELS theoretischer Auffassung der Perioden R/W - W 1, W 1/2 - W 2 und W 2/3 - W 3 annähernd identisch. Der ältere Zeitabschnitt M/R - R zerfällt aber in zwei Interglaziale und folgende Glaziale, wobei jedes der beiden Paare in der zyklischen Auffassung der letzten Warmzeit + Kaltzeit gleichwertig ist. Es gibt hier deshalb sechs Zyklen zweiter Ordnung, die stets mit einem Boden der Lessivé-Entwicklungsreihe an der Basis beginnen. Die aufgeschlossene Basis unseres Profils reicht somit nicht tiefer als in den Löß D 3, der jünger als die Holstein-Warmzeit sein muß. Beide Lessivés von PK IV dürften denjenigen Böden entsprechen, die in Süddeutschland in die Altriß/Jungriß-Warmzeit eingeordnet werden und mit denen im nordischen Raum vielleicht die als Ohe-Interglazial aufgefaßten Bildungen identisch sind.

Die stratigraphische Eingliederung der einzelnen Schichten ergibt sich aus der Tafel 1. An dieser Stelle wird deshalb nur die Einstufung der archäologischen Fundhorizonte besprochen:

1) Der jüngste Horizont in PK I (B3-bc) liegt an der Oberfläche des parautochthonen Hauptbodens des Mittelwürm-Interstadials (= Paudorf, W 2/3), also in entsprechender Lage wie in Pollau, Unter-Wisternitz und anderswo. Die im Profil aufgefundenen Artefakte sind zwar typologisch nicht eindeutig, unter der Lößwand wurde jedoch eine typische Gravette-Klinge gefunden.

2) Der ältere Horizont in der Oberflächenschicht des autochthonen Humusbodens B2-i ist durch verschleppte linsenartige Holzkohlenschlieren und Klümpchen von gebranntem Lehm gekennzeichnet. In der nächsten Nachbarschaft dieses Horizontes, unweit des Abschnittes O3, wurde eine Széleta-Spitze gefunden. Aus den petrographischen Merkmalen der abgekratzten Lehmreste ergibt sich eine Übereinstimmung mit den Proben O3-16 und O3-17, also mit der Schicht der Lehmbröckelsande. Die Holzkohlen sind auch im hangenden Marker und Lehmbröckelsand verstreut, eine größere Holzkohlenanhäufung, die als verschleppte Feuerstätte angesprochen werden dürfte, ist hier aber nicht vorhanden.

3) Der dritte Fundhorizont befindet sich an der Basis des gefleckten Humusbodens B2-ghi und in den lichter gefärbten Lehmen B 1/2-f. Die Artefakte wurden von keinem Kulturobjekt begleitet, das auf ihre primäre Lagerung deuten würde. Man kann also nicht ausschließen, daß beide Stücke aus einem ursprünglich tieferen stratigraphischen Niveau umgelagert wurden. Es handelt sich hierbei um Moustier-Artefakte.

4) Im Lessivé B1-a wurden verstreute gröbere Holzkohlen in einer stratigraphischen Lage gefunden, deren Position den Fundschichten von Sedlec bei Prag und von Gánovce verwandt ist. Bisher wurde zwar kein Artefakt festgestellt, der Horizont muß aber angesichts des Menschaufenthaltes weiter verfolgt werden.

5) Im Horizont C2-b wurden unstrittige Levallois-Geräte in der Nähe einer großen Holzkohlenakkumulation an einer Fläche etwa 1m<sup>2</sup> festgestellt, die von gebranntem Lehm begleitet wird. Es lagen offenbar Reste einer Feuerstätte vor. In demselben

Horizont sind verstreute Holzkohlen und linsenartige Holzkohlenanhäufungen fast in gesamtem Raum der Ziegeleigrube vorhanden. Die Gleichzeitigkeit der Besiedlung mit der Schichtbildung ist hier also gesichert.

6) Die Holzkohlen in den Lagen C1-f und C1-g wurden bisher von keinen Artefakten begleitet und dürfen deshalb nur als Anzeichen der möglichen Menschenanwesenheit an der Fundstelle im betreffenden Zeitabschnitt betrachtet werden.

7) In der Pararendsina C1-c wurden Clacton-Geräte entdeckt. Holzkohlen treten in dieser Schicht nur sehr vereinzelt auf.

### Schluß

Die grundsätzliche Bedeutung des Profils von Nové Mesto für die Stratigraphie der Waagtallösse unterliegt keinem Zweifel. Es handelt sich um die erste slowakische Fundstelle, die ein paläontologisch belegtes vorletztes Interglazial enthält, das hier überdies von gut ausgebildeten Ablagerungen eines paläontologisch belegten letzten Interglazials überlagert wird. Es liegt hier die einzige tschechoslowakische Lokalität vor, an der gut gegliederte Schichtpakete der frühen Abschnitte (Phase 1 des zyklischen Systems) des letzten und vorletzten Interglazials erhalten sind, in denen unter den Basis-Lessivés (Phase 2) Pararendsinen auftreten. Eine grobe Parallelisierung der Schichtenfolgen mit klassischen Profilen in Böhmen und Mähren ist durchaus verlässlich und die Identität der Bodenkomplexe PK II, PK III und PK IV mit entsprechenden Schichtpaketen der erwähnten Profile ist vollkommen klar. Aus diesem Grund geht somit hervor, daß hier das letzte und vorletzte Interglazial und nicht die älteren Warmzeiten vorliegen. Im Gegensatz zu böhmischen und mährischen Fundstellen sind hier die Humusböden auffallend schwach ausgebildet. Der Humushorizont kann stellenweise vollkommen fehlen. PK II ist schlecht in sich gegliedert und eine durchlaufende Lössschicht (=Löß W 1 in der Auffassung von PROŠEK & LOŽEK 1957) zwischen PK II und PK III ist nicht ausgebildet. Der parautochthone Boden der 5. Phase von B 1 ist deutlich ausgeprägt. Die Bodenkomplexe PK III und PK II fließen deshalb fast zusammen und konnten ohne eingehende petrographische Untersuchung bisher nicht verlässlich unterschieden werden.

Die Hauptbedeutung der Fundstellen ist allerdings in den Funden von menschlichen Kulturresten zu sehen, die bisher in fünf übereinander liegenden Horizonten festgestellt wurden. Die jüngste Industrie ist das Gravettien. Tiefer folgen das Szeletien, Moustérien und protolithische Industrien in PK IV, wovon die jüngere Levallois-Merkmale aufweist, die ältere mit Clacton-Technik bearbeitet ist. Alle Fundhorizonte können relativ genau mit einzelnen Schichten der Bodenkomplexe verknüpft und geologisch datiert werden. Von diesem Gesichtspunkt aus muß der Ziegeleigrube von Nové Mesto nad Váhom im mitteleuropäischen Raum eine Sonderstellung beigemessen werden.

### Schriftenverzeichnis

- ABSOLON, K.: Výzkum diluviální stanice lovců mamutů v Dolních Věstonicích na Pavlovských Kopcích na Moravě, Pracovní zpráva za třetí rok 1926. - 252 S., Brno 1945.
- AMBROŽ, V., LOŽEK, V. & PROŠEK, F.: Pléistocène récent aux environs de Moravany près Piešťany sur le Váh (Slovaquie occidentale). - *Anthropozoikum* 1, S. 53-142, Taf. I-IV, Praha 1952.
- BÁRTA, J.: Industria moustierskeho okruhu na západnom Slovensku. - *Památky archeologické* 52, S. 31-39, Praha 1961.
- ČERVINKA, J. L.: Pravek zemí českých. - 80 S., Brno 1927.
- GÁBORI, M.: Sol'utrejskaja kul'tura Vengrii. - *Acta Archaeologica Acad. Scient. Hung.* 3, 68 S. (Sonderdruck), Budapest 1954.

- KLÍMA, B.: Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. - Quartär 9, S. 85-130, Taf. IV-X, Bonn 1957.
- KUKLA, J.: Quaternary Sedimentation Cycle. - Survey of Czechoslovak Quaternary, S. 145-154, Warszawa 1961 (1961a). - Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lößprofile. - Věstník Ústředního ústavu geologického 36, 5, S. 369-372, Taf. I-II, Praha 1961 (1961b).
- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Loesses and Related Deposits. - Survey of Czechoslovak Quaternary, S. 11-28, 5 Beil., Pl. I-III, Warszawa 1961.
- KUKLA, J., LOŽEK, V. & ZÁRUBA, Q.: Zur Stratigraphie der tschechoslowakischen Löss. - Quartär 12, ... - ..., Taf. ... - ..., Bonn 1961.
- LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Das Lößprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. - Eiszeitalter und Gegenwart 10, S. 81-104, 1 Taf., Öhringen 1959.
- LOŽEK, V. & TYRÁČEK, J.: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany (Contribution to the Knowledge of Development of the Valley of the River Váh between Trenčín and Piešťany). - Sborník Československé společnosti zeměpisné 65, 1, S. 6-14, 2 Taf., Praha 1960.
- LOŽEK, V., TYRÁČEK, J. & FEJFAR, O.: Die quartären Sedimente der Felsnische auf der Velká Kobylanka bei Hranice (Weißkirchen). - Anthropozoikum 8, S. 177-203, Taf. I-II, Praha 1959.
- LUKNIŠ, M.: Poznámky ku geomorfologii Beckovskej brány a pril'ahlych území (Quelques remarques sur la géomorphologie de la Porte de Beckov et des régions avoisinantes). - Práce Štátneho geologického ústavu 15, 32 S., 5 Taf., 1 Karte, Bratislava 1946.
- PELÍŠEK, J.: Spraše dolního Pováží (The Loess in the River Valley of Lower Váh in Czechoslovakia). - Geologický Sborník SAV 3, S. 87-99, Taf. XV-XIX, Bratislava 1953.
- PETRBOK, J.: Měkkýši slovenského kvarteru/Sdělení první /. - Rozpravy II. třídy České akademie 44, 15, 16 S., Taf. 1, Praha 1935. - - Kvarterní měkkýši Trenčína, Trenčianských Teplic a okolí. - Ebendort, 45, 13, 14 S., Praha 1936.
- PROŠEK, F.: Nové paleolitické stanice na východním Slovensku. - Archeologické rozhledy 5, S. 289-297, Praha 1953 (1953a). - - Le Szeletien en Slovaquie. - Slovenská Archeológia 1, S. 133-194, Bratislava 1953 (1953b).
- PROŠEK, F. & LOŽEK, V.: Sprašový profil v Bance u Piešť'an (západní Slovensko) (The Loess Section at Banka near Piešťany [Western Slovakia]). - Anthropozoikum 3, S. 301-323, Taf. I-II, Praha 1954. - - Výzkum sprašového profilu v Zamarovcích u Trenčína (Untersuchung des Lößprofiles von Zamarovce bei Trenčín). - Anthropozoikum 4, S. 181-211, Taf. I-II, Praha 1955. - - Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. - Eiszeitalter und Gegenwart 8, S. 37-90, Öhringen 1957.
- SKUTIL, J.: Karpatské rádiolaritové vlárske paleolitikum moravské. - Historica Slovaca 5, S. 16-33, Bratislava 1947.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, II. Bd. - 2. Auflage, 438 S., 1 Taf., Stuttgart 1958.
- ZOTZ, L. & VLK, W.: Das Paläolithikum des unteren Waagtales. - Quartär 2, S. 65-101, Taf. XV-XIX, Berlin 1939.
- ŽEBERA, K.: Nejstarší památky lidské práce z Čech. - Rozpravy Ústředního ústavu geologického 14, 84 S., 42 Taf., 1 Karte, Praha 1952.

Manusk. eingeg. 29. 6. 1961

Anschrift der Verfasser:

Dr. Jiří Kukla, Archäologisches Institut der ČSAV, Prag 1, Letenská 4.

Dr. Vojen Ložek, Geologische Zentralanstalt, Prag 1, Malostranské náměstí 19.

Dr. Juraj Bárta, Archäologisches Institut der SAV, Nitra, Hrad (Slowakei) Tschechoslowakei.



## Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel-Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld

Von R. HALLIK und K. KUBITZKI

(Mitteilung aus dem Geol. Landesamt Hamburg Nr. 40)

Mit 2 Abbildungen im Text.

**Zusammenfassung.** Eine interstadiale, aus Gytja und Torfen aufgebaute Lagefolge, die mit dem aus Dänemark und Holland beschriebenen Brörup-Interstadial parallelisiert wird, wurde pollenanalytisch und z. T. hinsichtlich ihrer Makroflora untersucht. Danach ergibt sich der waldlose bis waldarme, durch Vorwalten von Zwergbirken und krautigen Pflanzen gekennzeichnete Abschnitt I und der Abschnitt II mit großer Bewaldungsdichte, in dem offenbar zunächst Birken und schließlich Kiefern und Fichten die Wälder beherrschten, während die lokale Moorvegetation ihr Gepräge durch das gleichzeitige Vorkommen von Zwergbirken und Bergkiefern erhielt, dessen pflanzengeographische Bedeutung gewürdigt wird.

**Summary.** An interstadial deposit of mud and peat corresponding to the Danish and Dutch so called Brörup-interstadial has been investigated. A first series characterised by *Betula nana* and non arboreous vegetation as well as a second series of closed forests have been described. Birch, later on pine and spruce were the constituents of the forests.

The conception of the vegetation derived from pollenanalytical investigation shows a considerable influence of the local vegetation on the fen with *Betula nana* and *Pinus montana* var. *uncinata*, to which particular attention has been paid.

### Einleitung

Im Rahmen einer Serie von Untersuchungsbohrungen, die das Geologische Landesamt Hamburg im Jahre 1959 niederbringen ließ, wurde bei Bahrenfeld ein Torf-Flöz angefahren, dessen stratigraphische Stellung zunächst unklar erschien. Die nur lückenhaft entnommenen Proben ließen lediglich eine Gleichaltrigkeit mit dem Frühweichsel-Interstadial von Harksheide (HALLIK 1955) feststellen. Erst während einer Wiederholung der Bohrung im Jahr 1960 konnte ein geschlossenes Profil entnommen werden. Es schien berechtigt zu sein, die Vegetationsentwicklung dieses erst durch wenige Fundpunkte bekannt gewordenen Interstadials in Nordwestdeutschland im Einzelnen zu untersuchen.

Der hier bearbeitete Fundpunkt liegt ca. 200 m nördlich der Bahnlinie Altona-Blankenese, ca. 0,5 km westlich des Bahnhofs Bahrenfeld. An dieser Stelle befindet sich eines von den zahlreichen Senkungsgebieten über dem Salzstock von Langenfelde. Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß einzelne Erdfälle des Senkungsgebietes während der Endphase des Eem (Ein Weichsel-Frühglazial, HALLIK 1952) entstanden wären. Die Erdfälle sind, soweit bisher bekannt, mit z. T. lehmig-kiesigen Sanden, die als Fließerden anzusehen sind, gefüllt. In einigen von diesen sind bis zu ca. 1 m mächtige organogene Horizonte eingeschaltet. Im ganzen Senkungsgebiet sind holozäne Torfe von wechselnder Mächtigkeit weit verbreitet.

### Lagerungsverhältnisse

Die beigefügte Skizze (Abb. 1), die auf Grund einer älteren Serie von Bohrungen aus diesem Gebiet konstruiert ist, zeigt die Lagerungsverhältnisse, soweit sie bisher bekannt geworden sind.

Die Altersstellung ist bereits kurz erwähnt worden. Über die Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Lokalitäten soll in einem anderen Abschnitt dieser Mitteilung berichtet werden.

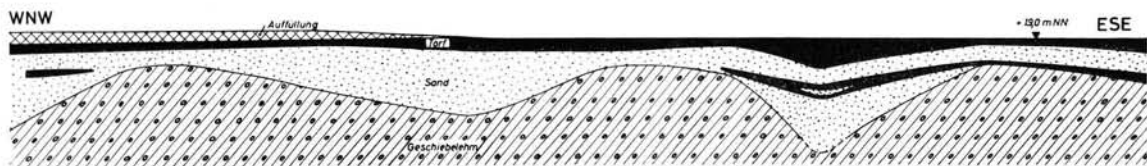


Abb. 1. Lagerungsverhältnisse der organogenen Serien des Weichsel-Interstadials und des Holozäns in Hamburg-Bahrenfeld.

Das Bild der Vegetationsentwicklung bei Harksheide (HALLIK 1955) bedarf insofern einer Revision, als durch das Vorkommen von Bahrenfeld die Deutung des Auftretens thermophiler Elemente im Harksheider Diagramm teilweise abzuändern wäre.

Das bearbeitete Profil hat folgenden Aufbau:

0 —2,40 m	Aufschüttung
2,40—4,00 m	Flachmoortorfe des Holozäns, trockenere und nassere Lagen wechselnd.
4,00—5,00 m	Sand, mittel — fein.
5,00—6,95 m	Sand, fein — mittel, mit Kieseleinlagerungen.
6,95—7,26 m	mesotropher <i>Sphagnum</i> -Torf mit Resten von <i>Pinus mugo</i> , im unteren Teil <i>Betula nana</i> .
7,26—7,33 m	stark zersetzter mesotropher <i>Sphagnum</i> -Torf mit <i>Betula nana</i> . Viel leicht schwingrasenartige Bildung.
7,33—7,48 m	Grobdetritus-Gyttja.
7,48—7,67 m	schluffige Grobdetritus-Gyttja. Im oberen Teil reichlich <i>Nuphar</i> , im unteren Teil <i>Myriophyllum alterniflorum</i> .
7,67—8,11 m	sandige Fein- bis Grobdetritus-Gyttja. Im oberen Teil reichlich <i>Myriophyllum alterniflorum</i> .
8,11—8,50 m	Sand. (Bohrung abgebrochen wegen technischem Unfall.)

### Die Vegetationsentwicklung (Abb. 2)

Entsprechend dem üblichen Vorgehen wird die Vegetationsentwicklung hier so gegliedert, daß sich Abschnitte von einheitlichem floristischem Gepräge ergeben. So steht Abschnitt I als waldarme oder waldlose Phase dem waldreichen Abschnitt II gegenüber. Mit der gleichen Berechtigung könnte die Grenze zwischen beiden wie die Begrenzung der Unterabschnitte aber auch an jene Punkte gelegt werden, an denen ein Umschwung in der Vegetationsentwicklung erfolgt; die wesentlichste Zäsur wäre dann in das Niveau von Spektrum 15 zu legen, in dem der Rückgang der Nichtbaumpollen (NBP) beginnt und sich damit eine Ausbreitung der Wälder anbahnt. Eine solche Gliederung würde durch das Bestreben gerechtfertigt werden, aus dem Beginn der Kurvenausschläge die Ursachen für die Änderungen in der Vegetation zu erfassen und damit über größere Entfernungen synchrone Niveaus zu erhalten.

Ab schn itt I zeichnet sich, wie erwähnt, durch hohe NBP-Werte aus; der *Betula*-Pollen gehört mit 5—15%, meist mit weniger als 10% der *Betula*-Pollensumme nach Größe und Gestalt dem *B. nana*-Typ an; eine quantitative Trennung war jedoch der schlechten Pollenerhaltung wegen weder größenstatistisch noch morphologisch möglich. Die schlechte Pollenerhaltung ist auch der Grund dafür, daß der Pollen von *Potamogeton*, *Populus* und *Juniperus* nicht mehr bestimmbar war. Der Pollen von *Picea* und von den wärmebedürftigen Gehölzen, z. T. auch von *Pinus*, dürfte in diesem Abschnitt größtenteils sekundärer Herkunft sein; eine Subtraktion wurde jedoch nicht vorgenommen. Der Florencharakter zeigt weitgehende Übereinstimmung zu dem der spätglazialen Flora, wie sie in den letzten Jahrzehnten in Europa nördlich der Alpen in so überraschend gleichmäßiger Ausprägung bekannt geworden ist; ihre Reste leben heute an waldlosen Standorten: teils am Meeresstrand (*Plantago maritima*, Arten von *Armeria* und *Centaurium*), teils im Gefolge des Menschen als Unkräuter (*Plantago major* und *media*, *Polygonatum aviculare*) und teils in Trockenrasen.

# Hamburg-Bahrenfeld

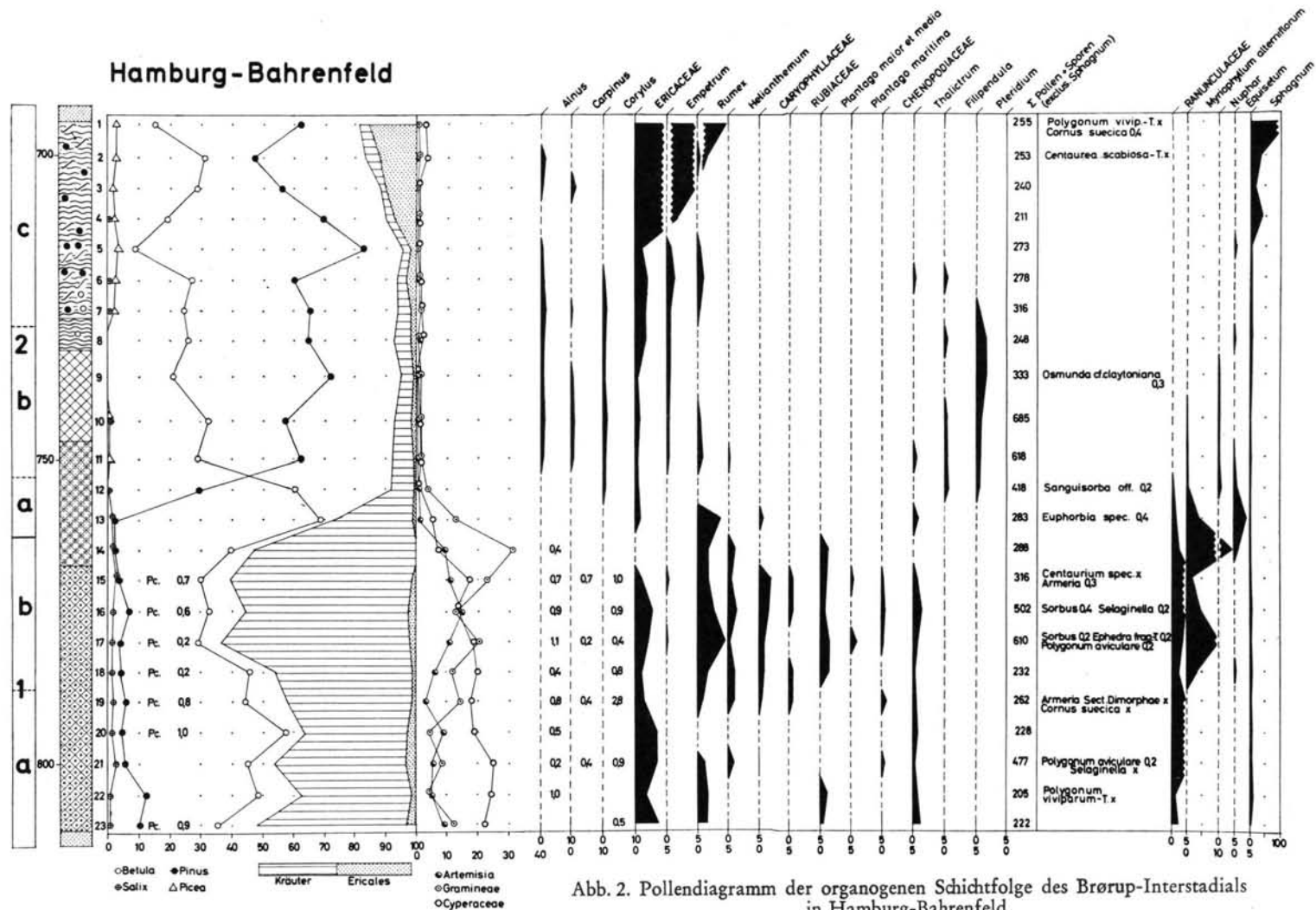


Abb. 2. Pollendiagramm der organogenen Schichtfolge des Brørup-Interstadials in Hamburg-Bahrenfeld.

Von *Armeria* wurde Pollen vom A- und B-Typ i. S. von IVERSEN (1940) gefunden; es handelt sich also um eine Art der Sektion *Dimorphae* (IVERSEN), und zwar, so weit das nach der von SZAFER (1945) gegebenen Pollenbeschreibung zu sagen ist, offenbar nicht um *Armeria iverseni*, sondern um *A. maritima* oder um eine ihr nahestehende Art. BAKER (1959) hat darauf hingewiesen, daß schon geringfügige Beschattung das Blühen von *Armeria maritima* hintanhält. Das Vorkommen des Rutenstrauches *Ephedra* (1 Pollenkorn, *E. fragilis*-Typ ss. WELTEN (1957),  $65 \times 15 \mu$ , mit ca. 8 Falten) überrascht nicht mehr, da diese Gattung nicht nur im Spät- und z. T. noch im Postglazial, sondern nach GRITSCHUK (1955) auch in älteren Abschnitten des Pleistozäns in Europa weit verbreitet war.

Die Untergliederung des Abschnittes I gründet sich auf das Verhältnis der  $\Sigma$ NBP zum *Betula*-Pollen. Der Anstieg der NBP an der Grenze Ia/b geht vor allem auf Pflanzen zurück, die mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit für trockene Standorte bezeichnend sind (*Artemisia*, *Rumex* cf. *acetosella*, *Helianthemum* u. a.). Die Ursache für die Zunahme der Kräuterpollen ist schwer anzugeben; in Anbetracht des gleichzeitigen Anstieges der *Myriophyllum alterniflorum*-Kurve könnte man an eine Temperaturzunahme und im Zusammenhang damit an eine Ausweitung der trockenen Standorte denken.

Ab schn itt II: Schon gegen Ende des Abschnittes Ib ist *Betula* stark gefördert, während die NBP zurückgehen; lediglich die Gramineen kommen vorübergehend zu großer Häufigkeit. In Spektrum 14 stammt ungefähr noch die Hälfte des *Betula*-Pollens von der Zwergbirke, die aber in den darüberfolgenden Spektren fast ganz von Baumbirken abgelöst wird, obwohl der Torf bis 720 cm *Betula nana*-Blättchen enthält. In der Krautvegetation verschwinden die Heliophyten, und *Filipendula* tritt häufiger auf, wie dies vom Beginn des Postglazials bekannt ist. Der gleichzeitige Anstieg der *Pteridium*-Kurve ist dagegen ein wichtiger Unterschied zum Postglazial: denn in Norddeutschland und Dänemark fehlt *Pteridium* im Präboreal und frühen Boreal bis zum Anstieg der Eichenmischwald-Kurve (vgl. z. B. Diagramme von JØRGENSEN 1954 und KUBITZKI 1961). Das Verhalten von *Pteridium* im Postglazial und seine heutige Verbreitung in N-Europa (geschlossenes Verbreitungsgebiet in Finnland und Schweden bis  $63^\circ$  n. Br., in Norwegen bis zum Wendekreis) könnte also ein Hinweis auf günstigere Temperaturverhältnisse zu Beginn der Zone II sein.

In der Zeit der größten Häufigkeit der Baumbirke beginnt schlagartig die Ausbreitung von *Pinus*. Der rationale Anstieg der *Picea*-Kurve ist Veranlassung zur Abgrenzung der Abschnitte IIb und c. Da bei 735 cm die limnische Phase von sedentärer Torfbildung abgelöst wird, kann der *Picea*-Pollen nicht sekundärer Herkunft sein; und daß es sich um ferntransportierten Pollen handelt, wie in einer früheren Veröffentlichung angenommen (HALLIK 1955, S. 122), ist nicht wahrscheinlich, da die Pollenproduktion der lokalen Kiefern- und Birkenbestände den Fernfluganteil sicher stark unterdrückt haben dürfte. Auf die Frage nach der Deutung der Pollenwerte der übrigen wärmebedürftigen Holzarten, die in einem ähnlichen Falle schon einmal von SELLE (1954, S. 179) gestellt worden ist, möchten wir hier nicht eingehen. Vielmehr sei erwähnt, daß im Reisertorf von 725-700 cm reichlich Kurztriebe und Nadeln von *Pinus mugo* gefunden wurden, die nach Gestalt der Epidermiszellen sicher bestimmbar waren; bei 716 cm kamen auch zwei Zapfen von *Pinus mugo* cf. *var. uncinata* vor. Diese Art ist aus Norddeutschland sowohl aus dem Holstein-Interglazial (Ütersen-Glinde, vgl. H. SCHROEDER & J. STOLLER 1907) und dem Ausklang eines Interglaziales bei Lüneburg (G. MÜLLER & C. A. WEBER 1904) bekannt, das anlässlich einer Nachuntersuchung (HALLIK 1952) ins Eem-Interglazial gestellt wurde. Im Hinblick hierauf muß das heutige Fehlen von *Pinus mugo* in Nordeuropa befremden, wenn gleich ihr einstiges Vorkommen in Norddeutschland das gleichzeitige Vorhandensein in Skandinavien keineswegs einschließt. Daß in Bahrenfeld neben *Pinus mugo* auch *Pinus silvestris* vertreten war, ist nicht durch Großreste bewiesen, aber in Anbetracht der aus

dem Vorkommen von *Picea* und besonders *Pteridium* ableitbaren günstigen Temperaturverhältnisse durchaus möglich. Übrigens ist *Pinus silvestris* durch Makroreste aus dem Würm-Interstadial von Chelford (England; vgl. J. M. SIMPSON & R. G. WEST 1959) und dem Interstadial in der Grube Marga bei Senftenberg/Lausitz belegt (FIRBAS & GRAHMANN 1928), das in seiner Vegetationsentwicklung Anklänge an Bahrenfeld zeigt und auch schon — allerdings abweichend von der Auffassung GRAHMANNs — von H. GAMS (1935) in die Würmeiszeit gestellt worden ist. Jedenfalls dürfte das lokale Kiefern-vorkommen in der Vegetation des Bahrenfelder Moores die Ursache für die hier im Gegensatz zum Diagramm Harksheide (HALLIK 1955) besonders niedrigen NBP-Werte sein, die deshalb eine hohe Bewaldungsdichte vielleicht nur vortäuschen.

Das Lüneburger Interglazial ist weiterhin durch das Vorkommen von *Picea omorikoides* ausgezeichnet, die nach WEBER als „stärker ausgeprägt alpine Form“ der *Picea omorika* anzusehen ist. So war *P. omorikoides* auch in unserem Interstadial zu erwarten; doch ergab ein Vergleich mit rezenten Pollen, daß *Picea* hier dem *P. abies*-Typ angehört. In dem schon erwähnten Interstadial von Chelford fanden sich sogar Zapfen von *Picea abies*. Nach zahlreichen sorgfältigen Untersuchungen aus Polen (vgl. SZAFER 1953) ist dort *Picea omorikoides* nur bis zum vorletzten Interglazial vorgekommen, jedoch im letzten Interglazial nicht mehr gefunden worden. Auch JESSEN & MILTHERS (1928, S. 373) heben das Fehlen von *Picea omorikoides* (und übrigens auch von *Pinus mugo*) in Dänemark während des letzten Interglazials hervor. So bliebe Lüneburg der einzige Fundort jener Art aus dem Eem-Interglazial in Norddeutschland; die zeitliche Einstufung dieses Vorkommens sollte deshalb noch einmal überprüft werden.

Anders liegen die Dinge im Alpenvorland, wo Pollen von *Picea cf. omorikoides* von H. REICH (1953, S. 416 ff) wohl noch im 1. Würm-Interstadial gefunden worden ist (vgl. auch LÜDI 1953). Offenbar sind also die an subarktische Verhältnisse angepaßten Biotypen von *Picea omorika*, zu denen wohl *P. omorikoides* zu rechnen ist, im Laufe des Pleistozäns nach und nach erloschen, und zwar im Norden anscheinend eher als am nördlichen Alpenrand. Sie dürften jedenfalls geringere Temperatursprüche gehabt haben als die heute reliktsch in Jugoslawien vorkommende *Picea omorika*. Es sei erwähnt, daß H. GAMS (1954) immerhin mit der Möglichkeit rechnet, daß unter den vielen Formen unserer heutigen Fichte Kreuzungsprodukte mit *Picea omorika* weiterleben, so z. B. in *Picea abies var. fennica* REGEL. Schließlich sei hier der Fund einer Spore von *Osmunda cf. claytoniana* im Abschnitt IIb erwähnt, weil er den Nachweis bringt, daß diese heute vor allem in Fichtenwäldern Nordamerikas und Ostasiens lebende Art bis in die Würm-Eiszeit in der Holarktis viel weiter verbreitet war.<sup>1)</sup> Sporenfunde von *Osmunda claytoniana* aus dem Günz-Mindel- und Mindel-Riß-Interglazial aus Polen hat SZAFER (1953) zusammengestellt. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß bei der Bearbeitung pleistozäner Floren die Bestimmung der Taxa bis zur Art eine ebenso dringliche wie lohnende Aufgabe darstellt, weil auf diesem Wege einerseits interessante florensgeschichtliche Zusammenhänge aufgedeckt werden können, andererseits das ökologische Verständnis der Vegetationsgeschichte der weiter zurückliegenden Abschnitte des Pleistozäns, das uns augenblicklich noch fast vollständig abgeht, die Kenntnis der beteiligt gewesenen Arten und nicht nur der Gattungen voraussetzt.

Der Abschnitt IIc ist im übrigen noch durch einen Anstieg der Ericaceen-Kurve ausgezeichnet, der allerdings vielleicht allein auf die Moorvegetation zurückgeht, da die im gleichen Niveau stark ansteigende *Sphagnum*-Kurve einen Umschwung der Moorentwicklung anzeigt. Die Ursache dieses Umschwunges dürfte am ehesten eine Feuchtigkeitszunahme und Abkühlung sein, so daß man hierin den ersten Ausdruck einer Revertenz der

<sup>1)</sup> Herrn Prof. Dr. Gunnar ERDTMAN sei bestens dafür gedankt, daß er 1955 *Osmunda claytoniana*-Sporen aus dem Interstadial Waldfrieden (HALLIK 1955) bestimmt und damit unser Interesse auf diese Art gelenkt hat.



Klimaentwicklung sehen kann. Sicher auf einer beginnenden Auflichtung der Wälder beruht wohl das regelmäßige Auftreten von *Cornus suecica* in diesem Abschnitt, das in einem unveröffentlichten Diagramm von Bahrenfeld und dem Diagramm Harksheide (HALLIK 1955, Abb. 3) zum Ausdruck kommt, wo dieser Pollen als „x-Pollen“ bezeichnet wurde. Identisch damit ist übrigens nach einer Überprüfung auch der bei HALLIK (1952) als „*Rhamnus frangula?*“ angegebene Pollen.

In diesem Rahmen soll auf die reiche, in den letzten Jahren herangewachsene Literatur zur Frage der Gliederung der letzten Eiszeit nicht eingegangen werden. Nur die Beziehungen zu dem von Sv. Th. ANDERSEN (1958; vgl. auch ANDERSEN, DE VRIES & ZAGWIJN 1960) aus Jütland beschriebenen Brörup-Interstadial sollen hier kurz erörtert werden. Während an der Gleichsetzung jenes Interstadials mit dem hier beschriebenen Vorkommen nicht gezweifelt werden kann, ist doch eine Parallelisierung im Einzelnen nicht möglich. ANDERSEN (1958, S. 184) hat darauf hingewiesen, daß die Einwanderung der Kiefer und der Fichte offenbar nicht klimatisch bedingt war, sondern mit einer gewissen Verzögerung erfolgte. Schon daraus kann in verschiedenen Gebieten ein unterschiedlicher Verlauf der Waldgeschichte resultieren. So ist es nicht zu sagen, ob unserem Abschnitt IIa bei ANDERSEN der ganze Abschnitt W 3 entspricht oder nur einer der vorübergehenden Birkenvorstöße in Jütland, nämlich W 3 a, c oder d. Ebenso fraglich ist es, ob die Zeit der hohen NBP-Werte, I b, mit W 3 b oder d oder mit der 2. Hälfte von W 2 gleichgesetzt werden kann. Wir neigen zu letzter Möglichkeit, weil in Abschnitt I der Baumbirkenpollen in Bahrenfeld selten ist, was auch für W 1 und W 2 a und b in Jütland gilt, während in W 3 zumindest zeitweise Baumbirken schon verbreitet waren, die in Bahrenfeld erst gegen Ende von I b häufiger wurden. Danach müßte in Bahrenfeld gleichzeitig mit dem Brörup-Interstadial das sog. Rodebaek-Interstadial erfaßt sein, wogegen aber wieder einzuwenden ist, daß für Ia die Annahme höherer Temperaturen als I b im Augenblick nicht zu beweisen und nach unserer Deutung des Diagrammes sogar recht unwahrscheinlich ist. Wir möchten deshalb von einer Parallelisierung im Einzelnen der beiden Diagramme absehen.

#### Schriften

- ANDERSEN, Sv. Th.: New investigations of interglacial freshwater deposits in Jutland. - Eiszeitalter und Gegenwart, 8, S. 181-186, 1957.
- ANDERSEN, Sv. Th., DE VRIES, Hl. & ZAGWIJN, W.: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian glacial of Denmark and the Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, 39, S. 38-42, 1960.
- BAKER, H. G.: The contribution of autecological and genecological studies to our knowledge of the past migrations of plants. - The American Naturalist, 93, S. 255-272, 1959.
- FIRBAS, F. & GRAHMANN, R.: Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). - Abh. math.-phys. Klasse d. Sächs. Akad. d. Wiss., 40, 4, 1928.
- GAMS, H.: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns in Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. - Eclogae geologicae Helvetiae, 28, S. 1-31, 1935. - - Das Verschwinden von Gehölzen aus den Alpen während des Eiszeitalters. - Festschr. f. E. AICHINGER, 1, Sonderfolge d. Schriftr. angew. Pflanzensoziologie, S. 71-76, 1954.
- HALLIK, R.: Ein „Weichsel-Frühglazial“-Profil in Lüneburg. - Eiszeitalter und Gegenwart, 2, S. 168-172, 1952. - - Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - Ebenda, 6, S. 116-124, 1955.
- IVERSEN, J.: Blütenbiologische Studien I. - Dimorphie und Monomorphie bei *Armeria*. - Det Kgl. Danske Vidensk. Selskab, Biolog. Meddel., 15, 8, 1940.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits. - Danm. geol. Unders., II. R., Nr. 40, 1928.
- JØRGENSEN, Sv.: A pollen analytical dating of Maglemose finds in the bog Aamosen, Zealand. - Ebenda, II. R., Nr. 80, S. 159-187, 1954.
- KUBITZKI, K.: Zur Synchronisierung der nordwesteuropäischen Pollendiagramme. - Flora, 150, S. 43-72, 1961.

- LÜDI, W.: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröff. geobotan. Inst. Rübel, Zürich, 27, 1953.
- MÜLLER, G. & WEBER, C. A.: Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. - Abh. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, N. F., 40, 1904.
- REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl im Bayrischen Alpenvorland. - Flora, 140, S. 386-443, 1953.
- SCHROEDER, H. & STOLLER, J.: Diluviale marine und Süßwasserschichten bei Uetersen-Schulau. - Jb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1906, 27, 1907.
- SELLE, W.: Das Vechelder Interstadial. - Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5, S. 176-180, 1954.
- SIMPSON, J. M. & WEST, R. G.: On the stratigraphy and paleobotany of a late-pleistocene organic deposit at Chelford, Cheshire. - The new Phytologist, 57, S. 239-250, 1958.
- SZAFER, W.: The fossil *Armeria* in the European pleistocene, especially in Poland. - Starunia, 20, 1945 (polnisch m. deutscher Zusf.). - - Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view. - Rocznik Polskiego Towarzystwo Geologicznego, 22, S. 1-99, 1953. (Polnisch m. engl. Zusf.).

Manusk. eingeg. 26. 7. 1961.

Anschrift der Verf.: Dr. Rudolf Hallik, Hamburg, Rothenbaumchaussee 64a, Geolog. Landesamt;  
Dr. Klaus Kubitzki, Instituto de Botanica, Casilla 1094, Valdivia/Chile.

## Über die Größe der pleistozänen Pferde der Caballus-Gruppe in Europa und Nordasien

Von O. SICKENBERG, Hannover

Mit 5 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung:** Neben Schädel- und Zahnbau ist die Körpergröße und die Proportionierung des metapodialen Gliedmaßenabschnittes ein sehr wichtiges Merkmal. Für beide werden Beziehungen zu bestimmten Temperaturverhältnissen des jeweiligen Lebensraumes und zu dessen landschaftlichen Charakter wahrscheinlich gemacht. Ihre Ermittlung vermag auch wertvolle Hinweise in taxionomischen und stammesgeschichtlichen Fragen zu geben, als Merkmale allein genommen können sie aber nicht als Grundlage einer taxionomischen Ordnung dienen, da Angehörige verschiedener Formenkreise annähernd gleiche Körpergröße und -proportionierung zeigen. Im Gegensatz zu den Eseln, Halbeseln, Zebras, aber auch zum Przewalski-Pferd und wahrscheinlich auch zu den Pferden des *Equus sanmeniensis* — Formenkreises sind sämtliche pleistozänen Pferde der Untergattung Caballus in der eurosibirischen Region unabhängig von der Körpergröße „schwer“ gebaut, d. h. sie besitzen kurze, verhältnismäßig plumpe Metapodien. Sie waren Wald-, Bergland oder Tundrabewohner und nicht in trockenwarmen oder -kalten, ebenen Steppengebieten beheimatet. Das gleiche dürfte auch für die altquartären Pferde des „Allohippus“-Formenkreises anzunehmen sein. Eine Gruppierung nach drei Größenkategorien kann vorgenommen werden (Groß-, Mittel- und Kleinpferde). Groß- und Kleinpferde gehören möglicherweise jeweils zu einer taxionomischen Einheit, die Mittelpferde sind dagegen ein Formengemenge. Zumindest von der Holstein-Warmzeit an erscheinen in Mittel- und Osteuropa, sowie in Nordasien große Pferde in den Tiergesellschaften der wärmeren Phasen, das Auftreten von Klein- und Kleinstpferden steht im Zusammenhang mit dem Vorherrschen ungünstiger Klimabedingungen.

**Summary.** Apart from skull- and tooth-structure, the size of body and the proportioning of the metapodial section of limbs are very important characteristics. Both criteria are said to be related with certain conditions of temperature of the respective living area as well as with its specific scenery. Moreover, their investigation can yield valuable indications as to taxonomy and phylogeny. Merely taken as characteristics, they do not suffice to serve as a base for a taxionomic classification, since members of different type-series show approximately the same size and proportioning of body. In opposition to donkeys, zebras and even to the Przewalski horse as well as probably to the horses of the *Equus sanmeniensis* series, all pleistocene horses of the Caballus subgenus in the eurosiberian region are — independant of the size of body — „heavily“ built, that means they have got short, relatively clumsy metapodial bones. They were dwellers in woods, in highlands or in the tundra and not in dry-warm or dry-cold plain steppes. The same may be assumed for the old-quaternary horses of the „Allohippus“ series. A classification into three categories can be carried through (large-, medium- and small-sized horses). Large- and small-sized horses may possibly belong to one taxionomic unity each. The mediumsized horses on the other hand represent a product of an intermingling of types. Beginning with the Holstein-Warm-Period at the latest, in Central and Eastern Europe as well as in Northern Asia, large horses occur in the association of animals of the warmer phases. The occurrence of small and smallest horses is connected with the prevailing of unfavourable climatic conditions.

### I

Wohl alle Bearbeiter sind sich über den nach wie vor unbefriedigenden Stand unserer Kenntnisse über die pleistozänen Equiden einig. Da wir uns nicht einmal über Taxionomie und Nomenklatorik hinreichend klar sind, kann nicht erwartet werden, wir vermöchten bestimmte Aussagen über die phyletischen Beziehungen, über die stratigraphische Reichweite einzelner Formen, über Lebensraum und Lebensgewohnheiten, über die geographische Verteilung und über vielleicht eingetretene Arealverschiebungen zu treffen. Der Ursachen, die dafür verantwortlich zu machen sind, sind mehrere. Funde ganzer Skelette oder größerer zusammenhängender Skeletteile, ja selbst nur gut erhaltener Schädel sind selten. Einigermaßen bekannt sind nur die Equidenreste bestimmter Fundorte in Deutschland, Schweiz und Österreich sowie in Frankreich, England und den Niederlanden. In den letztgenannten drei Ländern erfolgten in letzter Zeit allerdings hauptsächlich nur

Veröffentlichungen über altquartäre Pferde. In Schweden sind es wieder nur die holozänen Wildpferde, die, allerdings sehr gründlich, untersucht wurden. Der gesamte Süden und Südosten Europas stellt hinsichtlich der Pferde praktisch eine terra incognita dar. Dank der umfassenden Zusammenstellung GROMOVA's und älterer russischer Arbeiten liegen einige Angaben über die Pferde des gewaltigen eurasiatischen Raumes nördlich der Gebirgsländer vor. Dabei fehlen monographische Bearbeitungen aus neuerer Zeit, sei es aus regionaler oder stratigraphischer Sicht, allenthalben. Die Beurteilung fossilen Materials wird weiter durch den Umstand sehr erschwert, daß wir über Ausmaß und Art der Variabilität der Hartteile der lebenden Wildpferde einschl. des Przewalski-Pferdes, gewonnen an einem genügend großen Material, keineswegs zufriedenstellend unterrichtet sind. Ungenügende Materialkenntnis allein bedingt aber nicht die Schwierigkeiten. Die gesamten Pferde neigen vom Beginn ihrer Stammesgeschichte kaum dazu, ihren Bauplan wesentlich abzuändern. Eine gewisse Starrheit ist unverkennbar, die sich natürlich besonders im Laufe ihrer späteren, also jungtertiären und quartären Geschichte bemerkbar macht. Das Formbildungsvermögen reicht im Gegensatz zu anderen, plastischeren Stämmen nicht hin, aus dem Grundstock in morphologischer und biologischer Hinsicht eigenständige Zweige hervorzutreiben, es erschöpft sich sozusagen in einer vielfältigen Abwandlung des „Typus“. Es ist groß genug, innerhalb der vergleichsweise wenigen, gut abgrenzbaren Formenkreise eine offenbar große Anzahl taxionomischer Kategorien niederer und niedrigster Rangordnung zu schaffen, zu schwach aber, um es noch einmal zu sagen, entscheidend über den Rahmen des gegebenen hinauszuwachsen oder ihn gar zu sprengen. Die unverkennbare „Neigung“ der späten Equiden, auf offensichtliche Änderungen der klimatischen und damit landschaftlichen Bedingungen ihrer Lebensräume höchstens nur mit Bildung von Klein- und Kleinstarten zu antworten, steht damit in Zusammenhang. Diese richtig zu erkennen und abzugrenzen, ihre Entstehung aus endogenen oder exogenen Ursachen heraus verstehen zu wollen, stellt daher den Palaeozoologen vor äußerst schwierige Probleme. Was er an seinem und am Material aus der Gegenwart feststellen kann, ist dies: Durchgreifende, klar faßbare strukturelle Unterschiede im Schädelbau, in der Zahnung und bei den übrigen Skelettelementen fehlen selbst zwischen den Hauptformenkreisen, die äußere Konfiguration des Schädels und die Proportionierung seiner Teile wird aber erheblich variiert, das Gebiß zeigt zwar von Population zu Population ein jeweils eigenes Gepräge, nur sehr wenige Merkmale scheinen aber einigermaßen gattungs- oder artkonstant zu sein. Am auffälligsten sind die Unterschiede in der Gesamtgröße der Tiere und die Proportionierung der einzelnen Teile des Bewegungsapparates.

Das Ziel der nachstehenden Studie ist, die Größe der Pferde des Pleistozäns Europas und des nördlichen Asiens in Beziehung auf Raum, Zeit und Umweltsbedingungen zu untersuchen.

Da fossile Belege dieses Alters aus der Zebra-Halbesel- und Esel-Gruppe entweder sehr spärlich sind oder überhaupt fehlen, gebot sich von selbst die Beschränkung auf die *Caballus*-Gruppe, d. h. auf die Gattung *Equus* s. str., wobei vor allem deren jungpleistozäne Vertreter berücksichtigt wurden. Die altpleistozänen Formen bleiben etwas außerhalb der Betrachtung, einmal weil ihre Zugehörigkeit zur *Caballus*-Gruppe bei den Angehörigen des „*Stenonis*-Kreises“ im weiteren Sinne zweifelhaft ist, zum anderen, weil auswertbare Reste noch seltener als im jüngeren Quartär sind. Da von den Extremitätenknochen unter fossilem Material die Metapodien am häufigsten sind und den besten Erhaltungszustand zeigen, wurden diese allein der Untersuchung zu Grunde gelegt. Vorausgesetzt wird dabei allerdings, daß die Länge von Mittelhand und -fuß Rückschlüsse auf die Gesamtgröße erlaubt, wozu allerdings bemerkt werden muß, daß bei gewissen Formen bei eintretender „Verplumpung“ (Längenabnahme bei gleichbleibender Breite) vorzugsweise nur der metapodiale Extremitätenabschnitt betroffen wird (HOFSTETTER 1952). Die plumpen Kleinpferde waren daher in Wirklichkeit etwas größer als

man nach den Längen ihrer Metapodien vermeinen könnte. Zur Feststellung der jeweiligen Größenverhältnisse dienten die größte Länge und die Breite in der Diaphysenmitte der einzelnen Exemplare. Die Angaben wurden fast ausnahmslos der Literatur entnommen, besonders aus den Arbeiten von SCHWARZ 1927 und GROMOVA 1949, die allerdings selbst wieder zu einem guten Teil auf die Messungen früherer Bearbeiter zurückgehen. Ungenauigkeiten der verschiedensten Art schleichen sich damit natürlich ein und beeinträchtigen die Ergebnisse (verschiedene Meßmethoden, Hereinnahme der Meßzahlen jugendlicher, als solche aber nicht gekennzeichnete Individuen in die Maßtabellen, mangelnde Berücksichtigung des Erhaltungszustandes usw.). Dies mußte in Kauf genommen werden, um überhaupt verfahren zu können, wenn solche Fehler auch angesichts der spärlichen Stückzahl schwerer wiegen als bei reicher Materialfülle. Das Gesamtbild mag dadurch an der einen oder anderen Stelle vielleicht etwas verzerrt, bis zur Unkenntlichkeit verfälscht aber nicht werden. Auch die sexuellen Unterschiede, die sich zumindest beim Hauspferd bei den Metapodien feststellen lassen (KUNKAITIS nach LUNDHOLM 1949) konnten naturgemäß nicht berücksichtigt werden. Die Maßzahlen wurden in Diagramme eingetragen, welche zunächst die Position jedes einzelnen Exemplares nach Gesamtlänge und Diaphysenmitten-Breite erkennen lassen. Außerdem wurde von den jeweils extremsten Werten ausgehend versucht, Rechteckfelder zu konstruieren, um den Variationsbereich bestimmter Gruppen graphisch darzustellen. Durch die Überbetonung der Breite werden zwar die Proportionen verzerrt, zugleich bestimmte Verhältnisse aber auch verdeutlicht. Selbstredend bedeutet ein solches Verfahren nur eine sehr grobe Annäherung an die Wirklichkeiten, da die Stückzahl, welche diesen Konstruktionen zu Grunde liegt, jeweils sehr verschieden und in keinem der Fälle ausreichend genug ist. Von keiner echten Population — die ja sowieso nur bei rezenten Formen untersuchbar ist — liegt genügend großes Material vor, das erlauben würde, Größe und Konfiguration des Variationsfeldes festzustellen und die Anordnung der einzelnen Exemplare in diesem einwandfrei zu erkennen. Aus theoretischen Erwägungen heraus kann als sicher gelten, daß sich die den einzelnen Exemplaren entsprechenden Marken nicht gleichmäßig über das Feld verteilen, sondern sich entlang einer oder zweier Achsen, — bei Bestehen merklicher sexueller Unterschiede, — anordnen. Ein Überschneiden der einzelnen Felder in der graphischen Darstellung bedeutet daher noch keineswegs, daß sich die Werte realiter überschneiden, dies darf erst bei bedeutenderem Deckungsgrade zweier Felder angenommen werden.

Aus den gleichen Gründen wurde auch auf eine rechnerisch-variationsstatistische Behandlung der Materialien verzichtet. Über das, was durch Maßangaben genau belegbar ist, wurde nicht hinausgegangen, denn die in der Literatur sehr häufigen, allgemein gehaltenen Angaben wie „große Form“, „kleines Pferd“ sind zu subjektiv gefärbt, um viel von Nutzen zu sein.

Im Rahmen der vorliegenden Studie bot sich bei dem gegenwärtigen Stand der Dinge keine andere Möglichkeit, als sich der konventionellen Taxionomie und Nomenklatorik zu bedienen. Da die Auffassungen darüber, was als Art und was als Unterart anzusehen sei, bei den einzelnen Autoren weit auseinandergehen, die Zeit für Entscheidungen auch noch nicht reif ist, erscheinen die einzelnen, bisher benannten Formen durchgehend als Arten. Von den verschiedenen Untergattungen der Großgattung *Equus* sind in den Untersuchungskreis nur folgende einbezogen: *Caballus* im Sinne DIETRICH'S, *Asinus*, *Hemionus* und *Onager* (hier zusammengefaßt zur *Hemionus*-Gruppe), *Hippotigris*, *Dolichhippus*, *Zebra* und *Quagga* (hier zusammengefaßt zur „*Hippotigris*“-Gruppe), *Amerhippus* und schließlich *Allohippus*, die letztgenannte, derzeit noch nicht genauer zu kennzeichnende und abgrenzbare Untergattung gebraucht als Sammelbezeichnung für alle altquartären Equiden, die nicht eindeutig zur Untergattung *Caballus* oder zu einer der anderen aufgeführten Untergattungen gehören (SIMPSON 1945, HOFSTETTER 1952, DIETRICH 1950). Die oben genannte Bemerkung bezüglich Taxionomie und Nomenklatorik



bezieht sich vor allem auf die Untergattung *Caballus*. Unter ihren zahlreichen „Arten“ scheint mir nur als selbständige taxionomische Einheit das Pferd aus den Mosbacher Sanden (= *C. mosbachensis* v. REICHENAU) gesichert, alles andere erscheint derzeit sowohl taxionomisch, wie nomenklatorisch unsicher (*E. germanicus* NEHRING, *E. steinheimensis* v. REICHENAU, *E. taubachensis* v. REICHENAU, *E. chosaricus* GROMOVA, *E. missi* M. PAVL., *E. woldrichi* ANTONIUS usw.); von einer wirklichen Ordnung sind wir noch weit entfernt.

Man wird verstehen, daß angesichts dieser Sachlage das gewählte Thema nur mit den größten Vorbehalten angegangen werden kann. Ein derartiger Versuch darf überhaupt nur in der Zuversicht unternommen werden, daß jede kritische Materialsichtung im Hinblick auf eine bestimmte Frage von Nutzen sein wird, wenn nicht von anderem, so doch wenigstens von dem einen, diese Frage schärfer und enger zu fassen, um andere Untersuchungen anzuregen und damit die Möglichkeit zu eröffnen, eine der Wirklichkeit gemäße Antwort zu finden. Dies möge bedacht werden, wenn hier entschieden mehr Probleme gestellt als gelöst erscheinen, was mit gewissem Recht als enttäuschend empfunden werden mag. Ein umfassender Versuch, an Hand von fossilem Material (Metapodien) den Größenverhältnissen der pleistozänen Equiden Europas nachzugehen, um damit zu gewissen Schlußfolgerungen zu kommen, wurde erst einmal gemacht (SCHWARZ 1927). Er war ziemlich berechtigter Kritik ausgesetzt, da chronologische Daten nicht entsprechend berücksichtigt und die Verschiedenartigkeit der ökologischen Verhältnisse vernachlässigt wurden. Die Ergebnisse, namentlich im taxionomischen Bereich, ruhen daher zwangsläufig auf mehr als schwankem Boden.

## II

### Die Hauptgruppen der pleistozänen und holozänen Equiden (Diagramm 1a und 1b)

Material: Metacarpale

1. *Caballus*-Gruppe einschl. *Allohippus*:  
Umfaßt nahezu das gesamte veröffentlichte, mit einiger Sicherheit auf die *Caballus*-Gruppe beziehbare pleistozäne Material Europas und Nordasiens (einschl. *E. sameniensis* TEILH. DE JARD. et PIV., ~ 200 Exempl.) sowie *E. przewalski* POL. (8 Exempl.).
  2. *Hemionus*-Gruppe:  
*H. hemionus* PALL. u. *H. onager* BODD., teils fossil aus N-Asien, teils subfossil und rezent, insges. 11 Exempl.
  3. *Asinus*-Gruppe:  
*Asinus asinus* L., *A. somaliensis*, *A. hydruntinus* REG., insgesamt 13 Exempl. Ein von POMEL veröffentlichtes Exemplar (n. GROMOVA) aus dem Neolithikum Nordafrikas wurde nicht berücksichtigt; die extreme Schlankheit dieses Mtc würde das Feld bedeutend nach links erweitern. Ebenso wurde ein sehr großes Exemplar v. *A. hydruntinus*, (Fundlok. Tiraspol), dessen Zugehörigkeit z. *A. h.* m. E. fraglich ist, nicht berücksichtigt.
  4. *Hippotigris*-Gruppe (*Hippotigris* s. l.):  
*Hippotigris mauretanicus* POM., *H. boehmi*, *H. burchelli*, *H. zebra*, insges. 4 Exempl.
  5. *Amerhippus*-Gruppe:  
*A. Andium* WAGN.-BRANCO, *A. neogaeus* LUND, *A. curvidens* OWEN, insges. 51 Exempl.
- Metatarsale
1. *Caballus*-Gruppe, wie oben, ~ 250 Exemplare.
  2. *Hemionus*-Gruppe, wie oben, insgesamt 11 Exemplare aber z. T. von anderen Fundorten als die Metacarpalia).

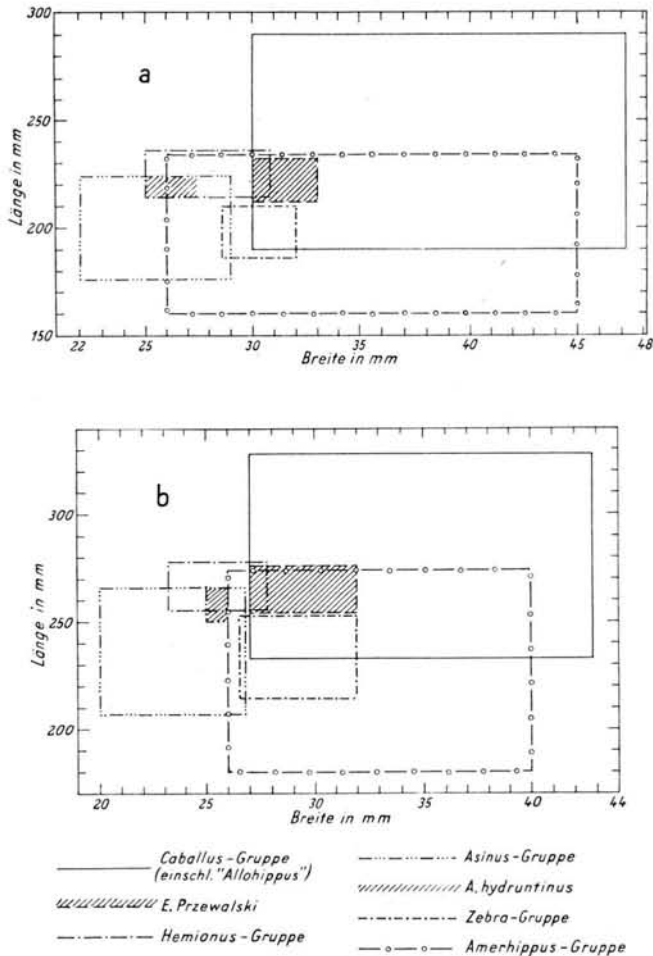


Abb. 1. Die Hauptgruppen der pleistozänen und rezenten Pferde (Europa, Asien, Afrika, Südamerika). a: Metacarpale, b: Metatarsale.

### 3. *Asinus*-Gruppe:

Wie oben, insgesamt 11; auch hier wurden nur die mitteleuropäischen Exemplare von *A. hydruntinus* berücksichtigt, da bei den größerdimensionierten osteuropäischen Vertretern Fehlbestimmungen vorliegen können (Verwechslung mit Angehörigen der *Hemionus*-Gruppe!).

### 4. *Hippotigris*-Gruppe:

*H. mauretanicus* POM., *H. oldowayensis* HOPW., *H. boehmi*, *H. burchelli*, *H. zebra*, insgesamt 5 Exemplare.

### 5. *Amerhippus*-Gruppe:

*A. Andium* WAGN.-BRANCO, *A. Martinei* SPILLM., *A. Santae-Elenae* SPILLM., *A. neogaeus* LUND, *A. insulatus* C. AMEGH., *A. curvidens* OWEN, insgesamt 55 Exempl.

Die Diagramme wurden aufgestellt, um die größenmäßigen Beziehungen zwischen den wichtigsten altweltlichen Untergattungen zu ermitteln. Die nordamerikanischen Quartärpferde wurden also nicht mit einbezogen, die südamerikanischen Vertreter der Unter-

gattung *Amerhippus* erscheinen aber zu bestimmten Vergleichszwecken in den Diagrammen.

Folgende Feststellungen ergeben sich:

1. Die einzelnen Felder überschneiden sich zwar, die einzelnen Gruppen als solche können aber mit hinreichender Deutlichkeit als selbständige Einheiten erkannt werden.
2. Zwei Hauptgruppen zeichnen sich ab: Die eine umfaßt kleine bis mittelgroße Formen mit schlanken Metapodien; dazu zählen die *Hemionus*-, die *Asinus*- und die *Hippotigris*-Gruppe, am schlanksten sind die Esel, plumper die Zebras, die Halbesel vermitteln, sind aber größer als die beiden (*Asinus hydruntinus* reiht sich in das *Hemionus*-Feld ein. Die sichere Bestimmung einzelner isolierter Metapodien von *A. hydruntinus* oder *H. spec.* scheint mir daher auf unüberwindliche Schwierigkeiten zu stoßen). Zur anderen Hauptgruppe gehören die echten Pferde einschließlich *Allohippus* und die Arten der Gattung *Amerhippus*. Es sind sehr kleine bis sehr große Pferde mit mittelschlanken bis sehr plumpen Metapodien (über das Przewalski-Pferd s. u.).
3. Die Proportionsverhältnisse sind bei den Metatarsalien „gefestigter“, bei den Metacarpalia ist offenbar im allgemeinen der Spielraum für den Schlankheitsgrad größer (Ausnahme *E. przewalski?*).

### III

Um für den weiteren Untersuchungsgang einen Ausgangspunkt zu finden, mußte versucht werden, an Hand eines einigermaßen homogenen Materials über Umfang und Art der Größenvariabilität zumindest einiger weniger der in Frage kommenden Formen bestimmtere Vorstellungen zu gewinnen. Wenn eingangs erklärt wurde, es ließen sich so gut wie keine gesicherten taxionomischen Einheiten aufstellen, so soll dies nicht bedeuten, es hätte solche überhaupt nicht gegeben. Im Gegenteil, es besteht aller Grund zur Annahme, daß die Untergattung *Caballus* unter allen die formenreichste war und in eine große Anzahl zumindest von „guten“ Unterarten und Rassen zerfiel. Ihre Erkennung und Abgrenzung bereitet aber derzeit fast unüberwindliche Schwierigkeiten, aus Gründen, die gleichfalls schon eingangs dargelegt wurden. Entweder handelt es sich beim fossilen Material um Einzelfunde oder das Material ist zwar umfangreicher, aber wahrscheinlich häufig uneinheitlich, denn bei fast allen älteren Aufsammlungen wurden die Knochen eines Fundortes nicht genügend nach den einzelnen Fundschichten getrennt und dadurch nicht selten verschiedenartiges vermengt. Die Fundlager, Höhlenablagerungen, Terrassenschotter und Lößmassen sind meist, wie sich immer mehr herausstellt, recht komplexer Natur und nur selten zeitliche und ökologische Einheiten. Auch wenn eine wirkliche Einheit gegeben erscheint, so muß in Rechnung gesetzt werden, daß möglicherweise zu gleicher Zeit zwei oder mehr Formen den gleichen Raum besetzten, wie man dies von den heutigen Zebras kennt. Um aber mit Sicherheit ein derartiges Kollektiv in seine Bestandteile auflösen zu können, dazu bedarf es eines größeren Materials, als in der Regel von eurasiatischen Fundplätzen zur Verfügung steht. Im Grunde genommen entspricht keine der bisherigen Aufsammlungen, von einer Ausnahme abgesehen, den anzulegenden Maßstäben, eine wenig ermutigende Feststellung, die aber um der Klarheit willen notwendig erscheint. Um nichts besser steht es bei dem rezenten Vertreter der Untergattung, bei *E. przewalski* POL., das bekanntlich nur noch in wenigen Exemplaren als Wildform vorkommt und daher in keiner Sammlung der Welt in reichen Serien vertreten ist. Unsere Kenntnis beschränkt sich daher auf das, was die Untersuchung nur weniger Exemplare ergibt. Außerdem kann eine wenn auch geringe Beimischung von Hauspferdblut bei den heute lebenden Wildpferdbeständen nicht ganz ausgeschlossen werden (MOHR 1959). Ein anderes sub-rezentes Wildpferd, der Tarpan (*E. gmelini* ANT.) kann zwar auf Grund verschiedener Erwägungen als ehemals existent angenommen werden, als taxionomische Kategorie ist es aber das Ergebnis einer Konstruktion, hinter der eine wahrscheinliche, aber keineswegs

gesicherte und zweifelsfreie Realität steht<sup>1)</sup>, auf deren in Sammlungen befindlichen Belegen bei Untersuchungen zurückgegriffen werden kann. In den Tabellen bei GROMOVA (1949) ist daher der Tarpan nur mit einem Exemplar vertreten.

Bei der geschilderten Lage blieb mithin kein anderer Weg offen, als das Material verschiedener Fundpunkte, soweit es der leider immer sehr bescheidene Umfang überhaupt noch zuläßt, zum Aufbau des Diagrammes (2a u. b) zu verwerten. Über die chronologischen und klimatischen Daten der einzelnen Fundlokalitäten bzw. -komplexe gibt der Anhang S. 120) Aufschluß, auf den auch für die später folgenden Ausführungen zu verweisen ist.

*Equus przewalski* POL., Rezent;

Stückzahl: Metacarpalia: 8, Metatarsalia: 8 (nach GROMOVA 1949).

*E. gmelini* ANT., Subrezent;

Stückzahl: Mtc: 1, Mtt: 1 (n. GROMOVA 1949).

*E. spec.*, Freyburg a. d. U.: (kleine Form = Freyburg b) Würm;

Stückzahl: Mtc: 5, Mtt: 8 (nach SCHWARZ 1927 u. v. REICHENAU 1915).

*E. spec.* Freyburg a. d. U.: (größere Form = Freyburg a), Würm;

Stückzahl Mtc 2, Mtt 5 (nach SCHWARZ 1927).

N. B. Im Freyburger Löß kommen offensichtlich zwei verschiedengroße Pferde vor, wie aus dem Diagramm ersichtlich.

*E. spec.* Solutré, Spätwürm;

Stückzahl: Mtc: 40 (Länge) 7 (Breite), Mtt: 44 (Länge), 4 (Breite)

(aus GROMOVA 1927 u. n. VIRET 1954).

Von allen Materialien ist hier zweifelsohne die größte Einheitlichkeit in Bezug auf Zeitstellung und Klima gegeben. Da in Mitteleuropa im Spätwürm aber mindestens zwei verschiedene Pferde auftreten, ist die taxonomische Einheitlichkeit fraglich. Leider sind in der Literatur nicht Einzel-, sondern nur Grenzwerte für die Metapodien angegeben, eine Entscheidung, ob eine oder zwei Größengruppen vorhanden sind, kann erst durch eine neue umfassende Bearbeitung erfolgen.

*E. spec.* Körbisdorf, Riss;

Stückzahl: Mtc 8, Mtt: 14 (nach SCHWARZ 1927)

Eine gewisse stratigraphische und klimatische Einheitlichkeit der Fundschichten darf vermutet werden. Eine morphologische Analyse der Körbisdorfer Equiden fehlt.

*E. mosbachensis* v. REICHENAU, Mosbacher Sande, Jüng. Altpleistozän;

Stückzahl: Mtc 9, Mtt 16 (n. SCHWARZ 1927 u. v. REICHENAU 1915). Die Mosbacher Sande bilden weder eine Alters- noch eine oekologische Einheit. Die meisten Pferdereste stammen aber aus dem Hauptlager, so daß eine gewisse Einheitlichkeit angenommen werden darf, was auch durch die morphologischen Befunde gestützt wird (v. REICHENAU 1915).

*E. stenonis* COCH., St. Vallier, Ält. Altpleistozän,

Stückzahl: Mtc: 15, Mtt: 32 (n. VIRET 1954).

Nach den geologischen Verhältnissen der Fundlokalität und nach dem morphologischen Befund darf Einheitlichkeit angenommen werden; *E. stenonis* wird aber an dieser Fundstelle noch von einem größeren Pferd, *E. bressanus* VIRET begleitet.

*E. „sanmeniensis“* T. DE JARD. et PIV., China, Altpleistozän;

Stückzahl: Mtc: 22, Mtt: 29 (aus GROMOVA 1949 und nach VIRET 1954).

Die weite geographische Streuung der Fundorte und die große Spanne des zeitlichen Auftretens von *E. „sanmeniensis“* läßt von vornherein Uneinheitlichkeit vermuten; dies wird durch VIRET (1954) bestätigt. Nach diesem Autor besteht *E. sanmeniensis* aus einer ver-

<sup>1)</sup> M. W. ist auch für die Art bzw. Unterart *E. gmelini* ANT. bisher auch noch kein Typenexemplar festgelegt worden.

hältnismäßig großen und einer sehr kleinen Form (im Diagramm ist nach den Angaben VIRET's das Feld auch für die Mtc aufgegliedert, bei den Mtt sind nur die Maße der großen Form berücksichtigt). Nach den von ZDANSKY ermittelten Zahlen (n. GROMOVA) scheinen aber Übergänge vorzukommen.

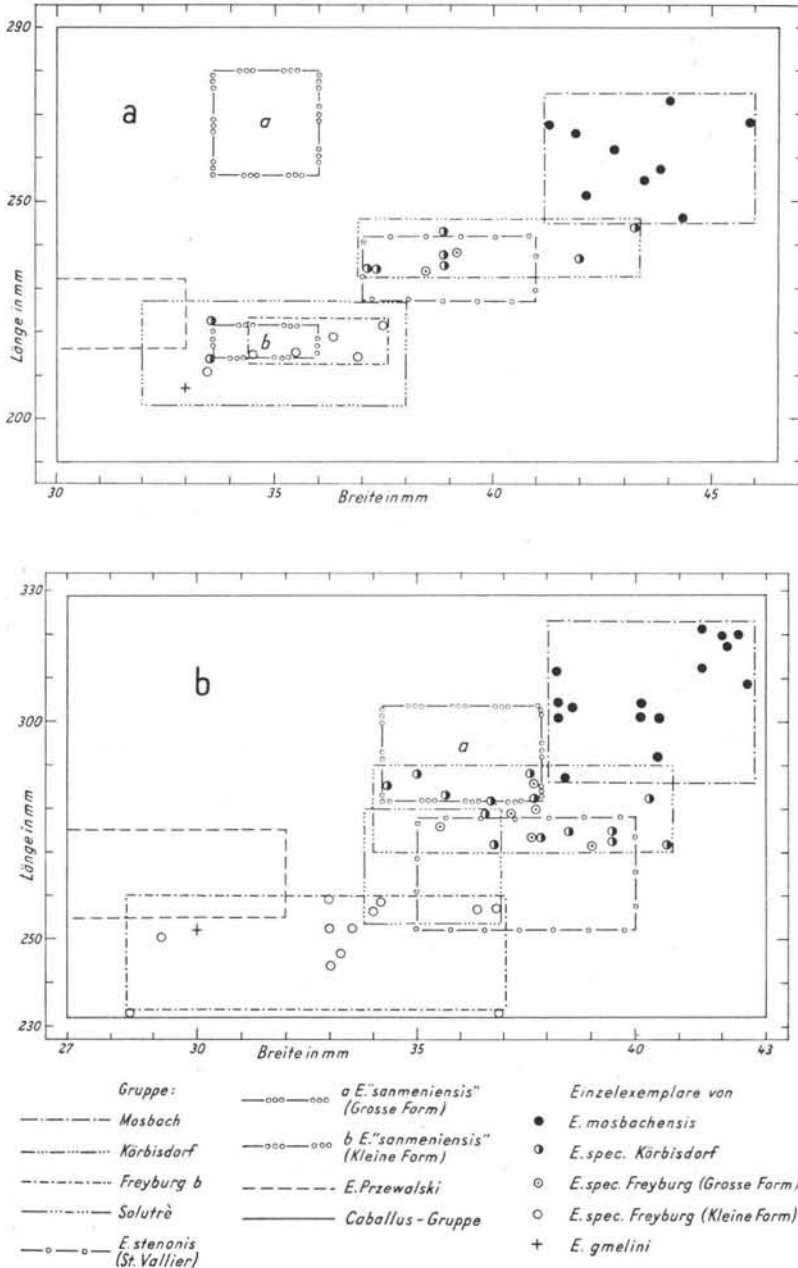


Abb. 2. Verschiedene Typen unter den Pferden der Caballus-Gruppe (einschl. „Allohippus“). a: Metacarpale, b: Metatarsale.



Das Diagramm 2 erlaubt folgende Feststellung:

- 1) Die untersuchten west- und mitteleuropäischen Formen gestatten eine Aufgliederung in 4 Größengruppen („Typen“):
  - a) Typus Mosbach: Groß- und plumpwüchsig<sup>2)</sup>
  - b) Typus Körbisdorf: Mittelgroß und plump
  - c) Typus *E. stenorhis*, St. Vallier. Wie Körbisdorf, nur etwas kleiner
  - d) Typus Freyburg b: Klein und plump. NB. Freyburg a gehört zum Typus Körbisdorf.
- 2) Bei den Typen a, b und d verhalten sich die Mtc und Mtt in Bezug auf ihre Dimensionierung gleichsinnig, das kleinere Pferd von St. Vallier besitzt dagegen vergleichsweise längere Mtc und kürzere Mtt; es vertritt daher einen grundsätzlich anderen Proportionierungstyp.
- 3) Die 4 Gruppen bilden eine „allometrische Reihe“, d. h. mit der Größe nimmt auch die relative Plumpheit zu. Merkwürdigerweise entspricht dem nicht die Verteilung der einzelnen Exemplare im zugehörigen Feld. Die Anordnung zeigt im Gegenteil eher das Bild einer negativen Allometrie, d. h. die größeren Exemplare sind zugleich relativ schlanker. Bei den Mtt (abgeschwächt auch bei den Mtc) des Typus Mosbach lassen sich zwei Untergruppen erkennen, jede mit einer merklichen Tendenz zu einem negativ allometrischen Verhalten (Geologische Altersverschiedenheit? Sexuelle Unterschiede?).
- 4) Sämtliche 4 Typen gehören in die Reihe der „schweren“ Pferde mit kurzen Metapodien.
- 5) Bei den geologisch ältesten Typen (Mosbach), abgeschwächt auch beim Typus St. Vallier, schwankt die Länge verhältnismäßig stärker (Längeninstabilität), bei den jüngeren Typen Körbisdorf und Freyburg b besonders beim letztgenannten (Mtc!) dagegen die Breite (Breiteninstabilität). Zieht man die große Zahl der Exemplare beim Typus Mosbach und Typus St. Vallier in Betracht, dann ist die Größenschwankungsbreite, ausgedrückt durch die relative Feldgröße überhaupt bei jenen bedeutender als bei den älteren Typen.
- 6) Das Przewalskipferd hat mittelgroße, aber zugleich schlanke Metapodien. Mtc und Mtt verhalten sich gleichsinnig. Das durch das rezente Wildpferd besetzte Feld ordnet sich nicht der oben aufgestellten allometrischen Reihe ein, es ist kein plumpes Pferd.
- 7) Das gleiche gilt von *E. „sanmeniensis“*, wenigstens was die Großform angeht. Diese ist in ihrer Mtc großwüchsig und zugleich schlank, in ihren Mtt dagegen ist sie nur über mittelgroß und dabei mäßig plump. Mtc und Mtt verhalten sich also ebenso wie bei *E. stenorhis* von St. Vallier nicht gleichsinnig. Noch ausgeprägter als bei den beiden europäischen Altpleistozäntypen ist die relative Längeninstabilität und die relative Breitenstabilität.
- 8) Das eine Tarpanexemplar nimmt seinen Platz im Felde des Typus Freyburg b ein.
- 9) Das Solutrématerial läßt sich nicht den vier ermittelten Typen zuordnen. Nach den Mtc gehört es zum Typus Freyburg b, die Mtt sind aber im Verhältnis zu den Mtc etwas größer und plumper, ihr Feld überdeckt sich in seiner oberen Hälfte mit jenen des Typus Körbisdorf, in seiner unteren dagegen mit jenen des Typus Freyburg b. Ob tatsächlich sämtliche Metapodien nur einer Form angehören, die einen Typus repräsentieren würde, wie er sonst bei den europäischen Pferden nicht auftritt (Un-

<sup>2)</sup> Ein in der Tabelle bei SCHWARZ (1927) geführtes Mtt (Mosbacher Sande, Lok. „Hessler“) m. einer größten Länge von 371 mm und einer Diaphysenbreite von 34,5 mm weicht dermaßen von den für *E. mosbachensis* gewöhnlichen Dimensionen ab, daß es hier unberücksichtigt blieb. Wenn nicht überhaupt ein Druckfehler vorliegt, so ist dieses Stück entweder überhaupt nicht auf *E. mosbachensis* zu beziehen, was wahrscheinlicher ist, oder es stammt von einem sehr jugendlichen Exemplar.

gleichsinnigkeit der Proportionen der Mtc und Mtt, aber anders als bei *E. stenorhis* von St. Vallier und *E. sanmeniensis*, große Form) oder ob ein Formengemisch vorliegt, kann erst entschieden werden, wenn ausreichende, von einer Hand unternommene Messungen durchgeführt werden.

#### IV

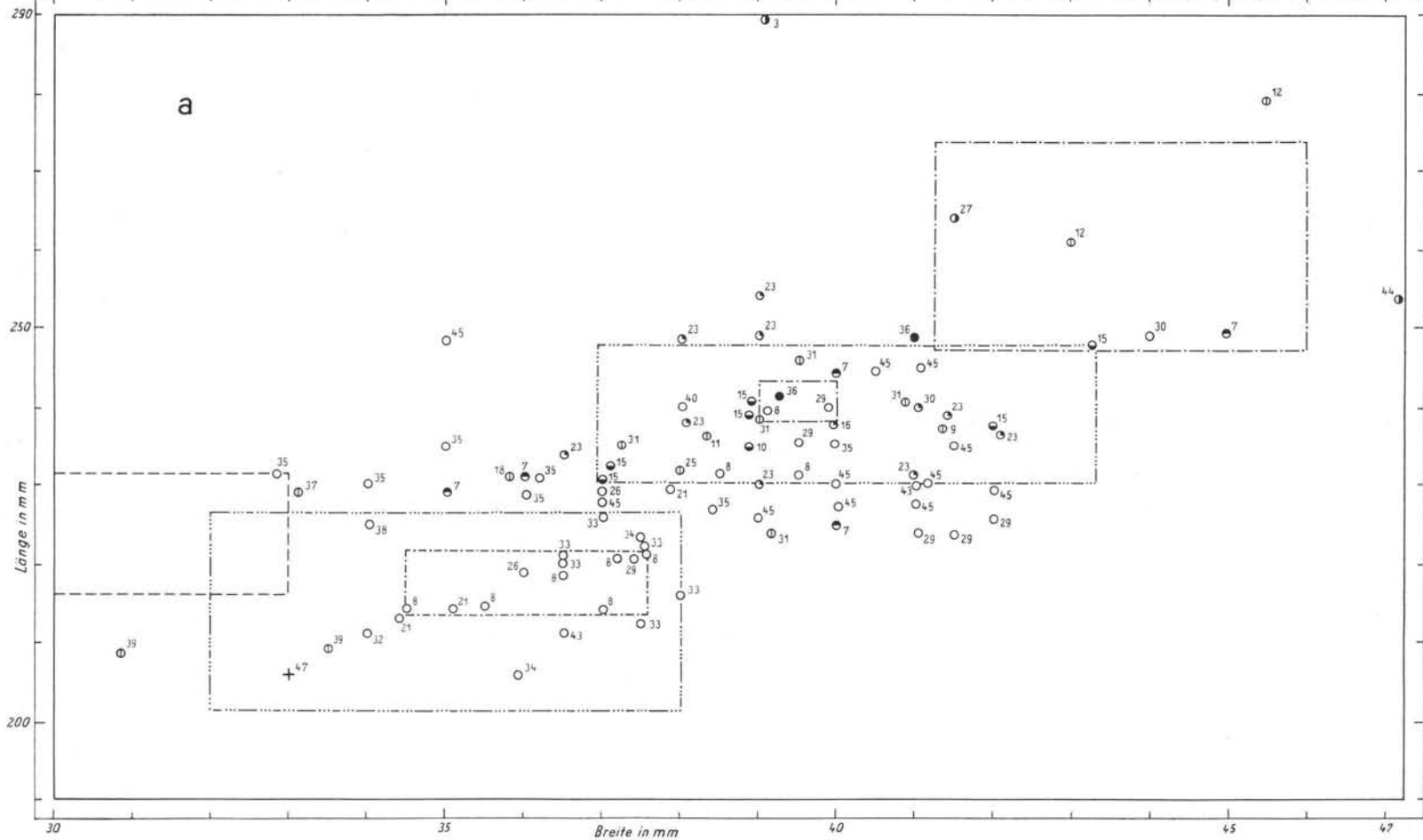
Die bisher getroffenen Feststellungen und Überlegungen gestatten einen Schritt weiter zu gehen und Diagramme aufzustellen, in welchen sämtliche mir zugänglich gewordenen Werte des europäischen und nordasiatischen nachmindelzeitlichen Materials eingetragen sind, soweit es sich auf Angehörige der Untergattung *Caballus* bezieht.

Aus den Diagrammen läßt sich nicht nur die Größenposition jedes einzelnen Restes erkennen, sondern es wurde auch versucht, seine chronologische und ökologische Stellung sichtbar zu machen. Daß dabei nur sehr grob verfahren werden konnte, bedarf keiner besonderen Begründung. Als chronologische Kategorien erscheinen: Holstein, Riss, Eem, Würm und „Alter ungewiß, aber zweifelsfrei nachmindelzeitlich“, die ökologische Gruppierung erfolgte nach: warm (vollwarmzeitlich), kühl-kalt, vollkaltzeitlich und Temperaturverhältnisse ungewiß (z. T. mit den Varianten „ungeklärt“ und „vermutlich mit Warmeinfluß“ (=gemäßigt, Interstadial, wärmere Phasen einer Kaltzeit). Die Zahlenwerte wurden den Arbeiten von GROMOVA (1949), SCHWARZ (1927), WERNERT (1957), WEILER (1937), ARAMBOURG (1958), v. REICHENAU (1915) u. a. entnommen, zum geringsten Teil beruhen sie auch auf eigenen Messungen (Steinheim/Murr, Wunstorf, Aschenstein).

##### a) West- und Mitteleuropa (Diagramme 3a u. b)

Ohne den Verhältnissen zu großen Zwang anzutun, kann eine Gruppierung des gesamten Materials nach den oben aufgestellten Typen Mosbach, Körbisdorf und Freyburg b vorgenommen werden. Der altpleistozäne Typus St. Vallier, dessen Zugehörigkeit zur Untergattung *Caballus* unwahrscheinlich ist, bleibt in diesem Zusammenhang unbeachtet. SCHWARZ hat in seiner Arbeit ebenfalls unter Benutzung der Metapodien sein Material nach drei Größengruppen geordnet, die den Typen Mosbach, Körbisdorf und Freyburg b entsprechen (1927). Im Grundsatz herrscht also zwischen seiner und unserer Auffassung Übereinstimmung. Nur ein allerdings sehr wesentlicher Unterschied besteht, während SCHWARZ in diesen drei Gruppen zugleich drei selbständige Unterarten erblickt, die von ihm als *E. caballus robustus* POM., *E. caballus plicidens* OWEN u. *E. caballus caballus* L. bezeichnet werden, wird hier eine derartig vereinfachende taxionomische Ausdeutung abgelehnt.

1. Der Größentypus Mosbach tritt in der Holstein-Warmzeit (Achenheim, Wunstorf) und in der Eem-Warmzeit auf (Weimar, Burgtonna, Gräfenonna, Phöben), der Klimacharakter der Fundschichten kann als ziemlich gesichert angesehen werden. Dagegen bleibt dieser bei den unten zu nennenden Fundlokalitäten zweifelhaft, da entweder die betreffenden Ablagerungen verschiedene, sich klimatisch nicht entsprechende Altersstufen umfassen (Fontéchevade und Roter Berg) oder der Verdacht auf Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte nicht von der Hand zu weisen ist (Mittenwalde, Rixdorfer Horizont!), oder die geologischen und damit klimatischen Verhältnisse nicht klar genug sind (Vieselbach, Heiligenstadt). Sicher ist aber, daß nirgends ein Pferd von der Größe des Typus Mosbach in Gesellschaft einer typischen Kaltfauna auftritt. Weiter läßt sich feststellen, daß in keinem Falle ein würmzeitliches Alter eines großen Pferdes sich beweisen läßt, wenn auch im Falle Heiligenstadt und Mittenwalde die Anwesenheit eines solchen im frühen Würm (Göttweiger Interstadial?) sich andererseits nicht ganz ausschließen läßt. Die Proportionsunterschiede bei der großen warmzeitlichen Form sind bedeutender als beim Typus Mosbach s. str., da neben einer sehr plumpen Form auch eine sehr große, schlanke auftritt (Burgtonna, s. auch S. 107).

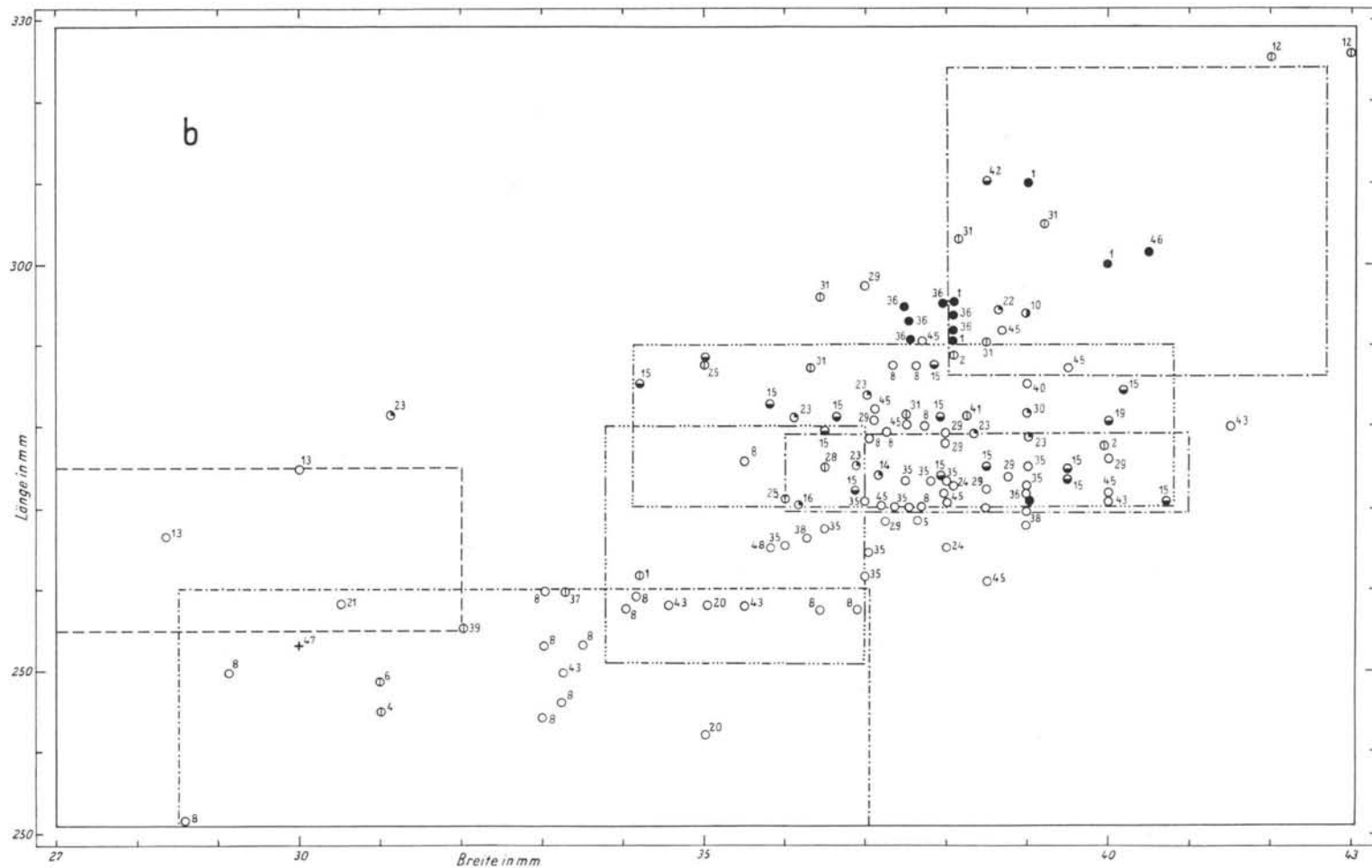


Gruppe: ——— Solutrè  
 - - - - - Mosbach ——— Pfaddersheim (grasse Form)  
 ········· Körbisdorf ——— E. Przewalski  
 - · - · - · Freyburg b ——— Caballus-Gruppe

Einzelexemplare aus

● Holstein  
 ● Riss  
 ● Riss-Eem  
 ● Eem

○ Würm  
 ○ Würm (Interstadial bzw. eemzeitl. auf sekund. Lagerstätte)  
 ⊖ Alter- u. klimat. Verhältnisse nicht geklärt  
 + Subrezent (E. gmelini)



Gruppe: ——— Solutrè  
 ——— Mosbach ——— Pfeddersheim (grosse Form)  
 ——— Körbisdorf ——— E. Przewalski  
 ——— Freiburg b ——— Caballus-Gruppe

Einzelexemplare aus

● Holstein  
 ● Riss  
 ○ Riss-Eem  
 ● Eem

○ Würm  
 ○ Würm (Interstadial bzw. eemzeitl. auf sekund. Lagerstätte)  
 ○ Alter u. klimat. Verhältnisse nicht geklärt  
 + Subrezent (E. gmelini)

2. Die überwiegende Zahl der nachmindelzeitlichen Pferde zeigt Mittelgröße, die durch den Typus Körbisdorf bestimmte Größenordnung wird aber z. T. nicht unwesentlich über-, vor allem aber häufig unterschritten, was die Längendimension angeht, auch der Breitenspielraum erweist sich als bedeutender; für eine in sich geschlossene Form, etwa im Range einer guten Unterart ist diese Variabilität entschieden zu groß, auch wenn die bedeutende zeitliche Streuung in Rechnung gestellt wird. Der Typus Körbisdorf stellt offenbar ein Formengemisch dar, über dessen Natur noch zu sprechen sein wird.

Die Mehrzahl der Reste läßt sich ohne weiteres dem Körbisdorfer Typus s. str. zuordnen. Es sind jene der Fundlokalitäten Westeregeln z. T., Quedlinburg (große Form), Freyburg (gr. F.), sämtliche Lokalitäten des Rixdorfer Horizontes mit Ausnahme Mittenwalde (Niederlehme, Rixdorf, Körbiskrug, Kreuzberg, Königswusterhausen), Görsdorf, Barley, Halbe, Roter Berg (kleine F.), Unkelstein (Type von *E. germanicus*), Pfeddersheim (gr. F.), Fontéchevade (z. T.), Steeden (z. T.), Oreston Cave, Vogelherd (gr. F.), Pössneck, Lengefeld, Veltheim, Ofnet (z. T.). Dem Alter nach gehört das Material entweder ins Riß oder Würm, vermutlich mit Ausnahme des einen Steinheimer Exemplares. Bei keinem Stück ist eemzeitliches Alter sicher (Fontéchevade?, Roter Berg?). Für einen größeren Teil sind kältere Klimabedingungen während der Bildungszeit der Fundschichten nachweisbar, die Temperaturverhältnisse einer Vollwarmzeit umgekehrt höchstens für Fontéchevade, vielleicht auch für Steinheim anzunehmen.

Größer als es dem Zentralbereich des Typus entspricht, sind die Exemplare von Steinheim (mit einer Ausnahme), Achenheim, Roter Berg z. T., Quedlinburg (?). Sie könnten gegebenenfalls auch für kleinwüchsige Vertreter des Mosbacher Typus angesehen werden. Ein höheres als wärmzeitliches Alter ist bei Steinheim und Achenheim sicher, bei „Roter Berg“ möglich. Die Temperaturen sind warm bis gemäßigt. Altersmäßig und ökologisch paßt das große Quedlinburger Exemplar jedoch nicht in diese Gruppe. Kleiner sind: Quedlinburg z. T., Westeregeln z. T., Steeden z. T., Roter Berg z. T., Vogelherd z. T., Fontéchevade z. T., Thiede, Ofnet z. T., Datteln, Aschenstein. Keine Fundstelle ist älter als das Riß und nur Fontéchevade und vielleicht auch Roter Berg älter als Würm. Sieht man von den beiden letztgenannten Fundplätzen ab, können kaltzeitliche Klimazustände vorausgesetzt werden.

Schlanker sind: Steeden z. T., Solutrè (z. T.?), Streckau, Lauchstedt, Fontéchevade z. T., Westeregeln (subfossil?). In den Proportionen nähert sich diese Subvariante den Proportionen des Przewalski-Pferdes. Möglicherweise handelt es sich auch um beson-

Abb. 3 (vor- u. nebenstehend). Nachmindelzeitliche Pferde in Mittel- und Westeuropa. a: Metacarpale, b: Metatarsale. Die Bezifferung kennzeichnet folgende Fundorte:

1 Achenheim	13 Kalla	25 Oreston Cave	37 Streckau
2 Barley	14 Königswusterhausen	26 Pfeddersheim	38 Thiede
3 Burgtonna	15 Körbisdorf	27 Phoeben	39 Kösten b. Türmitz
4 Koburg	16 Körbiskrug	28 Poessneck	40 Unkelstein
5 Datteln	17 Kreuzberg	29 Quedlinburg	41 Veltheim
6 Dörstewitz	18 Lauchstedt	30 Rixdorf	42 Vieselbach
7 Fontéchevade	19 Lengefeld	31 Roter Berg	43 Vogelherd
8 Freyburg u.d.U.	20 Lingolsheim	32 Schussenquelle	44 Weimar
9 Görsdorf	21 Mainz-Kastell	33 Solutrè	45 Westeregeln
10 Gräfontonna	22 Mittenwalde	34 Sossenheim	46 Wunstorf
11 Halbe	23 Niederlehme	35 Steeden	47 <i>E. gmelini</i>
12 Heiligenstadt	24 Ofnet	36 Steinheim/Murr	48 Aschenstein



ders große Vertreter des Typus Freyburg b, jedoch ist dies nicht sehr wahrscheinlich. Sieht man wieder von Fontéchevade ab, ist wärmzeitliches Alter sicher oder vermutbar. Das Gesamtbild erlaubt folgende Feststellungen:

Innerhalb des Formengemisches Typus Körbisdorf sind einerseits die geologisch älteren (Steinheim, Achenheim, Körbisdorf), andererseits die ökologisch „wärmegetönten“ Formen (z. B. Roter Berg z. T., Rixdorfer Horizont) mit einiger Deutlichkeit durchschnittlich größer als die jüngeren und zugleich unter ungünstigeren Klimabedingungen lebenden (über die Pferdereste von Fontéchevade s. S. 120).

3. Da zwischen den einzelnen Varianten des Typus keine scharfen Grenzen bestehen, Übergänge also vorhanden sind, besonders zwischen dem Zentraltypus und seinen Kleinvarianten, bietet sich die Annahme, es hätte in den einzelnen unabhängig verlaufenden Stammlinien eine fortschreitende Größenabnahme vom Holstein bis zum Endwürm stattgefunden, als nicht unwahrscheinlich an, da ja die geologisch jüngeren Vertreter des Typus im allgemeinen kleiner sind. Der Längenschwund war aber allem Anschein nach nicht von einer Verringerung der Breite im Sinne einer positiven Allometrie begleitet, mit anderen Worten, die kleineren Pferde waren verhältnismäßig plumper.
4. Zu dem durch das kleinere Freyburger Pferd (Freyburg b) gegebenen Typus zählen ausnahmslos Exemplare, deren wärmzeitliches Alter entweder beweisbar ist oder wahrscheinlich gemacht werden kann. Allerdings besteht bei dem einen oder anderen Stück gerade dieses Typus aus älteren Aufsammlungen die Möglichkeit, daß altholozänen Wild- oder gar Hauspferdresten ein höheres Alter zugeschrieben wurde, da Vermengung schon am Fundplatz (gestörte Höhlenablagerungen!) oder durch unvollkommene Grabungstechnik eingetreten ist. Der Verdacht auf interstadiales Alter und dementsprechendem Klima besteht in keinem einzigen Falle. Vielfach läßt sich sogar eine Einstufung in den Zeitabschnitt Würm II u. III vornehmen. Im Falle des Fundkomplexes Vogelherd, Achenheim, Pfeddersheim, Quedlinburg und wie schon erwähnt, Freyburg selbst, wird das kleinwüchsige Pferd des Typus Freyburg b von einem größeren Pferd begleitet, das dem Typus Körbisdorf angehört und das offenbar zumindest teilweise gleichzeitig mit ihm zusammen gelebt hat. Zu ähnlichen Feststellungen sind bereits andere Autoren gelangt, wobei sie sich nicht nur auf metapodiales Material beziehen (z. B. LEHMANN 1953, LUNDHOLM 1949). Weitere Vorkommen sind: Lingolsheim, Dörstewitz, Koburg, Kösten b. Türmitz, Mainz-Kastell, Sossenheim, Schussenquelle, Streckau. Unklar ist, wie bereits erwähnt, die Stellung des Solutrèmaterials, das nach den Ausmaßen der Mtc eindeutig zum Typus Freyburg b gehört, in Bezug auf die Dimensionen der Mtt sich dagegen stark dem Typus Körbisdorf nähert. Auch die Zugehörigkeit der Kleinform von Fontéchevade, des Lauchstädter Pferdes und eines Teiles der Steedener und Thieder Materialien muß offen bleiben. Von Wichtigkeit ist aber, daß wenigstens nach dem einen vermessenen Exemplar zu schließen, der Tarpan zum Typus Freyburg b zählt. Keine Verbindung kann aber zum Przewalski-Pferd hergestellt werden, auf dessen besondere Stellung im Rahmen der gesamten Untergattung bereits hingewiesen wurde. Das Fehlen eines Pferdes von den Extremitätenproportionen des *E. Przewalski* unter den pleistozänen Equiden Europas kann daher als erwiesen gelten, wenn man von dem durch zwei Mtt belegten Pferd des Fundplatzes Kalla bei Biebrich absieht. Die Stücke sollen aber oberflächennah (?) in einem Sandlöß gefunden worden sein, der Mosbacher Sande überlagert. Die Möglichkeit besteht also immerhin, daß es sich um Fundgut aus einer prähistorischen Station handelt, was ich stark vermuten möchte. Sind es aber tatsächlich Reste eines pleistozänen Wildpferdes, wäre dies als Hinweis aufzufassen, daß im Würm Mitteleuropas neben einem genügend belegtem tarpanoiden Pferd auch eine dem heutigen mongolischen Wildpferd entsprechende Form als Seltenheit vorkam.

b) Osteuropa und Nordasien  
(Diagramme 4a u. b)

Anzahl der für die Aufstellung der Diagramme herangezogenen Exemplare von folgenden Lokalitäten:

Mtc: Jana 17

Mtt: Unga 3, Jana 16, Sary Kodak 3, Kubiakow 5, Kotelny?

Die Anzahl der Stücke der anderen Lokalitäten läßt sich unmittelbar aus den Diagrammen ablesen.

Die Mehrzahl der Funde ist, ähnlich wie in Mittel- und Westeuropa, geologisch jung (Würm II u. III). Sicher älter sind ein Teil der nordsibirischen Stücke, die aus Schichten stammen, die nach Fauna und Flora nur in einem Vollinterglazial entstanden sein können (wahrscheinlich Eem, vielleicht auch Holstein z. T.). Ins Reiß sind möglicherweise die Fundschichten der Pferde von Mysy (*E. caballus missi* PAVL.) und Tungur (*E. caballus chosaricus* GROM.) einzustufen. Weitere Einzelheiten können den Angaben des Anhangs entnommen werden; auch auf die Schwierigkeiten, die quartären Bildungen des osteuropäisch-nordasiatischen Raumes in richtige zeitliche Beziehungen zu jenen des übrigen Europas zu bringen, sei hier hingewiesen. Besonderer Betonung bedarf es nicht, daß eine zutreffende Beurteilung der klimatischen Verhältnisse, die während der einzelnen Phasen des Pleistozäns in den verschiedenen Teilräumen dieses riesigen Gebietes geherrscht haben, noch bedeutend schwieriger ist, als für die vergleichsweise winzige Fläche West- und Mitteleuropas. Die kontinentale Größe des Raumes, der in keinem Zeitabschnitt des Pleistozäns auch nur annähernd gleichgeartete Landschaften umschloß, ließe erwarten, daß in diesen eine erheblich größere Anzahl verschieden proportionierter Pferde als im Westen gelebt hätten. Um so überraschender ist daher, daß sich die allerdings spärlichen Funde, die bisher gemacht wurden, leicht in die für die westlichen Gebiete aufgestellten Größenkategorien einreihen lassen. Aber nicht nur diese Einreihung vollzieht sich unschwierig, allem Anschein war auch das stammesgeschichtliche Geschehen sehr ähnlich, in dem nämlich auch im Osten Europas und Norden Asiens offenbar die geologisch älteren Formen die größeren, die kleineren zugleich die jüngeren sind. Auch das Fehlen von großen Pferden in kalttemperierten Gebieten ist wahrscheinlich, wenn auch natürlich nicht schlüssig zu beweisen. Im einzelnen ergibt sich folgendes Bild:

1. Große Pferde vom Typus Mosbach sind nur aus dem hohen Norden belegt: Tavda und Jana (z. T.). Da aus Schichten über dem Bodeneis (= Würm) bis jetzt nur kleine Pferde bekannt wurden (Taimir-Halbinsel, Kotelny), kann mit einiger Sicherheit für die großen Formen vollwarmzeitliches Alter angenommen werden (Eem?, Holstein?).
2. Die Mehrzahl der Pferde gehört auch hier dem Typus Körbisdorf an. Dieser Typus wird als Formengemenge aufzufassen sein, das auch die als *E. caballus missi* PAVL. und *E. caballus chosaricus* GROM. beschriebenen Pferde umfaßt. In der oberen Hälfte des Feldes liegen die Werte jener Pferde, für die ein höheres Alter als Würm II u. III bzw. eine wärmegetönte Fazies ihrer Umgebung anzunehmen ist: Tavda, Ilskaja, Tungur, Scholchow, in der unteren Hälfte befinden sich die geologisch jüngeren Formen bzw. solche, die unter kühlen bis kalten Temperaturbedingungen lebten: Mysy, Südural (z. T.), Borchiewo, Kostenki, Novgorod-Severski, Koch-Koba, Adji-Koba, Sary Kodak. Da die Fundschichten von Kubiakowa eine Zeitspanne umfassen, die vom Holstein (?) bis ins Spätwürm reichen soll, überrascht es nicht, daß die Werte weit gestreut sind und ein übermittelgroßes Pferd des Typus Körbisdorf und eines des Typus Freyburg b anzeigen.
3. Für die Kleinpferde des Typus Freyburg b ist ein spätwürmzeitliches Alter entweder erwiesen oder zu vermuten (Tschikoi, Jana z. T., Anabar, Kubiakowa z. T., Vierkholenskaja gora). Das Süduralpferd lebte anscheinend unter nicht ungünstigen Klima-

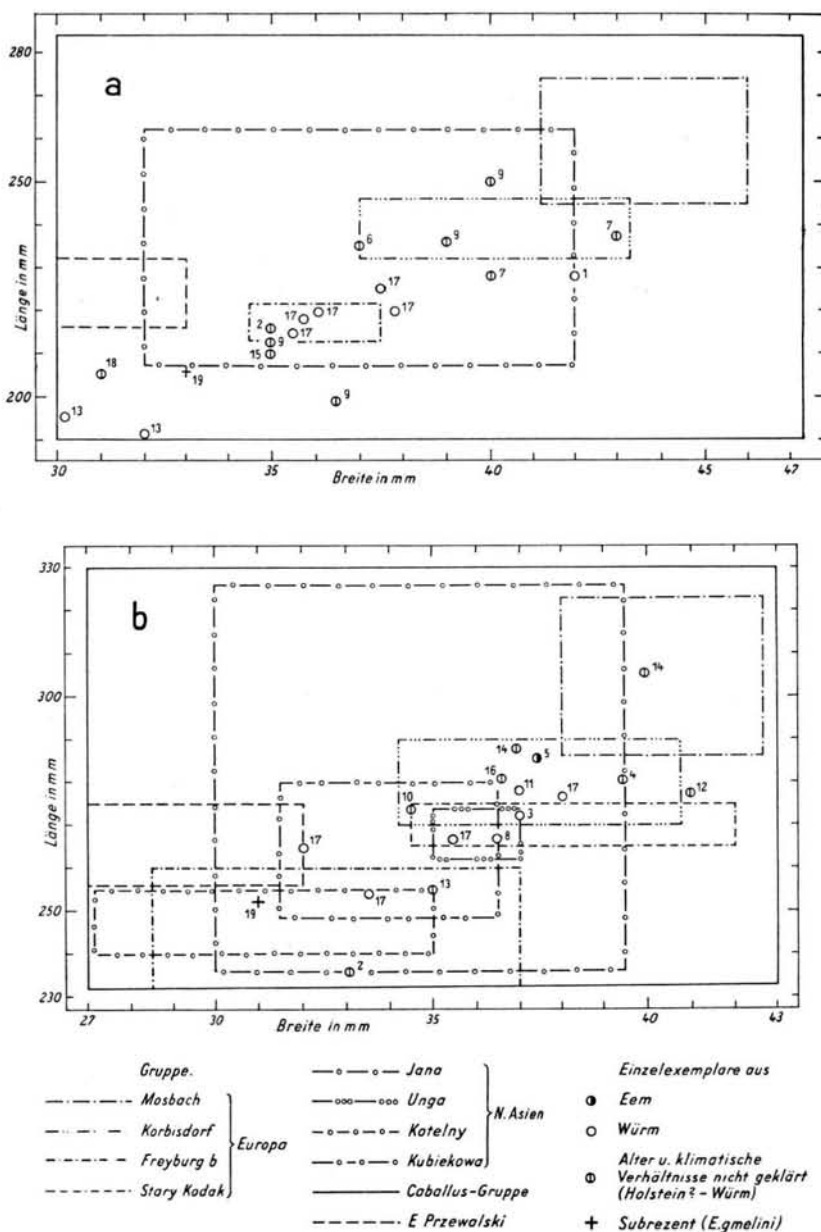


Abb. 4. Nachmittelzeitliche Pferde in Osteuropa und Nordasien. a: Metacarpale, b: Metatarsale. Die Bezifferung bezeichnet folgende Fundorte:

1 Adji Koba	7 Kodak	12 Scholokova	novka, Griebnievaia,
2 Anabar	(Sary Kodak)	13 Taimir	Kotchari II, Kliut-
3 Borchevo II	8 Kostenki I	14 Tavda	schewa, Orlovsky-
4 Bugatsch	9 Kubiekowa	15 Tschikoi	Höhle, Ust-Katav II)
5 Ilaskaia	10 Mysy	16 Tungur	18 Viercholenskaja gora
6 Koch Koba	11 Novgorod-Severski	17 Ural (Süduräl: Bura-	19 E. gmelini

bedingungen, die nordsibirischen Tiere (Taimir, Anabar, Kubiekowa, Jana z. T.) sind die kleinsten bis jetzt bekanntgewordenen pleistozänen (und rezenten) Angehörigen der Untergattung überhaupt. Ebenso wie die europäischen, zeigen auch die asiatischen Kleinpferde in ihren Proportionen den Tarpan- und nicht den Przewalski-Typus, auch in Asien ist dieser unter dem fossilen Material nicht vertreten. Zu ihm könnte allenfalls nur das eine Exemplar von Vierkholenskaja gora (Spätwürm?, Holozän?) passen.

## V

Um die Grundlage für die zu treffenden Folgerungen zu verbreitern, empfiehlt sich, zum Vergleich noch einen weiteren Formenkreis heranzuziehen. Am geeignetsten ist für diesen Zweck die Untergattung *Amerhippus* in ihren südamerikanischen Vertretern (Diagramme 5a u. b). Über diese Gruppe liegt eine neuere Beschreibung vor, die sehr geeignet ist, die verfolgten Absichten zu unterstützen (HOFSTETTER 1952). Die südamerikanischen Arten von *Amerhippus* sind *A. neogaeus* LUND, *A. Santae-Elenae* SPILLM., *A. Martinei* SPILLM., *A. insulatus* C. AMEGHINO, *A. Andium* WAGNER-BRANCO, *A. curvidens* OWEN; die letztgenannte ist allerdings nach HOFSTETTER als taxonomische Einheit „unrein“, da sie ein Formengemenge darstellt. Während die beiden erstgenannten Arten Bewohner von tropischen Flachländereien waren, lebten *A. insulatus* (Altpleistozän), *A. Martinei* (Mittelpleistozän) und *A. Andium* (Jungpleistozän) in den Hochanden. Der Lebensraum von *A. „curvidens“* schließlich waren die Ebenen, die sich im Süden an das Verbreitungsgebiet von *A. neogaeus* anschlossen.

Aus einem Vergleich der betreffenden Diagramme (2, 3, 4 u. 5) ergibt sich eine nahezu vollständige Übereinstimmung, die fast verblüffend genannt werden kann. Dies wird nur unter der Annahme verständlicher, die Entwicklung beider Equidengruppen sei von den gleichen Formungskraften gesteuert. Wie bei den nachmindelzeitlichen Formen von *Caballus* lassen sich drei verschiedene Größen unterscheiden, wobei die durch die vorherrschende Mittelgröße gekennzeichnete Gruppe auch hier ein Formengemenge ist und verschiedene Arten einschließt. Die Zunahme der Länge und Breite der Metapodien von Größenstufe zu Größenstufe folgt einer positiven Allometrie, aber auch bei *Amerhippus* sind Tendenzen zu verzeichnen, innerhalb einer Art die positive in eine negative Allometrie umzukehren. Wie dies auch bei *Caballus* die Regel ist, besitzen die Mtc und Mtt innerhalb jeder Form die gleichen oder sehr ähnlichen Proportionsverhältnisse. Im ganzen gesehen sind die jeweils arteigenen Proportionen bei den Mtt gefestigter als bei den Mtc. Unter den andinen Formen ist wieder die geologisch jüngste, *A. Andium*, die kleinste. Eine Beziehung zu klimatischen Faktoren scheint nur bei der Großform (*A. neogaeus*, tropisches Flachland) und bei den Kleinformen (*A. Andium*, andines Hochland) klar erkennbar. Undeutlicher verhält sich in dieser Beziehung die Mittelgruppe, obwohl sich auch hier feststellen läßt, daß unter ihren Angehörigen *A. Santae-Elenae* als Bewohner tropischer Warmgebiete größtmäßig die Spitze hält. In Bezug auf die Plumpheit der Metapodien (Länge : Breite) bestehen zwischen den größeren und kleineren Arten keine ersichtlichen Unterschiede (Allometrie!). Auch *A. „curvidens“* bildet keine Ausnahme, obwohl von den Angehörigen dieses Formgemenges noch am ehesten ein Leben in offeneren, ebenen Landschaften vorausgesetzt werden darf, wenn nicht wenigstens während längerer Abschnitte des Pleistozäns auch diese Gebiete walddreicher als in der Gegenwart waren.

## VI

Auf Grund der bisherigen Feststellungen kann der Versuch unternommen werden, das Bezugssystem Größenentwicklung und erdgeschichtliches Geschehen, deutend zu untersuchen. Auf teils ähnliche, teils auch stark abweichende Gedankengänge in der bisherigen Literatur (GROMOVA 1949, LUNDHOLM 1949, HÖFSTETTER 1952, LEHMANN 1954, MOHR

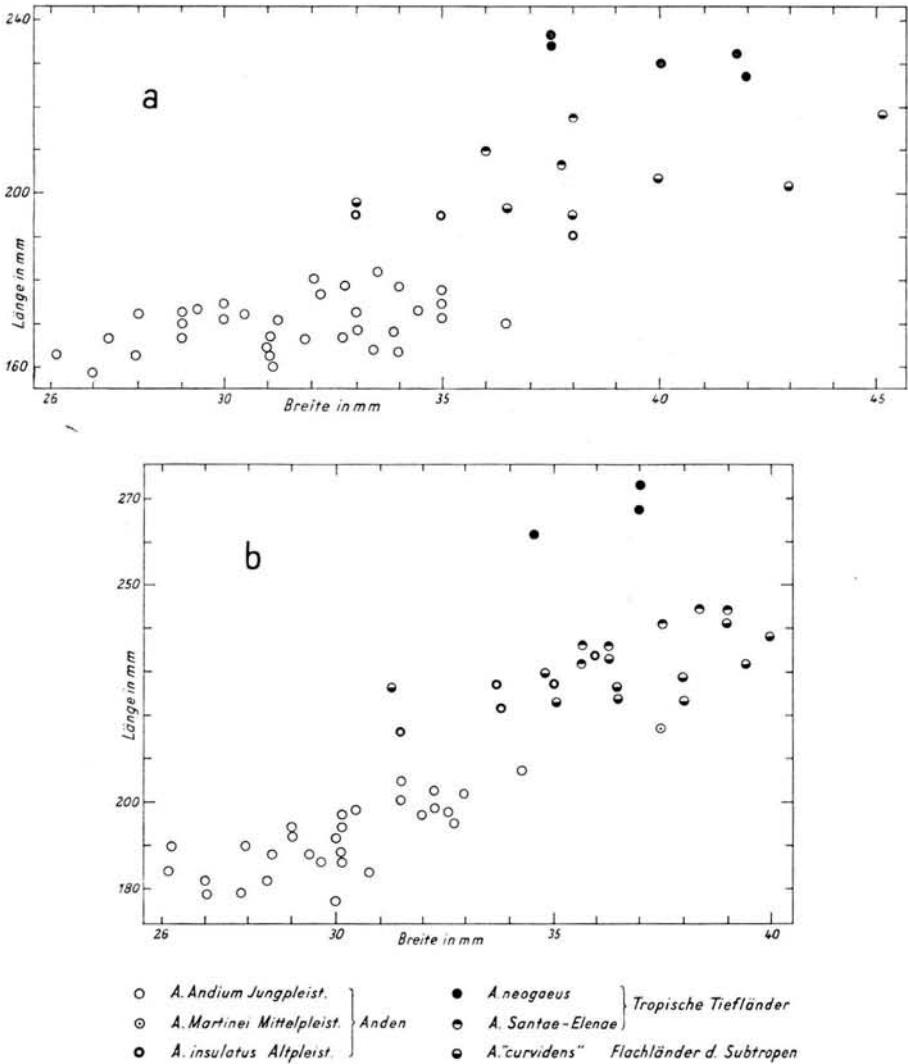


Abb. 5. Südamerikanische Arten der Gattung *Amerhippus*. a: Metacarpale, b: Metatarsale.

1958, DIETRICH 1950, STEHLIN 1933, HERRE 1938 usw.) sei verwiesen, eine ins einzelne gehende Auseinandersetzung kann in diesem Rahmen aber nicht erfolgen. Vorausgeschickt sei, daß das Phänomen der stammesgeschichtlichen Größenzunahme und -abnahme äußerst vielschichtig ist. Zahlreiche Faktoren sind beteiligt: Ernährung, Klima, Gelände, Fortbewegungsart, Weite und Enge des Lebensraumes (Isolation!), Evolutionsgeschehen (Radiation, Aussterben), Bastardierung, Inzucht (Isolation), vielleicht sogar Großschwankungen der kosmischen Strahlung usw. Bei einer Rechnung mit so vielen Unbekannten haftet jeder Deutung eines bestimmten stammesgeschichtlichen Geschehens Unsicherheit und Unvollkommenheit an.

Innerhalb der Untergattung *Caballus* sind im jüngeren Altquartär Europas bisher nur große Pferde vom Typus Mosbach bekannt geworden. Kleinpferde fehlen offensichtlich. Umgekehrt fehlen jene zumindest seit dem späteren Würm in Europa und Asien. Der



Körbisdorfer Typus tritt in seiner Großvariante (*E. steinheimensis*) zum ersten Mal zwischen Mindel- und Rißkaltzeit in Erscheinung. Ihm gehören die Mehrzahl der riß- und frühwürmzeitlichen Pferde sowohl in Europa als auch in Nordasien an. Kleinpferde vom Typus Freyburg b fehlen bisher mit geologisch gesicherten Belegen, die älter als das spätere Würm sind. Zunächst scheinen diese Tatsachen dafür zu sprechen, daß in allen Stammeslinien, die man sich vielleicht als engbenachbart vorzustellen hätte, eine gleichmäßige Größenabnahme stattgefunden hätte, wofür vor allem die nicht zu übersehende, gewissermaßen stetige Größenabnahme innerhalb des Typus Körbisdorf vom Beginn des Riß an bis zum Endwürm bzw. Altholozän spricht (vgl. auch *Amerhippus*). Dieser Größenschwund kann aber, besteht diese Annahme zu recht, nur von einem Teil der Stämme mitgemacht worden sein, denn Großpferde vom Mosbacher Typus fehlen in Europa und offenbar selbst in Nordasien noch im Eem, ja vielleicht sogar noch im frühen Würm, zumindest in den südlichen Gebieten, nicht. Ebenso vergesellschaftet sich der Körbisdorfer Typus mit dem Freyburger b im Würm und Altholozän. Ein Teil der durch Mittelgröße gekennzeichneten Populationen unterlag also ebenfalls nicht der Verzweigung. Es ist mithin auch die Annahme, bereits im Prämindel hätte es Vertreter aller drei Größenkategorien, nur nicht die gleichen Regionen bewohnend, gegeben, vorläufig nicht widerlegbar, ja nicht einmal ganz unwahrscheinlich. Sie wären dann nur etappenweise ausgestorben, wobei die Großpferde die ersten Opfer waren. Das wirkliche Geschehen wird sich aber in der Form eines „sowohl — als auch“ vollzogen haben, indem neben großen auch kleinere Pferde, aber wohl nicht Zwerge, schon frühzeitig vorhanden waren, eine echte Größenabnahme wenigstens in bestimmten Zweigen aber zweifellos stattgefunden hat. In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, daß die Pferde ganz allgemein leicht und rasch zur Verzweigung neigen („Ponys“, Inselempferde, vgl. LUNDHOLM 1948). Wenn die verschiedene Größe durch innere Faktoren allein bestimmt wäre, würden alle Überlegungen, inwieweit Umweltverhältnisse steuernd oder sogar verursachend eingegriffen hätten, müßig sein. Großpferde treten aber in Mittel- und Westeuropa sowie in Nordasien allem Anschein nach nur in den wärmeren Klimaphasen auf (Cromer, Holstein, Eem), Kleinstpferde scheinen in ihrem Auftreten an ausgesprochene Kaltzeiten gebunden zu sein. Die kleinsten, bisher überhaupt bekanntgewordenen Pferde lebten in Nordsibirien an der Wende Pleistozän-Holozän. Dem könnte entgegengehalten werden, daß im Altquartär sehr verschieden große Pferde lebten, wie vermutet wird, wenigstens zum Teil zu gleicher Zeit (VIRET 1954). Zu wenig ist aber bisher über das klimatische Geschehen, besonders im älteren Altquartär bekannt, zu unsicher ist dessen Chronologie und zu unklar die taxonomische Stellung der allem Anschein nach recht zahlreichen Formen (*Caballus* div. spec.?, *Allohippus* div. spec., *Asinus* spec.?) um die für die *Caballus*-Gruppe gemachten Feststellungen zu entwerfen. Auf Grund allgemeiner Erwägungen darf überdies für die altquartären Pferde insgesamt ein ökologisch größerer Spielraum (Eurythermie!) anzunehmen sein. Erst im späteren Pleistozän werden sie, wenigstens teilweise, stenotherm geworden sein. Die mittelgroßen Formen dagegen scheinen, wie auch nicht anders zu erwarten, in ihren ökologischen Abhängigkeiten unbestimmter. Bestehen solche Beziehungen zur Temperatur tatsächlich, so folgt daraus, daß für die Pferde entgegen der Ansicht GROMOVA's (1949) nicht die BERGMANN'sche Regel gilt. Auch bei der Untergattung *Amerhippus* bewohnten die größeren Arten wärmere Gebiete. Bei anderen Pflanzenfressern können dafür gleichfalls Beispiele gefunden werden (Unterarten und Rassen der Gattung *Rangifer*, Elefanten der Gattung *Mammonteus*). Auf der anderen Seite darf nicht übersehen werden, daß jene Pferde der Gegenwart, die Bewohner heißtemperierter Regionen sind, samt und sonders, verglichen mit den Formen der Untergattung *Caballus* kleiner sind, die weiter nördlich lebenden aber etwas größer. Diese Verbreitung der rezenten und pleistozänen Equiden nach ihrer Größe legt den Gedanken nahe, daß gemäßigte Klimabedingungen eine bedeutende Körpergröße begünstigen, mit anderen Worten, die Equiden folgen in der geographischen An-

ordnung zunächst der BERGMANN'schen Regel; von einem gewissen kritischen Punkte an schlägt die Größenentwicklung aber in ihr Gegenteil um, da dann offenbar in den betreffenden Populationen kleinere Tiere durch Auslese bevorzugt werden (Nahrung, Nahrungsaufnahme, Untergrund?). Größenabnahme ist ebenfalls, wie ihr Gegenteil, ein entwicklungsgeschichtlicher Vorgang. Sie in jedem Fall nur als degenerativen Prozeß anzusehen, ist unzulässig. Die Kleinpferde des Jungpleistozäns etwa nur als arktische Kümmerformen anzusprechen, ist daher abwegig. Ist die einmal erreichte Größe aber durch Abnahme der Variabilität und einen damit verbundenen Plastizitätsschwund (Stenothermie!) nach Abklingen der Radiationsphase erblich fixiert worden, dann können die betreffenden Formen eintretenden Temperaturänderungen nur mit Arealverschiebungen begegnen; ist dies aus äußeren oder inneren Gründen nicht möglich, so wird das Aussterben unvermeidlich (Großpferde im Laufe des Würms, Kleinpferde in der Nacheiszeit, Tarpan!), wobei die Großformen allem Anschein nach zuerst gefährdet sind. Die Aussichten für das Überleben würden für einen derartigen Stamm nur dort gegeben sein, wo eine Änderung der Umwelt nicht oder nur in geringerem Maße stattfand. Nur in solchen Räumen konnten sich die Equiden bis in die Gegenwart erhalten, während sie an der klimatischen Kampffront ausstarben. Das Schicksal auch anderer Säugergruppen im pleistozänen Eurasien dürfte sich ähnlich gestaltet haben, am vollkommensten scheint die Entsprechung bei den Proboscidiern zu sein: Höhepunkt der Größenentwicklung bei *Archidiskodon*, *Palaeoloxodon* und *Mammonteus* im jüngeren Altquartär, Herausbildung kleinerer Rassen bei *M. trogontherii* bzw. *M. primigenius* im Norden, Persistieren der Großformen als Konservativstämme im Süden (*P. antiquus*, *M. trogontherii*) und Ausweitung ihres Areals in den klimatisch günstigeren Phasen, Aussterben im Laufe des Würms auch in Südeuropa, Weiterleben der nördlichen kleinen Primigeniusrassen bis ins beginnende Postglazial, Erleben der Gegenwart nur in den klimatisch stabilen Räumen Indiens und Afrikas (*Euelephas*, *Loxodonta*).

Ein anderes Problem stellt sich mit der Frage der Bedingtheit der Proportionsverhältnisse, also von Schlankheit und Plumpheit der Metapodien bei den verschiedenen Formen („leichte“ und „schwere“ Pferde). Der Grad der Plumpheit wird durch das Verhältnis Länge : Breite bestimmt („Schlankheitsindex“). Nach den Untersuchungen HOFSTETTER's (1952) sind außerdem bei den „schweren“ Equiden die Metapodien, verglichen mit den anderen Gliedmaßenabschnitten verkürzt, mit anderen Worten, die Plumpheit wird vor allem durch die relative Kürze von Mittelhand und -fuß hervorgerufen. Wie aber HOFSTETTER betont, greift die Verkürzung (bei etwa gleichbleibender Stärke) auch auf die proximalen Gliedmaßeile über. In der Literatur wird überwiegend die Auffassung vertreten, in den Großpferden des Pleistozäns seien Wald-, in den mittelgroßen und besonders den kleinen hingegen Tundrabewohner zu sehen. Sie stützt sich dabei auf die Bindung an warmzeitliche Phasen auf der einen, an kaltzeitliche auf der anderen Seite. Die Waldpferde sollen dabei besonders „schwer“, d. h. plump sein. Bei den pleistozänen Pferden der *Caballus*-Gruppe — ob groß, ob klein — gibt es im wesentlichen aber keine, die schlankwüchsiger oder plumper sind als andere. Sie waren ausnahmslos schwer und hatten verkürzte Metapodien. Man könnte höchstens die da und dort erkennbaren Ansätze zu einer negativen Allometrie innerhalb eines Typus bzw. einer Population als Ausdruck dafür werten, daß der Verkürzungsvorgang als solcher nicht abgeschlossen war.

Extremitäten mit verkürzten Metapodien besitzen so gut wie sämtliche Pleistozänformen, ausgeprägter die Angehörigen der *Caballus*-Gruppe, undeutlicher und abgeschwächt die große Form des *E. sanmeniensis* und vermutlich auch die Großformen des *Allohippus*-Kreises. Schlankwüchsig hingegen sind die Esel, Halbesel und Zebras, aber auch das Przewalski-Pferd ist verhältnismäßig schlank. Plump sind hingegen wieder die südamerikanischen Vertreter von *Amerhippus*. Ganz allgemein ist die Schlankheit der Extremitäten ein Kennzeichen leichter, rascher und nachhaltiger Beweglichkeit, während

unter den schwebgebauten, d. h. mit verhältnismäßig plumpen, kurzen Metapodien ausgestatteten Formen flinke und ausdauernde Läufer schwerlich zu finden sind. Auf die Pferde angewandt möchte man daher in den plumpen Ausprägungen des Typus insgesamt schlechtere Läufer erblicken. Stärkere oder geringere Beweglichkeit nach Tempo und Ausdauer geht entweder mit einem bestimmten psychischen Verhalten (Kalt- und Warmblut!) Hand in Hand oder steht in Verbindung mit der Art des Lebensraumes. In der Regel werden ja Verhalten und Biotop sich entsprechen, wobei offenbleiben muß, was Ursache und was Folge ist. Möglicherweise wird auch die Temperatur, besonders wenn sie sich extremen Werten nähert, von Einfluß auf die Proportionen sein. Bei den Pferden scheint dies allerdings nicht der Fall zu sein, denn eben dieselben Proportionen können sowohl bei den Warmformen, wie bei den Kaltformen der Untergattung *Caballus* und *Amerhippus* festgestellt werden. Auch die Verschiedenartigkeit der Nahrung als mitbeteiligt anzusehen, muß aus dem gleichen Grunde abgelehnt werden. Damit stellt sich die Frage, inwieweit der Lebensraum in Beziehung zu den Proportionsverhältnissen stehen könnte. Europa besitzt nur wenige ausgedehntere Flachländer, besonders fehlen solche in seinen mittleren, westlichen und südlichen Teilen; das europäische Berg- und Hügelland war aber zu allen Zeiten des Pleistozäns von zahlreichen und großen Pferdeherden bevölkert. Die Pflanzendecke bestand während der warmen und gemäßigten Klimaphasen aus dichtem oder lockerem Wald, der nur während ausgesprochener Kaltzeiten einer subarktischen bis arktischen Tundra wich. Klimatische Zustände, die eine Ausdehnung der warm-trockenen Grassteppe aus östlicheren Gebieten bis nach Westeuropa gestatteten, waren wahrscheinlich selten und nur von kurzer Dauer. Bergig-hügeliges Gelände, das dazu noch unter Waldbedeckung stand, machen für seine Bewohner eine rasche, ausdauernde, gleichmäßige Schnelligkeit entbehrlich und, was noch wichtiger ist, sie ist bei einem solchen Landschaftscharakter auch gar nicht möglich, ohne die Tiere zu gefährden. In der Tundra wieder zwingen die zahlreichen Sumpfstellen und Wasserlöcher, der breiige Boden während der sommerlichen Auftauperiode zu bedächtigen Bewegungen. Auch Nordasien war während des Pleistozäns wahrscheinlich entweder Waldgebiet oder Tundra, abgesehen davon, daß auch dort Gebirge und Hügelländereien keineswegs fehlten.

In einer entsprechenden Umwelt lebten auch die Arten der *Amerhippus*-Gruppe, die entweder Wald- oder Gebirgsbewohner waren. Nach HOFSTETTER (1952) besitzt unter den Zebras das Bergzebra (*Hippotigris Hartmannae*) verglichen mit den Steppenzebras verkürzte Gliedmaßen. Der Schluß, die schwebgebauten, großen und kleinen Equiden mit kurzen, plumpen Metapodien wären Berg-, Wald- und Tundrenbewohner gewesen, während die schlankfüßigen in warm- oder kalt-trockenen Ebenen und offenen Landschaften beheimatet waren und in der Gegenwart noch sind, scheint daher nicht zu gewagt. Die Proportionierung fassen wir daher als Ergebnis der folgenden in Wechselwirkung stehenden Faktoren auf: Gelände, Vegetation, Bodenbeschaffenheit, Verhalten (Temperament!), Reaktionsbereitschaft und Tempo bei einem Wechsel der Umweltbedingungen.

Obwohl das Ziel der Untersuchung nicht die Lösung taxonomischer und stammesgeschichtlicher Fragen ist und naturgemäß auch nicht sein kann, seien zu dieser Thematik doch noch einige Bemerkungen skizziert. Das vormindelzeitliche Großpferd scheint eine gut umgrenzbare Einheit zu sein; wenigstens spricht nichts dafür, daß es in diesem Zeitabschnitt zwei sehr verschiedene Großformen dieser Gruppe gegeben hätte. Wenn ein ähnlich proportioniertes Großpferd in späteren Wärmephasen wieder in Mitteleuropa erscheint, so dürfen wir in ihm entweder *E. mosbachensis* oder einen unmittelbaren Abkömmling vermuten; wir wären sonst zu der Annahme gezwungen, ein Großpferd einer ganz anderen Stammeslinie wäre aus uns bis jetzt ganz unbekanntem Gegenden im Holstein bzw. Eem nach Europa gekommen. Wahrscheinlicher wird schon die Auffassung sein, *E. mosbachensis* als Konservativform, ähnlich wie *Palaeoloxodon antiquus* und *Diceros rhinus kirchbergensis* hätte im südlichen Europa bis ins Würm hinein gelebt. Die Frage der

Beziehungen des Großpferdes der sibirischen Eismeerküste (Jana, Tavda, Holstein?, Eem?) zur jungpleistozänen europäischen Großform ist derzeit noch vollkommen offen. Vermutlich aus dem Osten oder Südosten kommend, sind während des Holsteins übermittelgroße Pferde eingewandert, deren Vorgeschichte und Stellung noch zu klären ist (*E. steinheimensis?*). Die Belege aus diesem Zeitabschnitt sind überhaupt zu spärlich, um Urteile zu gestatten. Eine neue Welle erscheint im Riß, es sind mittelgroße, aber auch schon etwas kleinere Pferde des Typus Körbisdorf (Abkömmlinge mittelgroßer Holsteinformen?, neuzugewanderte Formen anderer Stammeslinien?). Vermutlich sind kleinere Pferde aus nördlicheren Gegenden schon während des Mindels in Mittel- und Westeuropa erschienen (vgl. SICKENBERG 1961). Mittelgroße bis untermittelgroße Pferde sind zumindest vom Riß angefangen in Europa und Nordasien weit verbreitet (*E. germanicus*, *E. chosaricus*, *E. missi* usw.), vielleicht mit einer gewissen Arealschrumpfung im Eem. Artliche, vielleicht sogar unterartliche Identität der jungpleistozänen Pferde in der faunistisch eine Einheit bildenden europäisch-nordasiatischen Region darf teilweise angenommen werden. Sie verschwinden als Wildformen erst im Alt(?)holozän (GROMOVA 1949, die altholozänen Vertreter dürften nach LUNDHOLM 1949 domestiziert worden sein). Stammesgeschichte und verwandtschaftliche Beziehungen innerhalb dieser Gruppe, die zweifellos ein Formengemeinschaft darstellt, bedürfen einer Klärung, ebenso sind die Umweltbeziehungen der einzelnen Formen noch zu ermitteln. Die Kleinstpferde (Typus Freyburg b) erscheinen, wenigstens in Europa, erst spät, im Laufe des Würm. Auch in Nordasien sind sie geologisch allem Anschein nach nicht sehr alt. Der Ansicht GROMOVA's und LUNDHOLM's, jene hätten mit dem Przewalski-Pferd nichts zu tun (GROMOVA 1949, 1959, LUNDHOLM 1949), darf vorbehaltlos zugestimmt werden. Nach den Proportionen waren es tarpanoide Pferde. Unter dem gesamten europäischen und asiatischen Metapodienmaterial befindet sich kein gesicherter pleistozäner Fund, der auf das mongolische Wildpferd eindeutig sich beziehen läßt. Ob und inwieweit die europäischen und nordsibirischen Kleinstpferde mit dem subrezentem Tarpan identifiziert werden dürfen, bedarf gleichfalls gründlicher Untersuchungen, sicher ist nur, daß sie nicht, wie vielfach üblich, die Bezeichnung *E. Przewalski* POL. tragen dürfen.

## Anhang

Zusammenstellung der in den vorliegenden Arbeiten genannten Fundorte:

### 1. Mittel- und Westeuropa

- Achenheim (Elsaß): Löss, Schwemmlöss, verschwemmte Böden auf der Terrasse von Achenheim. Das Profil reicht vom Holstein (Mindel) bis zum Würm II + III. In den meisten Schichten Pferdereste, von WERNERT 6 verschiedenen Arten zugeteilt (*E. robustus*, *E. steinheimensis*, *E. germanicus*, *E. przewalski*, *E. gmelini*, *E. (Asinus) hydruntinus*). Die Reste der großwüchsigen Pferde werden unter der Bezeichnung „*E. robustus*“ zusammengefaßt; sie sind auf den älteren Abschnitt der Schichtfolge (Holstein-Riß) beschränkt. Temperatur warm bis gemäßigt. Echt kaltzeitliche Faunen treten erst in den höheren Teilen des Profils auf (Würm). Die Pferdereste sind hier kleiner (WERNERT 1957, Maße eben daher).
- Aschenstein b. Freden (Niedersachsen, Leinetal). Blockhalde mit lehmiger Ausfüllung der Zwischenräume (Bergsturzmassen); Jagdstation, Spätmagdalen = Würm III, Temperatur kalt (Eigene Messungen).
- Barley (Niedersachsen, Salzgitterscher Höhenzug): Angaben über die Fundschicht und deren Alter liegen nicht vor (SCHWARZ 1927).
- Burgtonna (Thüringen): Travertin, Eem, warmzeitlich (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Datteln (Westfalen): Würm (WOLDSTEDT 1958, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Dörstewitz (Thüringen): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Fontéchevade (Frankreich): Höhlensedimente - Riß? - Eem - Würm. Die Pferdereste stammen aus den riß(?)-eemzeitlichen Ablagerungen (*E. caballus* n. ARAMBOURG). Nach den Größenunterschieden sind 2-3 Formen vertreten, deren Gleichzeitigkeit nicht sehr wahrscheinlich ist. Temperatur: kühl?, gemäßigt bis warm (ALIMEN, ARAMBOURG, SCHREUDER 1957, Maße ebendaher).



- Freyburg a. d. U. (Thüringen): Würmlösse i. d. Lehmgrube d. Ziegelei Gerlach, kaltzeitlich (LEHMANN 1923, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Görsdorf (Brandenburg): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Gräfontonna (Thüringen): Travertin, Eem, wärmezeitlich (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Halbe (Brandenburg): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Heiligenstadt (Österreich): Löß und Sumpflöß (= humose Schichten), Alter umstritten, nach KÜPPER (1955 und briefl. Mitteilung) Würm I, nach ANTONIUS wahrscheinlich älter (1929); höchstwahrscheinlich aber nicht älter als Eem, Temperaturverhältnisse unklar; im Heiligenstädter-Nußdorfer Lößkomplex auch Anzeiger günstigerer Klimaverhältnisse (*Dicerorhinus* spec.).
- Kalla b. Mainz: „Sandlöß“ (n. SCHWARZ 1927) = Würm?, Holozän? (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Koburg (Bayern): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Königswusterhausen (Brandenburg): Rixdorfer Horizont d. Ziegelei Neu-Kamerun, s. b. Rixdorf.
- Körbisdorf (Thüringen): Kiese der Körbisdorfer Terrasse d. Unstrut-Saalehauptterrasse = Riß; Funde besonders aus Kiesgrube Otto b. Körbisdorf; Temperatur gemäßigt bis kühl (LEHMANN 1923) (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Körbiskrug (Brandenburg): Rixdorfer „Horizont“, s. Rixdorf (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Kreuzberg (Brandenburg): s. o.
- Lauchstedt (Thüringen): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Lengefeld (Thüringen): Kiese d. Saaleterrasse = Riß I (n. VOELKER 1935). Die Kiese führen aber vorwiegend Reste einer gemäßigten bis warmen Fauna (s. auch DIETRICH 1958) (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Lingolsheim (Elsaß): Kiese d. Niederterrasse = Würm; kaltzeitlich (WERNERT 1957). (*E. przewalski* od. *E. gmelini* n. Bestimmung WERNERT 1957, Maße ebendaher).
- Mainz-Kastell (Hessen): „Sandlöß“ (SCHWARZ 1927) = Würm?, Holozän? (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Mittenwalde (Brandenburg): Rixdorfer „Horizont“ der Lokalität „Machnower Weinberg“, s. b. Rixdorf (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Mosbach (Hessen): Das Alter der Mosbacher Sande reicht von Günz (?) bis Mindel; die Hauptmasse der Sande ist in die Cromer-Warmzeit zu stellen (WOLDSTEDT 1958), die Pferdereste sind nicht horizontal aufgesammelt, die Zugehörigkeit zu nur einer Form bleibt daher zweifelhaft. Temperatur gemäßigt bis warm (Maße n. v. REICHENAU 1915 u. SCHWARZ 1927).
- Niederlehme (Brandenburg): Rixdorfer „Horizont“ s. Rixdorf.
- Ofnet (Württemberg): Höhlenablagerungen. Würm II + III, kaltzeitlich (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Oreston Cave (England): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ).
- Pfeddersheim (Rheinl.-Pfalz): Löss, Würm I, II und III, kaltzeitlich (WEILER 1937, *E. germanicus*, *E. Przewalski*, Maße ebendort).
- Phoeben (Brandenburg): Linnische Schichten, Eem, wärmezeitlich, (vgl. WOLDSTEDT 1958, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Pössneck, Öpitzer Berg (Thüringen): Angaben fehlen (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Quedlinburg (Sachsen-Anhalt): Wahrsch. von der Lok. Seveckenberg stammend; Spaltenfüllungen im Gips; höchstwahrscheinlich Würm (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Rixdorf (Berlin): Kiese des sog. Rixdorfer „Horizontes“ hauptsächlich im SE von Berlin (Fundorte: Königswusterhausen, Körbiskrug, Kreuzberg, Mittenwalde, Niederlehme, Rixdorf), wahrscheinlich in das Interstadial Würm I/II zu stellen. Die Säugetierreste sind ökologisch uneinheitlich, das Klima schwankt während der Bildungszeit zwischen „gemäßigt“ bis „sehr kühl“. Auch Umlagerungen aus einer älteren Vollwarmzeit können stattgefunden haben (DIETRICH 1932, Maße n. DIETRICH 1932, SCHWARZ 1927).
- Roter Berg b. Saalfeld (Thüringen): Spalten- und Taschenfüllungen unterschiedlichen Alters m. ökologisch verschiedenen Gesellschaften in Dolomitsock (Warm- und Kaltfaunen); Alter: Riß (?) - Würm, kaum älter. Material nicht getrennt aufgesammelt, daher ganz uneinheitlich (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Saint-Vallier (Frankreich): Lössige Ablagerungen d. Ältestquartärs (Günz oder ältere Kaltzeit); Temperatur gemäßigt bis kühl (?) Maße n. VIRET 1954).
- Schussenquelle (Württemberg): Jagdstation, Spätwürm, kühl bis kalt, Maße n. LUNDHOLM 1949).
- Solutré (Frankreich): Gehängeschutt, Hauptknochenlager in den mittleren Teilen (Pferde); Interstadial Würm II/III oder Würm III; kühl bis sehr kühl (Maße n. GROMOVA 1949 u. VIRET 1954).
- Sossenheim = Frankfurt-Sossenheim (Hessen): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).



- Steeden (Hessen): Höchstwahrscheinlich ist bei SCHWARZ 1927 unter der Lok. Steeden die „Wildscheuer“ b. Steeden gemeint; Höhlenstation, Ablagerungen aus Würm I - Würm III umfassend; kühl bis kalt (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Steinheim a. d. Murr (Württemberg): Kiese und Sande; Holstein-Riß I, (m. ökologisch verschiedenartigen Faunen, vgl. ADAM 1954); Temperatur warm - gemäßigt - sehr kühl; Pferdereste hauptsächlich aus den *Trogontherii*- und *Trogontherii-Primigenius*-Schottern (Spätholstein? Riß I? gemäßigt bis kühl) Maße n. v. REICHENAU 1915, eigene Messungen<sup>1)</sup>
- Streckau (Thüringen): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Thiede (Niedersachsen): Spalten- und Taschenfüllungen in Gipsstock; im wesentlichen Würm II und III; kühl bis kalt; (*E. germanicus* n. NEHRING 1884, Maße n. SCHWARZ 1927 u. NEHRING 1884).
- Türmitz = Kösten b. Türmitz (Böhmen): Keine Angaben (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Unkelstein b. Remagen (Rheinland): Löß; jüngerer und älterer Löß vorhanden, der jüngere Löß reichlich knochenführend, nach NEHRING 1884 das Skelett d. Typusexemplares von *E. germanicus* aus den tiefsten Lößlagen. Alter wahrscheinlich Würm I, Temperatur sehr kühl bis kalt (Maße n. NEHRING 1884).
- Veltheim, Lok. Steinmühle (Sachsen-Anhalt): Lössige, verlehnte Spaltenfüllung in einem als eemzeitlich angesehenen Süßwasserkalk, der jedoch auch ins Holstein gestellt werden könnte. Spaltenfüllung also entweder Würm I (Verlehmung!) oder Riß. (SCHRÖDER 1930, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Vieselbach (Thüringen): Kiese, Riß nach SOERGEL (n. STEHLIN u. GRAZIOSI 1935); faunistisch wäre auch noch Spätholstein möglich, Temperatur nach Fauna gemäßigt, sicher nicht kalt (*E. taubachensis* n. v. REICHENAU 1915, *E. steinheimensis* n. SOERGEL, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Vogelherd (Württemberg): Höhlenstation, Ablagerungen Würm I - Würm III umfassend, Temperatur kühl bis kalt (LEHMANN 1954, *E. germanicus*, *E. przewalski*, Maße ebendaher).
- Weimar (Thüringen): Travertin, eemzeitlich, warm (Maße n. SCHWARZ 1927).
- Westeregeln (Sachsen-Anhalt): Lössige Ausfüllungen von Spalten und Taschen im Gips; im wesentlichen Würm II + III, vielleicht auch noch jüngeres Material (Holozän), kühl bis kalt (*E. germanicus* n. NEHRING 1884, Maße n. SCHWARZ 1927).
- Wunstorf (Niedersachsen): Kiese und Sande; Holstein bis Beginn Riß (?); Fauna ökologisch ungleichartig, warm - gemäßigt - kühl, Pferdereste in den verschiedenen Teilfaunen vorhanden (Veröffentlichung durch den Autor in Vorbereitung).
2. Osteuropa
- N. B. In der Arbeit GROMOVA 1949 sind z. T. Alterseinstufungen der Fundlokalitäten vorgenommen worden, die sich nicht ohne große Schwierigkeiten in das mittel- und westeuropäische Zeitschema einpassen lassen. Versuche einer Angleichung wurden vorgenommen. Sämtliche Maße n. GROMOVA 1949.
- Adji Koba (Krim): Aurignacien (GROMOVA) = Würm II - III, Temperatur kühl, Steppenfauna mit subarktischem Einschlag.
- Borchievo II (Woronescher Distrikt): = Spätmagdalen-Azilien (GROMOVA) = Würm III, kühl - gemäßigt, Fauna subarktisch.
- Buranovka (Süddural): Solutré (GROMOVA) = Interstadial Würm II/III (?) gemäßigt - kühl, Steppenfauna m. Wald- und subarktischen Elementen.
- Griebnievaia (Süddural): Ohne Kulturreste, Fauna wie oben, Würm.
- Ilskaja (Nordkaukasus): Moustier (GROMOVA) = Eem? (WOLDSTEDT 1958: Würm I), Temperatur warm?, Waldfauna.
- Kliutschewa (Süddural): Solutré (GROMOVA), s. Buranovka.
- Koch-Koba (Krim): Moustier, Temperatur vgl. Adji Koba.
- Kodak = Sary Kodak (Dnjepopetrowsker Distrikt): Moustier oder noch älter (GROMOVA) = Würm I oder Spät-Riß (n. WOLDSTEDT 1958 Riß ?), kühl - gemäßigt, Wald- und Tundraformen „gemischt“.
- Kostenki I (Woronescher Distrikt): Spätaurignac-Solutré (GROMOVA) = Würm II (?), kühl - kalt, Tundrafauna.
- Kotchari II (Süddural): Solutré (GROMOVA) s. Buranovka.
- Mysy/Kama (Mittl. Wolgagebiet): Mittelpleistozän (GROMOVA) = Riß (?), kaum älter: gemäßigt - kühl, Steppenfauna m. leicht subarktischem Einschlag (*E. caballus missi*).
- Novgorod-Severski/Desna (Ukraine): Spätsolutré - Frühmagdalen (GROMOVA) = Würm III, kühl - kalt, Tundrafauna.

<sup>1)</sup> Für die Bereitstellung des Materials bin ich Herrn Dr. Adam, Stuttgart, sehr zu Dank verpflichtet.

Orlovski-Höhle (Südural): Solutré (GROMOVA) s. Buranovka.

Scholokovo (Dnjepopetrovsker Distrikt): Moustier ? (GROMOVA) = Eem ? oder Interstadial Würm I/II, gemäßigt, Waldfauna ohne arktischen Einschlag.

Tunguz/Wolga (Mittelrußland): Mittelpleistozän (GROMOVA) = Riß (?) kaum älter, gemäßigt warm, Fauna ähnlich Mysy, Steppenfauna m. Waldformen (*E. caballus chosaricus*).

Ust-Katav II (Südural): s. o.

### 3. Nord-Asien

Anabar, Fluß (Eismeerküste): Jungpleistozän, Fauna subarktisch.

Bugatsch: Keine Angaben.

Jana (Fluß, Eismeerküste): Die Funde sind offenbar sehr verschiedenartig, sehr bedeutende Unterschiede in der Größe der Pferde, ebenso im morphologischen Gepräge (GROMOVA). Die Fauna stammt aus Schichten, die unter dem Bodeneis liegen. Die Fauna umfaßt sowohl gemäßigt-warme wie arktische Elemente und repräsentiert wahrscheinlich verschiedene klimatische Phasen. Unter den Pflanzen befinden sich Laubbäume (*Alnus*, *Betula alba*) und Gräser (GROMOVA). In Anbetracht der geographischen Lage sind die Fundschichten in ein vollwarmes und in ein kühles Interglazial bzw. Interstadial (geographische Lage!) zu stellen. Da das Bodeneis nach den russischen Geologen sich im Riß gebildet haben soll, wären die Fundschichten älter, also Holstein. Noch ältere Warmzeiten kommen nach dem Artbestand nicht in Frage. Möglich ist aber, daß das Bodeneis in verschiedenen Teilen des nördlichsten Sibiriens und auf den Neusibirischen Inseln (s. u.) unterschiedliches Alter besitzt; dann kämen Einstufungen sowohl ins Holstein wie ins Eem in Frage.

Kotelny (Neusibirische Inseln): Gleiche Verhältnisse wie im Flußgebiet der Jana, nur sind Knochen dort auch in Schichten über dem Bodeneis gefunden worden (Flora mit Moosen, *Betula nana*, *Salix polaris*). Als Alter ist daher für diese Schichten ein interglazialer Abschnitt mit sehr kühlen Temperaturen (Eem ?, geographische Lage!) oder ein Interstadial anzusetzen, wenn ihre Bildung nicht überhaupt in das nahezeitliche Klimaoptimum fällt.

Kubiekova (Jenisseiufer in der Nähe von K. bei Krasnojarsk, N.-Sibirien): Die Fundschichten sollen einen beträchtlichen Zeitraum, der vom Holstein bis ins Spätwürm reicht, umfassen (GROMOVA). In den Tabellen unterscheidet GROMOVA ein: „K. älter“ und ein „K. jünger“, über Begleitfaunen und Temperaturverhältnisse liegen keine Angaben vor.

Taimir-Halbinsel: Spätpleistozän oder Holozän, kalt (*E. caballus fossilis*), VERESTCHAGIN 1959.

Tavda (Nebenfluß d. Tobols, N.-Sibirien): Jungpleistozän (?).

Tschikoi (Fluß, Transbaikalien): Jungpleistozän.

Unga (Fluß, Irkutsker Region): Jungpleistozän.

Viercholenskaja Gora (Irkutsker Region): Die Funde stammen teils aus dem Würm, teils aus dem Holozän, wurden aber beim Aufsammeln nicht getrennt gehalten.

### Schriftenverzeichnis

- ADAM, K. D.: Die mittelpleistozänen Faunen von Steinheim an der Murr (Württemberg). - *Quaternaria* 1, 1954.
- ARAMBOURG, L.: Les gros mammifères de couches tayaciennes - in: *La grotte de Fontechévade*. - *Arch. Inst. Pal. Hum.*, Mem. 29, 1958.
- DIETRICH, W. O.: Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. - *Z. D. G. Ges.* 84, 1932. - - Stetigkeit und Unstetigkeit in der Pferdeentwicklung. - *N. Jb. Geol. Pal. B, Abh.*, 1950.
- DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G.: *La Grotte de Cotencher, station moustérienne*. - *Mém. Soc. paléontol. Suisse*, 52-53, 1932-33.
- GROMOVA, V.: *Histoire des Chevaux (genre Equus) de l'Ancien Monde*. - *Prem. Part.: Revue et description des formes*. - *Trav. Inst. Pal. Acad. Sci. USSR*. 17, 1949. (Übersetzung i.: *Ann. Centre d'Etude et de Documentation Pal.*, 12, 1955). - - *Sur le squelette du Tarpan (Equus caballus gmelini ANT.) et d'autres chevaux sauvages actuels*. - *Bjull. moskovsk. Obshchest. Prirody, Otd. biol.* 64, 1959.
- HERRE, W.: Beiträge zur Kenntnis der Wildpferde. - *Z. Tierzucht* 44, 1939.
- HOFSTETTER, R.: *Les Mammifères pleistocènes de la République de l'Équateur*. - *Mem. Soc. Geol. France* 66, N.S. 31, 1952.
- KÜPPER, H.: Abschnitt „Wien - Neusiedler See“ in: *Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich (Exkursionen zwischen Salzburg und March)*. - *Verh. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderh.* D, 1955.

- LEHMANN, R.: Das Diluvium des unteren Unstruttales. - Jb. d. Halle'schen Verbandes 3, 1922.
- LEHMANN, U.: Die Fauna des „Vogelherdes“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). - N. Jb. Geol. Pal., Abh. 99, 1954.
- LUNDHOLM, B.: Abstammung und Domestikation des Hauspferdes. - Zool. Bidrag, Uppsala, 27, 1947.
- MOHR, E.: Das Urwildpferd. - Neue Brehmbücherei, H. 249, A. Ziemser Verlag, Wittenberg, 1959.
- NEHRING, A.: Fossile Pferde aus deutschen Diluvialablagerungen und ihre Beziehungen zu lebenden Pferden. - Landw. Jb. 13, 1884.
- PIRLOT, P.: Caballine and zebrine Horses in the Norfolk Forest beds. - Proc. Zool. Soc. London, 118, 1948.
- v. REICHENAU, W.: Beiträge zur näheren Kenntnis fossiler Pferde aus deutschem Pleistozän. - Abh. Hess. Geol. L.-Anst. 7, 1915.
- SCHRÖDER, H.: Über Rhinoceros mercki und seine nord- und mitteldeutschen Fundstellen. - Abh. preuß. geol. L.-Anst. 124, 1930.
- SCHWARZ, E.: Über die diluvialen Pferde der *Equus caballus*-Gruppe. - Jb. preuß. geol. L.-Anst. 48, 1927.
- SICKENBERG, O.: Säugetierreste aus den elsterzeitlichen Kiesen von Bornhausen/H. - Geol. Jb. (im Druck).
- STEHLIN, H. G. & GRAZIOSI, P.: Recherche sugli Asinidi fossili d'Europa. - Mém. Soc. Pal. Suisse 56, 1935.
- THORAL, M., RIQUET, R. & COMBIER, J.: Solutré. - Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, N. S. 2, 1955.
- TOEPFER, V.: Die mitteldiluvialen Säugetiere aus der Saaleterrasse bei Lengfeld. - N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 74, Abt. B., 1935.
- VERESTCHAGIN: The Mammal remains of the Mammoth age originated from the Taimir Peninsula. Bjul. moskovsk. Obshest. Prirody, Otd. biol. 64, 1959.
- WEILER, W.: Die altsteinzeitlichen Funde von Pfeddersheim. - Notizbl. Hess. Geol. L.-Anst., V.F. H. 18, 1937.
- VIRET, J.: Le Loess à Bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa Faune de Mammifères villafranchiens. - Nouv. Arch. Mus. d. Hist. Nat. Lyon 4, 1954.
- WERNERT, P.: Stratigraphie paléontologiques et prehistoire des sédiments quaternaires d'Alsace Achenheim. - Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine 14, 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. - 2. Bd. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter 2. Aufl., F. Enke, Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 26. 6. 1961.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. O. Sickenberg, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

## Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke

(Meißischblatt Oebisfelde-Kaltendorf, Bez. Braunschweig)

Von KONRAD RICHTER, Hannover

Mit 3 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Über Rhätsandstein mit zwei Systemen von Gletscherschrammen wurden die glazigenen Deckschichten untersucht und eine Serie von stellenweise übereinanderliegenden Grundmoränen nachgewiesen, deren nicht überall erhaltene älteste das ältere Schrammensystem schuf. Der geschiebekundliche Nachweis einer allmählichen Änderung in der Richtung der als elstereiszeitlich erkannten Gletscherbewegung läßt es möglich erscheinen, daß die jüngere Schrammenrichtung durch einen jüngeren elstereiszeitlichen Eisvorstoß verursacht wurde. Im Zusammenhang mit gletscherbedingten Gesteinsausbrüchen, wie sie als Kleininform an Parabelrissen beschrieben wurden, wird jedoch auch eine andere Entstehungsmöglichkeit angedeutet.

Die angewandten Untersuchungsmethoden lassen es möglich erscheinen, auch in anderen Grundmoränenaufschlüssen differenzierte Bewegungsabläufe von Eisbewegungen und somit Untergliederungen einer Eiszeit herauszulesen.

**Abstract.** The glacial sheets that overlie the Rhaetic sandstone with its two systems of glacial striae have been investigated and the presence of ground moraines partly overlying another has been proved. The oldest of these ground moraines which is not preserved everywhere, has produced the early system of striation.

By proving the gradual modification of the striation in the direction of a glacial movement recognized as having taken place during the Elster glacial, it appears possible that the younger direction of striation has been caused by another glacial advance during the late Elster glacial. In connection with the rock erosions caused through glacials - like they are described as minute forms along parabola ruptures - one indicates also the possibility for another genesis.

The research methods applied let it appear possible to detect differentiated courses of ice movement and hence subdivisions of a glacial also in other exposures of ground moraines.

Bereits im Jahre 1880, also noch in den Jugendtagen der Inlandeistheorie, beschrieb F. WAHNSCHAFFE Gletscherschrammen auf dem Mittel-Rhät-Sandstein von Velpke und benutzte sie als Argument für die Richtigkeit der Anschauungen über eine von Skandinavien kommende Vergletscherung ganz Norddeutschlands. Die Untersuchungen waren für ihre Zeit ausgezeichnet. Heute erhebt sich indes die Frage, welchem nordischen Eisvorstoß die Schrammung des Rhät-Sandsteins zuzuschreiben sei beziehungsweise welchen Vorstößen, da WAHNSCHAFFE zwei sich kreuzende Schrammensysteme beschrieb. Das sowohl in Velpke wie auch in Danndorf von ihm beobachtete Schrammensystem in Richtung  $27^\circ$  ist das häufigere Hauptsystem, während ein zweites von  $84^\circ$  nur lokal in Velpke gefunden wurde. Das letztere schien jünger zu sein, zumal die Sohle seiner Schrammen die Sohle der Schrammen des  $27^\circ$  Systemes durchschnitt.

Im Herbst des Jahres 1960 waren im Bruch der Hartsteinwerke Velpke (vorm. Schulz) G.m.b.H. wieder besonders schöne Flächen mit Gletscherschrammen freigelegt. An einer Stelle waren auch Schrammenkreuzungen der von WAHNSCHAFFE beschriebenen beiden Systeme zu sehen (s. Abb. 1). Als Durchschnittswert für die Richtungen ergab sich aus Messungen an verschiedenen Stellen ähnlich wie bei WAHNSCHAFFE ca.  $25^\circ$  für die Haupt- und ca.  $80^\circ$  für die seltene Schrammenrichtung.

Gemäß der von mir (1932) entwickelten Theorie der Einregelung oblonger Geschiebe in der Grundmoräne, hätte die Einregelungsrichtung der Geschiebe in der auflagernden Moräne wenigstens mit einer der Schrammenrichtungen übereinstimmen müssen. Der erste diesbezügliche Versuch von Einregelungsmessungen im scheinbar auf Rhätsandstein liegenden Geschiebemergel gab an der mit 3 in der Lageskizze (Abb. 2) bezeichneten Stelle ein Maximum von ca.  $40^\circ$ , das also weder zur einen noch zur anderen Schrammenrichtung zu passen schien. Dagegen ergab sich an der mit 5 in der Lageskizze (Abb. 2) gekennzeichneten

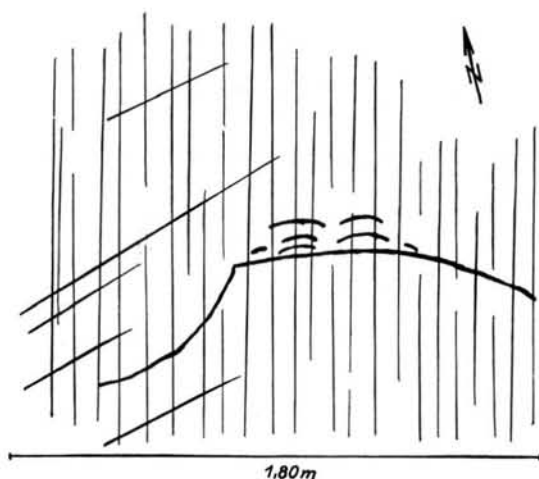


Abb. 1. Gletscherschrammen und Parabelrisse im SE der Lokalität 2 von Abb. 2. Dicke Striche = Parabelrisse, durch NNE-SSW-Geschiebebewegung verursacht. Mitteldicke Striche = seltene, lokale aber tiefere und jüngere Gletscherschrammen in ca. 80-85°-Richtung. Dünne Striche = älteres Hauptschrammensystem auf Rhätsandstein von Velpke in ca. 25°-Richtung.

Stelle mit ca. 25° eine ausgezeichnete Übereinstimmung. An letzterem Ort war klar erkennbar, daß der dunkle Geschiebemergel direkt auf der Felsfläche lagerte. Daraufhin wurde die Auflagerungsfläche an der Lokalität 3 sauber freigegeben, und es zeigte sich, daß zwischen Rhätsandstein und hier hellerem Geschiebemergel noch 10 bis maximal 20 cm Diluvialsand lagen. Der einregelungsmäßig untersuchte Geschiebemergel an der Lokalität 3 konnte also gar nicht die Schrammen auf dem Rhät verursacht haben. Eine gletschertopfähnlliche Vertiefung der Rhät oberfläche unter dem Sand war dagegen wieder von schwärzlichem Geschiebelehm erfüllt. Einregelungsmessungen darin konnten infolge der örtlichen Lagerungsabnormität natürlich nicht zur Lösung der Frage beitragen, ob dieser Geschiebemergel aus dem „Gletschertopf“ die Schrammung in 25°-Richtung verursacht hatte. Die Deutung wurde daher auf anderem, und zwar geschiebekundlichem Wege gesucht.

Von verschiedenen Punkten des Aufschlusses wurden die Glazialsedimente, und zwar besonders Geschiebemergel und Geschiebelehme geschlämmt beziehungsweise abgesiebt und der Rückstand über 5 mm Korngröße geschiebestatistisch ausgezählt. Besonders klare Unterschiede ergaben sich bei Verwertung des Verhältnisses von durchscheinend-glaten zu undurchscheinend-körnigen Feuersteinen. Für den mittleren Hauptteil der Elstervereisung wurde bereits früher (1950 und 1961) nachgewiesen, daß diese von mir so genannte „Billbrookserie“ in Niedersachsen im allgemeinen durch ein Verhältnis von annähernd 3 und mehr als 3 zu 1 von durchscheinenden zu undurchscheinenden Feuersteinen charakterisiert ist. Sowohl die Basis des Geschiebemergels von Lokalität 5 wie der Geschiebemergel aus dem „Gletschertopf“ von Lokalität 3 gehörten danach zur  $\pm$  mittleren Billbrookserie, die an durchscheinenden Feuersteinen besonders reich ist ( $Fd/F = 2,39$  bis  $12,67$ ), während andererseits die Anzahl von Feuersteinen zu kristallinen Gesteinen bei unverwittertem (Kalkgeschiebe-führenden) Geschiebemergel recht klein ist ( $F/K = 0,33-0,27$ ).

Vielleicht die ältesten, sicher aber die jüngeren elster-eiszeitlichen und die drenthe-stadialen Grundmoränen Niedersachsens zeichnen sich durch höhere Anteile von Feuersteinen im Verhältnis zu kristallinen Geschieben und vor allem durch höhere Anteile von opaken Feuersteinen aus. Bei der Lokalität 7 (Abb. 2) ergab die Einregelung mit ca. 20° ebenfalls eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit der Hauptschrammenrichtung, doch war das Verhältnis von durchscheinenden zu opaken Feuersteinen ( $Fd/F$ ) mit 1,13 nicht typisch elstereiszeitlich, wohl aber das Verhältnis von Feuersteinen zu kristallinen Geschieben mit 0,30. Bestätigt wird es ferner durch einen gewissen Gehalt an Braunkohligniten, der im allgemeinen in Niedersachsen für die elstereiszeitlichen Grundmoränen



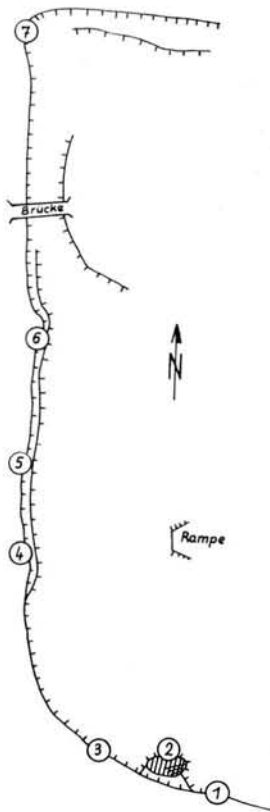


Abb. 2. Lageplan der Untersuchungspunkte im Hauptbruch der Hartsteinwerke Velpke (vorm. Schulz) G.m.b.H.

typisch ist. Diese haben durch Braunkohle-Aufarbeitung meist eine schwärzliche Farbe. Spätere Eisvorstöße fanden entweder keine Braunkohle mehr vor, oder konnten sie infolge stärkerer Bedeckung mit elstereiszeitlichen Ablagerungen nicht mehr aufschürfen. Es scheint also, daß die Hauptgletscherschrammen von Velpke durch Eisvorstöße der mittleren Elstereiszeit (Billbrookserie) verursacht sind, während die obersten Geschiebemergel der fraglichen Gegend sicher zum drenthestadialen Abschnitt der Saaleeiszeit gehören.

Das vollständigste Grundmoränenprofil des Aufschlusses findet sich bei Punkt 4 der Lageskizze (Abb. 2). Scheinbar liegt hier eine ca. 4-5 m mächtige Grundmoräne direkt auf dem Rhätsandstein. Sie wird überlagert von 20—40 cm Diluvialsand, dieser von 30-50 cm kryoturbar etwas gestörtem Geschiebelehm, und als Hangendes folgen 0,5-1,0 m Schmelzwassersande und eine Steinsohle beziehungsweise Geschiebedecksand mit überwiegend nordischen Geschieben, unter denen Dalaporphyre relativ häufig sind ( $DP/K = 0,13$  im Gegensatz zu den elstereiszeitlichen Geschiebegemeinschaften mit  $DP/K = 0,004$  bis  $0,02$ ). Die 4-5 m mächtige unterste Grundmoräne war im untersten Teil fast schwarz und kalkhaltig, im mittleren grünstichig grau und  $\pm$  entkalkt sowie im obersten ockerbraun und völlig entkalkt. Es konnte sich also um eine einst einheitliche Grundmoräne handeln, die lediglich durch sekundäre Verwitterung ein Verfärbungsprofil erhielt. Eine profilmäßige Durcharbeitung ergab jedoch, daß sich in dieser Grundmoräne vom Liegenden zum Hangenden Geschiebebestand und Einregelungsrichtung systematisch ändern. Das Verhältnis von durchscheinenden zu opaken Feuersteinen nimmt zunächst zu und dann wieder stark ab, und zwar vom Liegenden zum Hangenden: schwarzer Geschiebemergel  $Fd/Fu = 2,87$ , schwarzgrauer Geschiebemergel  $Fd/Fu = 12,67$ , ockerbrauner Geschiebelehm =  $1,16$ . Das

ist ein Wandel, wie er von mir (1961) innerhalb der elstereiszeitlichen Billbrookserie festgestellt wurde. Im untersten schwarzen Teil dieser Grundmoräne war die Einregelung  $\pm 30^\circ$ , im schwarzgrauen  $65^\circ$  und im ockerbraunen  $85^\circ$ . Die Untersuchungen konnten leider nicht so detailliert durchgeführt werden, um etwa die Frage zu untersuchen, ob diese Abwandlungen des Geschiebestandes vom Liegenden zum Hangenden und die Änderungen der Einregelungsrichtung kontinuierlich oder sprunghaft waren. Auf jeden Fall zeigt sich sowohl hinsichtlich Einregelung der Geschiebe wie der Heimatgebiete der nordischen Geschiebe, daß die elstereiszeitlichen Gletscher zunächst aus NNE kamen und dann allmählich über NE bis fast EW abdrehten.

Es wäre also somit durchaus denkbar, daß die jüngere Gletscherschrammenrichtung durch jüngeres Elster-Eis verursacht sein könnte, zumal an der betreffenden Stelle (Lokalität 2 der Lageskizze) scheinbar nicht der unterste Grundmoränenteil auf dem Sandstein lag. Genau konnte das nicht erkannt werden, da an der Lokalität 2, wo beide Schrammenrichtungen zu beobachten waren, die Grundmoräne bereits abgeräumt war. Bei der benachbarten Lokalität 1 fand sich aber als tiefstes ein elstereiszeitlicher Geschiebemergel (Fd/Fu = 3,37) mit der Einregelungsrichtung ca  $70^\circ$ , was etwa der jüngeren Schrammenrichtung entspricht.

Das prinzipielle Ergebnis dieser Feststellungen besteht darin, daß eine Grundmoränendecke zwar gelegentlich durch Sandlagen eine Untergliederung erlaubt, die durch geschiebekundliche Unterschiede auf Altersverschiedenheiten von Eisvorstößen mit eventuell auch geänderten Bewegungsrichtungen hinweist, daß solche Unterschiede aber auch bestehen können, wenn ein bloßes Betrachten eines Grundmoränenaufschlusses solche nicht erkennen läßt. Es wird damit eindrucksvoll die Forderung unterstrichen, mehr als bisher die Grundmoränenablagerungen nicht nur stichprobenweise hinsichtlich Geschiebeinventar und Einregelungsrichtungen zu untersuchen, sondern solche Arbeiten auch profilmäßig durchzuführen, wie das bezüglich der Lokalgeschiebeführung vom Verfasser schon 1930 gefordert wurde.

Die regionale Deutung der Einregelungsänderungen unserer elstereiszeitlichen Grundmoränen von Velpke ist wohl so zu verstehen, daß zur Zeit der nur annähernd maximalen Ausdehnung der elstereiszeitlichen Gletscher (z. Zt. der maximalen Ausdehnung war die Geschiebevergesellschaftung etwas mehr ostfennoskandisch) die Eismassen in breiter Front und mit großer Mächtigkeit unser Gebiet ohne nennenswerte Rücksicht auf die lokale Morphologie des Untergrundes überschritten. Bei Abnahme der Eismassen hinsichtlich Dicke und Ausbreitung entwickelte sich in unserem Bereich ein Eislobus, der eine Zunge ins obere Allertal schickte. So entstand von etwa Oebisfelde aus ein Eisbewegungsfächer, dessen Westflanke bei Velpke fast E-W-Richtung erreicht, die jüngeren Einregelungsrichtungen verursachte und vielleicht auch das jüngere Gletscherschrammensystem auf dem Rhätsandstein schuf.

Die letztere Deutung hinsichtlich des E-W-Systems von Gletscherschrammen kann nicht bewiesen werden, denn es sind auch andere Erklärungen möglich. Schon WAHNSCHAFFE wies darauf hin, daß sich in dem zweiten System „keilförmige Figuren finden“, die in seine Richtung zeigen, „weil ein scharfkantiges Geschiebe in schräger Richtung vom Eis gegen die Platte gedrückt wurde; die Spitze bedeutet das Einsetzen des Geschiebes, der verbreiternde Keil gibt die Richtung der Gletscherbewegung an“. WAHNSCHAFFE nimmt daher an, daß eine Gletscherbewegung von W nach E diese tieferen rauhen Schrammen geschaffen habe. Sowohl nach dem allgemeinen glazialgeologischen Bild der Gegend wie auch nach dem vorerwähnten allmählichen Abdrehen der Einregelungsrichtlinien in den elstereiszeitlichen Geschiebemergeln von der NNE- in die EW-Richtung wäre eine nicht absolut lokale Eisbewegungsrichtung von W nach E schwer verständlich. Es ist aber außer-

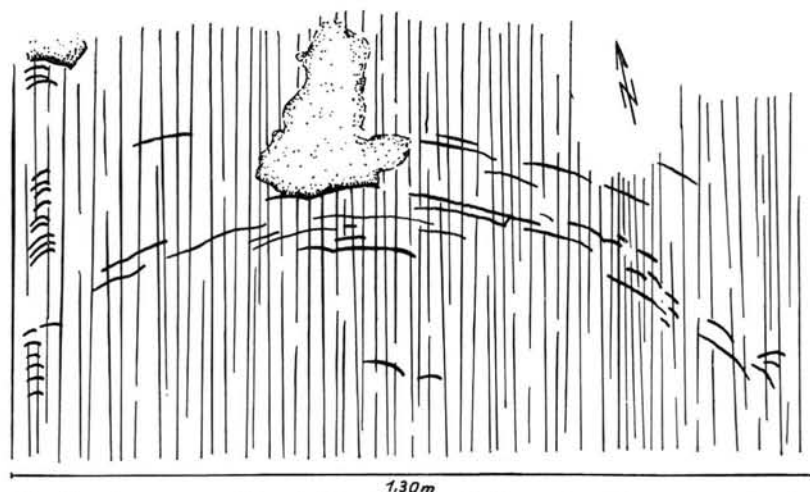


Abb. 3. Gletscherschrammen und Parabelrisse in der Lokalität 2 der Abb. 2. Dünne Striche = älteres System von Gletscherschrammen in NNE-SSW-Richtung. Dicke Striche = Parabelrisse durch NNE-SSW-Eisbewegung verursacht. Durch die gleiche Bewegungsrichtung wurde offenbar auch der punktiert gezeichnete Gesteinsausbruch im Kulminationspunkt der Parabelrisse verursacht. Die rauhe, frisch erscheinende Ausbruchfläche im Rhätsandstein wurde vom Gletscher nicht poliert.

dem zu beachten, daß das jüngere Schrammensystem zur Zeit nur an der Lokalität 2 der Lageskizze beobachtet wurde, und zwar an einer Stelle, südlich der die Oberfläche des Rhätsandsteins einen mindestens 1 m tiefen und mehrere Meter breiten Ausbruch hat. Das mag zeitweise eine irreguläre Bewegung größerer Blöcke und damit die abweichende Schrammenrichtung verursacht haben, zumal sie am deutlichsten in dem schwachen Abfall zum Ausbruch hin auftritt. Es muß für eine sichere Deutung abgewartet werden, ob das jüngere Schrammensystem stets in ähnlicher Position auftritt. Da auch auf Abb. 1 seine Schrammen einerseits in einigen Fällen jeweils im W etwas breiter sind als im E, wie das schon WAHNSCHAFFE beschrieb, und andererseits die Gesteinsausbrüche, die vor den Parabelrissen liegen (Abb. 3), nicht verschliffen sind, obwohl sie auf die NS-Eisbewegung zurückzuführen sind, neige ich mehr zur letztgenannten Deutung, zumal eine W-E-Gletscherichtung hier sehr unwahrscheinlich ist.

Dieser tiefe Ausbruch in der Oberfläche des Rhätsandsteins war nur auf kurze Erstreckung andeutungsweise aufgeschlossen. Kleinere Ausbrüche, wie sie von LJUNGNER (1927-1930) aus Skandinavien und von mir 1936 vom Fels vor dem Ende des Engebrae aus Norwegen beschrieben wurden, fanden sich an manchen Stellen. In einem Falle (s. Abb. 3) war das sehr schön im Zusammenhang mit Parabelrissen zu sehen, wie das LJUNGNER 1927-30 auch aus Schweden beschrieben hat. Stärkere Gesteinsausbrüche dieser Art können zu Sichelwannen führen, die ich aber in Velpke bisher nicht beobachtete. Auch der vorbeschriebene „Gletschertopf“ ist kein typisches Exemplar solcher Art, sondern auch wohl mehr ein Ergebnis splittender Erosion durch darüber gleitendes Eis. Seine genaue Form konnte leider nicht freigelegt werden, da das Erdreich zur Untersuchungszeit zu stark wassergetränkt war und ständige Rutschungen eine saubere Ausgrabung verhinderten.

Eine genauere Analyse des Wandels der Einregelungsrichtungen wäre nur mit Bearbeitung zahlreicher weiterer Grundmoränenaufschlüsse westlich und östlich des oberen Allertales möglich. Diese Aufgabe ist leider in Anbetracht der politischen Grenze, die zur Zeit durch dieses Gebiet führt, im Augenblick nicht möglich.

Der behandelte Aufschluß von Velpke enthält außerdem über den elstereiszeitlichen Grundmoränen und Sanden, noch drenthestadiale Ablagerungen verschiedenen Typs, die in diesem Zusammenhang nicht mitbehandelt wurden.

## Literatur

- LJUNGNER, E.: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste. - Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XXI, Upsala 1927-1930.
- RICHTER, K.: Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. - Z. f. Geschiebeforschung 6, H. 2, 1930. - - Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. - Z. f. Geschiebeforschung 8, H. 1, 1932. - - Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. - Z. f. Gletscherkunde 24, 1936. - - Gliederungsmöglichkeiten im niedersächsischen Pleistozän mit geschiebekundlichen Methoden. - Z. deutsch. geol. Ges. 102, Jg. 1950, S. 154-155. - - Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. - Mitt. Geol. Staatsinst. in Hamburg, Weigelt-Festschrift (im Druck).
- WAHNSCHAFFE, F.: Über Gletscherscheinungen bei Velpke und Danndorf. - Z. deutsch. geol. Ges. 32, 7 .774-798, Berlin 1880.

Manusk. eingeg. 10. 7. 1961

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Konrad Richter, Hannover, Wiesenstraße 1, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

## Pleistocene glaciation in Kurdistan

By H. E. WRIGHT, Jr., Minneapolis

With 17 figures and 3 tables.

### Table of Contents

Introduction
Physical and climatic setting
Algurd Dagh area
Bola Valley
Birkim Valley
Beni Valley
Sideke area
Ruwandiz River area
Galala Valley
Marana Valley
Ruwandiz headwaters
Marana-Galala-Razan segment
Berserini Gorge
Diyana Plain
Ruwandiz River and Khalan Valley
Summary and conclusions
Cilo Dagh area
Other areas in Taurus-Zagros Ranges
Discussion
References cited

**Zusammenfassung.** Die Berge Kurdistan sind ein Teil des Taurus-Zagros-Gebirgszuges, der sich durch die südliche Türkei, den nördlichen Irak und den südwestlichen Iran hinzieht und das anatolisch-iranische Hochland vom mesopotamischen Tiefland trennt. Der Kamm erreicht Höhen von 3000-4000 m im Abschnitt des Cilo Dagh-Gebietes in der südöstlichen Türkei bis zum 250 km entfernten Gebiet des Algurd Dagh im nördlichen Iran. In südöstlicher Richtung senkt sich die Kammhöhe auf 2200 bis 2800 m, erreicht jedoch im Zardeh Kuh des südlichen Iran örtlich wieder Höhen von 4000 m. Die höchsten Erhebungen des Gebirges liegen gewöhnlich im Gürtel der metamorphen Gesteine. Die äußeren Kämme bauen sich meist aus langen Faltenzügen mesozoischer Kalkgesteine auf; in den Vorbergen sind es Faltenzüge, die sich aus Sedimenten bis hinauf zum Pliozän zusammensetzen. Innerhalb Kurdistan werden die einzelnen Gebirgszüge von 4 Hauptzuflüssen des Tigris (Khabur, großer und kleiner Zab und Diyala) durchschnitten.

Das Klima Kurdistan ist durch winterliche Niederschläge und sommerliche Dürre gekennzeichnet. Die Regenmengen werden teilweise von Zyklonen gebracht, die vom Mittelmeer herüberziehen, teilweise aber auch durch Umströmung einer Antizyklone, deren Zentrum im Winter über der arabischen Halbinsel liegt. Die regionalen Niederschläge nehmen mit der Höhe zu und betragen von 300 mm pro Jahr in den äußeren Vorbergen bis über 1000 mm in den höchsten Teilen des Gebirges im Gebiet des Cilo Dagh und Algurd Dagh. Die Niederschlagsmenge erreicht hier nicht nur ein Maximum, weil die Berge hoch und massig sind, sondern auch deshalb, weil das Streichen der Ketten von E nach SE umschwenkt. Die Stürme, welche der äußeren Flanke in östlicher Richtung vom Mittelmeer her folgen, werden gezwungen, über das Gebirge zu steigen oder sie werden nach SE abgelenkt. Jenseits des Gebirges, auf den Hochflächen Anatoliens und des Irans, nimmt die Regenmenge auf 300 bis 500 mm ab.

Die Vegetation Kurdistan bezeichnet recht deutlich die verschiedenen Klimazonen. Die untere Baumgrenze liegt gewöhnlich zwischen 700 und 1000 m auf den äußeren Vorbergen der Ketten und begleitet in dieser Höhe fast das gesamte Gebirge. Sie folgt ungefähr der 500-mm-Niederschlagslinie. Das Waldland besteht vorwiegend aus Eichen; dieses ist örtlich infolge von Holzeinschlag und Ziegenfraß allerdings nur noch Strauchwerk. In den höheren Teilen der Waldzone tritt gelegentlich Wacholder auf. Ahorn, Walnuß, Weißdorn, Mandel und Esche kommen zusammen mit Eiche in mittleren Höhenlagen vor. Pistazien und Olivenbäume finden sich an einigen trockeneren Stellen. Die obere Baumgrenze auf den äußeren Ketten zieht sich in einer Höhe von ungefähr 2000 m hin. Sie ist in dieser Höhe wahrscheinlich bedingt durch die Temperatur (Januarmittel ca. 10° C). In SE-Richtung, dem Gebirge entlang im Iran, wo die höchsten Erhebungen gewöhnlich unter 3000 m liegen, reicht die Waldbedeckung weiter ins Landesinnere und hört an



einer „inneren Baumgrenze“ auf, wo die jährliche Niederschlagsmenge ca. 500 mm und die Höhenlage etwa 1300-1500 m beträgt.

Glaziale Erscheinungen des Pleistozäns wurden hauptsächlich in 3 Regionen untersucht: im Gebiet des Algurd Dagh im Irak, dem nahe gelegenen Ruwandiz-Flußgebiet und dem Cilo-Dagh-Gebiet in der Türkei. Die Käme in der Nähe des Algurd Dagh erreichen Höhen von 3000-3500 m. Sie liegen zum Entwässerungssystem so, daß sich ausgedehnte pleistozäne Gletscher an den Nordhängen bildeten, die ihre Zungen durch enge Schluchten südwärts in die Nebentäler des großen Zab bis auf Höhen von 1100 m hinab vorschoben. Die oberen Teile von breiten Tälern wurden durch Glazialschutt verstopft. Ausgeprägte Moränengürtel haben sich nicht gebildet; Seen und andere kleine Eintiefungen sind vorhanden. Kleine Kare, deren Böden bis auf 1500 m heruntergehen, wurden auf den nach Norden zu abfallenden Hängen der Nebenketten festgestellt. Im Tal des Ruwandiz, eines der Hauptzuflüsse des großen Zab, liegen 40—60 m über dem heutigen Flußbett 30 m mächtige Terrassen, die aus fluvio-glazialen Kiesen des Pleistozäns aufgeschottert worden sind. Obwohl auf einigen vom Ruwandiz durchquerten Kämmen frische Kare entdeckt wurden, enden die Terrassen nicht in einem ausgeprägten Moränen-Komplex, und es ist daher möglich, daß sie älter sind als der letzte Hauptvorstoß des Eises. Die Beziehungen werden kompliziert durch Ablagerungen, die Bergstürzen im Quellgebiet zugeschrieben werden. In die Terrassen selbst ist Schutt und Bodenmaterial eingeschaltet; sie werden von mächtigem Schutt überlagert, der in die letzte eiszeitliche Phase wie auch in das Postglazial gehören kann. Auf frühere pleistozäne Ereignisse in diesem Gebiet weisen noch höher gelegene Bänke einer Kalksteinbreccie an den Berghängen (mit Höhlen des Moustiér), sowie der Überrest einer Ablagerung aus Sand und Kies und dünne Lagen eines limnischen Silts und Kalksteines in einer Höhe von 250 m über dem Ruwandiz. Im Norden des Cilo Dagh in der südöstlichen Türkei wurden glaziale Ablagerungen des Pleistozäns dem großen Zab entlang bis herunter auf 1500 m gefunden. Sie wurden durch Gletscher herangebracht, die ihren Ursprung auf der Nordseite des Cilo Dagh sowie auf nördlich und nordwestlich gelegenen Nebenketten hatten. Die tiefsten festgestellten Kare liegen in einer Höhe von ungefähr 1800 m, doch lagen die aufgesuchten Gebiete im nördlichen Teil des Vereisungsgebietes, wo die Niederschlagsmenge geringer ist als im eigentlichen Gebiet des Cilo Dagh und seiner äußeren Flanke.

Obwohl heute keine Gletscher im Algurd Dagh-Gebiet vorhanden sind, wurden mehrere kleine Reste von BOBEK in Karen des Cilo Dagh verzeichnet. Die gegenwärtige Schneegrenze auf den Schattenseiten wird auf eine Höhe von ca. 3300 m gelegt. Pleistozäne Kare in 2100 m Höhe im Gebiet des Cilo Dagh und in 1500 m Höhe im Gebiet des Algurd Dagh fordern eine Erniedrigung der Schneegrenze im Pleistozän um 1200 bis 1800 m, eine Zahl, die wesentlich höher liegt als die von BOBEK geforderten 700 m.

Wenn die pleistozäne Erniedrigung der Schneegrenze als alleinige Folge der Temperaturerniedrigung angesehen wird, muß die mittlere Jahrestemperatur um mindestens 12° C tiefer gelegen haben (bezogen auf einen vertikalen Temperaturabfall von 0,7° C auf 100 m). Ein solcher Wert wäre genau so groß, wie der für Mitteleuropa angenommene, wo Permafrost, Tundren-Flora und -Fauna offensichtlich weit verbreitet waren. In Kurdistan gibt es keine Frosterscheinungen oder paläontologischen Belege, die derartig niedrige Temperaturen andeuten würden. So ist es wahrscheinlich, daß die Vereisung die Folge sowohl stärkerer Schneefälle als auch einer geringen Temperaturabsenkung war. Dieser Schluß gilt nur für die äußere Flanke der Berge Kurdistans, die wesentlich größere winterliche Schneefälle in dem Maße erhalten haben können, wie die mediterranen Stürme am Rande einer verstärkten asiatischen Antizyklone an Intensität gewannen. Auf den Hochflächen Anatoliens und des Irans muß die Niederschlagsmenge nicht unbedingt größer gewesen sein; die Suche nach verlässlichen geologischen und paläontologischen Beweisen muß in diesem Gebiet noch fortgesetzt werden.

Trotz des Nachweises unterschiedlicher klimatischer Bedingungen in Kurdistan während der letzten Vereisungsphase des Pleistozäns gibt es wenig Beweise dafür, daß der klimatische Umschwung gegen Ende des Pleistozäns für die Entwicklung des Menschen vom Jäger zum Ackerbauer und Viehzüchter entscheidend war. Die Übergangsstadien liegen in dem Zeitraum von 11000 bis 9000 Jahren vor heute. Es ist wahrscheinlich, daß der Klimawechsel, der den Rückzug der Gletscher bewirkte, zu jener Zeit im wesentlichen abgeschlossen war. Auf jeden Fall kann der pleistozäne Klimawechsel nur eine höhenmäßige Verlagerung der Lebensbereiche innerhalb der Berge Kurdistans, der Vorberge und der mesopotamischen Rumpffläche zur Folge gehabt haben, so daß sogar während der Vereisungsperioden Gebiete vorhanden waren, die solchen Tieren und Pflanzen Lebensmöglichkeiten boten, die domestiziert werden konnten, sobald der Mensch das dafür notwendige Kulturniveau erreicht hatte.

**Abstract.** The mountains of Kurdistan are a portion of the Taurus-Zagros, mountain arc that extends through southern Turkey, northern Iraq, and southwestern Iran and separates the Anatolian-Iranian Plateaus from the Mesopotamian Lowland. The crest reaches elevations of 3000-4000 m in the segment from the Cilo Dagh area in southeastern Turkey for 250 km to the Algurd Dagh area in northern Iraq. Southeastward the crestal elevation descends to 2200-2800 m,

but in the Zardeh Kuh of southern Iran it again locally reaches 4000 m. The highest part of the range is generally in the belt of metamorphic rocks. The outer ridges are formed mostly by long folds of Mesozoic limestone, giving way in the foothills to folds in sediments as young as Pliocene. Within Kurdistan the ranges are cut transversely by four major tributaries of the Tigris River, namely the Khabur, Greater Zab, Lesser Zab, and Diyala Rivers.

The climate of Kurdistan is marked by winter precipitation and summer drought. The rains are brought in part by cyclonic disturbances from the Mediterranean Sea, and in part by circulation around an anticyclone centered in winter over the Arabian peninsula. The regional precipitation increases with elevation in the mountains, and ranges from about 300 mm per year in the outer foothills to more than 1000 mm in the highest part of the range in the area of the Cilo Dag and Algur Dag. The precipitation reaches a maximum here not only because the mountains are high and massive but also because here the trend of the ranges shifts from east to southeast, and the storms which follow the outer flank of the range from the Mediterranean Sea eastward are forced to rise over the mountains or be diverted sharply to the southeast. Inland from the mountains on the high Anatolian and Iranian Plateaus the precipitation falls abruptly to 300-500 mm.

The vegetation in Kurdistan closely reflects the climate. The lower treeline has a general elevation of 700-1000 m on the outer foothills of the mountains for most of the distance along the ranges, and follows approximately the 500 mm precipitation line. The woodland consists dominantly of deciduous oak, locally reduced to scrub by woodcutters and goats. In addition juniper may be found generally in the upper part of the forest zone. Maple, walnut, hawthorne, almond, and ash occur with the oak at middle elevations, and pistachio and olive are found on some of the drier sites. The upper treeline on the outer ranges occurs at an elevation of about 2000 m, and is presumably limited at this elevation by the temperature (January mean about 10° C). South-eastward along the range in Iran, where the crests of the ridges are generally less than 3000 m, the forest cover extends farther inland and terminates in what may be considered an inner treeline, where the precipitation is about 500 mm and the elevation about 1300-1500 m.

Pleistocene glacial features were studied principally in three regions, the Algur Dag area in Iraq, Ruwandiz River area nearby, and the Cilo Dag area in Turkey. The ridges near Algur Dag reach 3000-3500 m in elevation, and are so located with respect to the drainage that extensive Pleistocene glaciers formed on the northern slopes and flowed through gaps southward down valleys tributary to the Greater Zab River to elevations as low as 1100 m. The upper portions of broad valleys were plugged with glacial debris without distinct morainic loops but with lakes and other small depressions. Small cirques with floors as low as 1500 m were found on north-facing slopes of subsidiary ridges.

The Ruwandiz River, one of the major tributaries of the Greater Zab River, contains Pleistocene glacio-fluvial gravels at least 30 m thick in terraces 40-60 m above the present river. Although fresh cirques were found on some of the ridges crossed by the Ruwandiz River, the terraces do not head in a distinct moraine complex, and it is possible that they pre-date the last major glacial advance. The relations are complicated by the presence of deposits attributed to landsliding in the headwater region. These terraces themselves contain intercalated colluvium and soil; they are overlain by thick colluvium that may represent the last glacial phase as well as the post-glacial. Earlier Pleistocene events in this region are recorded by still higher benches of limestone breccia (with Mousterian caves) on the hill slopes as well as by a remnant of a deposit of sand and gravel and even thin layers of lacustrine silt and limestone standing 250 m above the Ruwandiz River.

In the area north of Cilo Dag in southeastern Turkey, Pleistocene glacial deposits were found along the Greater Zab River as low as 1500 m elevation. They were supplied by glaciers originating on the north side of Cilo Dag as well as on subsidiary ridges to the north and west. The lowest Pleistocene cirques identified have an elevation of about 1800 m, but the only areas visited were actually in the northern part of the glaciated area, where the precipitation is less than in the main Cilo Dag and its outer flank.

Although no modern glaciers exist in the Algur Dag area, several small remnants were mapped by BOBEK in cirques in the Cilo Dag. The modern snowline on shaded exposures is placed at about 3300 m. Pleistocene cirques at 2100 m in the Cilo Dag area and at 1500 m in the Algur Dag area and at 1500 m in the Algur Dag area imply a Pleistocene snowline depression of 1200-1800 m, a figure much larger than the 700 m postulated by BOBEK.

If Pleistocene depression of the snowline is assumed to be a result of depression of temperature alone, then the mean annual temperature must have been at least 12° C lower (based on a vertical temperature gradient of about 0.7° C/100 m). Such a value is as great as that inferred for central Europe, where permafrost and tundra flora and fauna were apparently widespread. For Kurdistan there are no frost features or paleontologic records to indicate such low temperatures, and it is probable that the glaciation was result of increased snowfall as well as moderately lower

temperature. This conclusion applies only to the outer flank of the Kurdish mountains, which may have received greatly increased winter snowfall as Mediterranean storms were intensified on the margin of a strengthened Asiatic anticyclone. On the Anatolian and Iranian Plateaus, however, the precipitation may not necessarily have been greater, and search for reliable geologic and paleontologic evidence must be made in this region.

Despite the evidence for markedly different climatic conditions in Kurdistan during the last glacial phase of the Pleistocene, there is little evidence yet that climatic change near the Pleistocene was critical in the evolution of early man from hunters to farmers and herders. The transitional stages occurred during the period about 11,000 to 9,000 years ago, and it is probable that the climatic change that brought about glacier recession had been essentially by that time. In any case, the Pleistocene climatic changes may have involved only an altitudinal shifting of the life zones within the Kurdish mountains and foothills and the Mesopotamian piedmont, and that even during the glacial period there were natural habitats suitable for the animals and plants destined to be domesticated as soon as man reached the requisite cultural level.

### Introduction

Kurdistan is a mountain land where the countries of Iraq, Turkey, and Iran join together. High, rugged ridges of the great Taurus-Zagros mountain arc, 3,000-4,000 m above sea level, extend eastward from the Mediterranean and thence southeastward to the Persian Gulf, separating the Mesopotamian Lowland from the Anatolian-Iranian Plateaus (Fig. 1). These mountains divide southwestern Asia geologically, physiographically, climatically, and culturally -- they have long served as an effective barrier to cultural interchange between Mesopotamia and the interior plateaus, but at the same time have provided summer pasturage for nomadic groups from the lowlands and secure strongholds for the Kurdish mountain people.

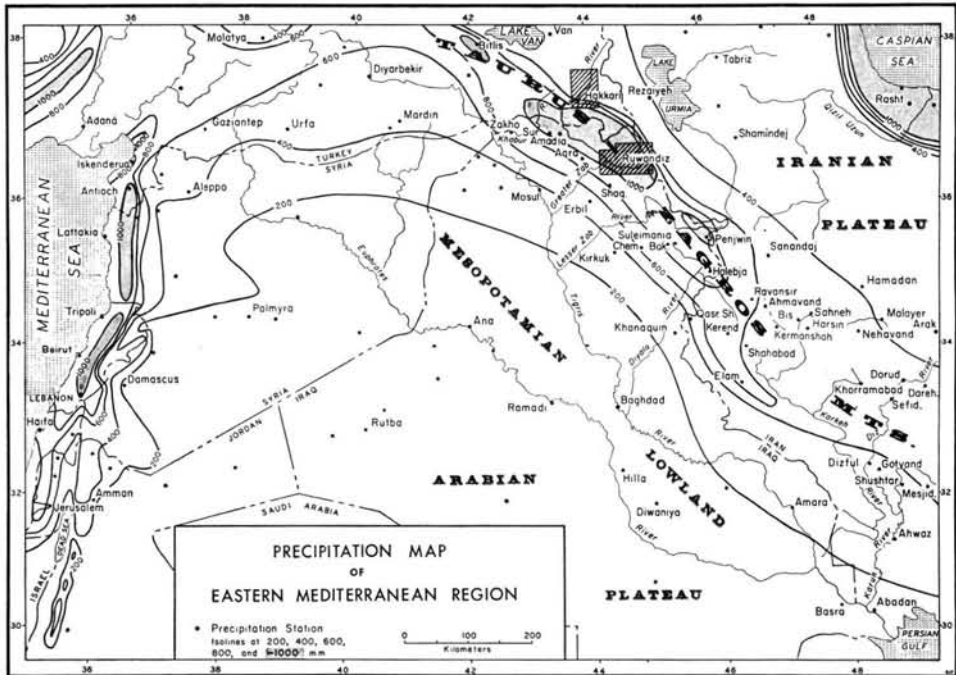


Fig. 1. Map of eastern Mediterranean region showing how precipitation is controlled by elevation and by proximity to the Mediterranean Sea. Data for Iran from GANJI (1960), for northern Iraq from DENNIS (1953), for Turkey from LEMBKE (1940), and for the rest of area from FISH & DUBERTRET (1946).

The growing evidence that the foothills and piedmont of the Kurdish mountains served as one principal locus for the beginnings of village life and the domestication of plants and animals (BRAIDWOOD, HOWE, *et al.*, 1960) draws attention to the past physical and climatic environments that may have influenced this important cultural transformation. Although it seems reasonable that the Pleistocene and post-glacial climatic changes known to have occurred in Europe should be reflected in some manner in the Near East, the proof of such changes must come from studies in the field. A very sensitive and at the same time a well-recorded climatic indicator is glaciation, so a first step in reconstruction of paleoclimate should be the study of Pleistocene glaciers in nearby mountains. BOBEK (1940) had reported expanded Pleistocene glaciers in the Cilo Dagħ area of Turkish Kurdistan, DEMORGAN (1909, p. 92) had referred to glacial features in the Zagros ridges of Iranian Kurdistan and adjacent Luristan, but the geologists of the Iraq Petroleum Company, who have traveled extensively in the high mountains of Iraqi Kurdistan, never reported any glacial features in this region. The present paper records new evidence for the extent of glaciation in these mountains, and reviews the older evidence.

Opportunities to study briefly the mountains of Kurdistan came to the writer in 1951, 1954-55, and 1960 while he was attached to the prehistoric projects of the Oriental Institute (University of Chicago). He is indebted to the John Simon Guggenheim Memorial Foundation and the Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research for fellowships, to R. J. BRAIDWOOD for providing supplemental funds from the Oriental Institute and the National Science Foundation and for organizing base facilities and other indispensable liaison, to colleagues on the projects for cooperation and assistance, to H. V. Dunnington and R. V. Browne of the Iraq Petroleum Company in Kirkuk for courtesies and geological advice, to Leo Anderson and Charles Simkins of the Khuzestan Development Service, Ahwaz, for loan of facilities and equipment, and to countless government officials and villagers for hospitalities and other aids.

### Physical and climatic setting

The crest of the Taurus-Zagros Mountains reaches elevations of more than 4,000 m above sea level in the Cilo Dagħ in southeasternmost Turkey near the headwaters of the Grater Zab River. The crest remains high at 3,000-3,500 m. eastward along the Iraq-Iran frontier in Kurdistan for several km, then lowers to 2200-2800 m in the headwater region of the Lesser Zab and Diyala Rivers. Still farther to the southeast in the Zardeh Kuh of Iran the crest again locally attains elevations of 4,000 m, and then dies out in southern Iran.

The axis of the range consists largely of Paleozoic and Mesozoic metamorphic and volcanic rocks thrust outward (to the southwest) over linear folds of Mesozoic limestone and Tertiary terrestrial deposits. The folds range from symmetrical gently-plunging structures to steep-flanked flat-topped features etched by stream erosion and weathering to rugged ridges and precipitous gorges. The folds decrease in intensity outward in the foothill zone, and as the Mesopotamian Lowland is approached they are confined to gentle structures in the Tertiary rocks.

The topographic forms closely reflect the geologic stratigraphy and structure. The metamorphic and volcanic zone consists of rugged nonlinear ridges reaching elevations of 3800-4100 m. The belt of folds is marked by several topographic forms: long sweeping ridges and valleys made of successive hard and soft beds on the flanks of folds, broadly sloping anticlinal ridges giving way along the strike to sharp paired hogbacks where the fold crest is breached, and minor synclinal ridges. Important stratigraphic units expressed topographically in alternate ridges and valleys are (1) resistant massive Triassic and Jurassic limestones, (2) soft Lower Cretaceous marls (3) resistant Upper Cretaceous limestones, (4) generally soft Upper Cretaceous and Eocene thin-bedded limestones, marls,



red shales, and conglomerates, (5) resistant Eocene limestones (6) soft Miocene redbeds, and (7) Pliocene siltstones (soft) and conglomerates (locally resistant). Complications in these generalized relations are introduced by lateral facies changes in bedding of limestone, for example, and these are reflected in the topography by reduction in prominence of a particular ridge or valley.

The stratigraphic sequence and the structural relations indicate that uplift of the mountain belt started as early as the Eocene, and the once-extensive seas of this area and the Mesopotamian Lowland became restricted to allow formation of evaporite deposits. Accelerated uplift during the Tertiary is recorded by terrestrial Miocene and Pliocene deposits, locally thousands of feet thick; culmination of the orogeny produced not only the Pliocene conglomerates but also the expansion of the deformed zone so that the late Tertiary sediments themselves were folded. Just how long the deformation persisted is not known, but it is possible that some of the river terraces and other Pleistocene landforms owe their genesis to continued crustal movements.

The master drainage of Kurdistan consists of four large transverse streams which head in the high mountains or the interior plateaus and flow transversely across the fold ridges to join the Tigris River along the axis of the Mesopotamian Lowland. These four streams -- the Khabur, Greater Zab, Lesser Zab, and Diyala -- have probably inherited their transverse courses from their Tertiary equivalents that deposited the late Tertiary piedmont sediments, and are thus essentially antecedent streams. As the individual anticlinal folds rose as potential barriers, the streams maintained their transverse courses by cutting sharp canyons, and repeated uplift of the mountain belt periodically rejuvenated the streams. Some adjustments from such transverse courses are recorded by the short longitudinal subsequent segments, and by the fact that some of the ridge crossings are localized by plunges of the folds or by other favorable structures. There may also be some cases of autosuperposition from the less resistant younger sediments of the folded series onto the more resistant Cretaceous limestones.

The climate of the Taurus-Zagros mountain arc is typically Mediterranean but there are differences along its great length. Practically all the precipitation comes in the fall, winter, and spring. The storms are of two types (BOESCH 1941). The first type is produced by cyclonic disturbances that have traversed the length of the Mediterranean or have regenerated in secondary low-pressure centers over Cyprus at the front of outbreaks of polar continental air from western Asia (EL FANDY 1946; BUTZER 1958, p. 22). These storms move as cold fronts and are characterized by strong winds and by snow at appropriate altitudes. They are dominant in the coastal mountains and in the western Taurus, and they invade the interior along two principal tracks, one across the "Syrian Saddle" south of the Taurus arc, the second across the north-Palestinian upland to the Hauran area south of Damascus. The invasions are common especially in the fall and spring, and the northern track occasionally carries the storms far eastward even to the Persian Gulf and Pakistan. The passage of these cold fronts of Mediterranean origin is followed by periods of clear cold weather with strong winds as the cold air from the northern plateaus breaks out over the border mountains onto the Mesopotamian piedmont.

The second type of storm is related to the Arabian anticyclone, which reaches maximum development in mid-winter and becomes connected with the Asiatic high (BOESCH 1941). It serves as blocking high to the Mediterranean cyclones, but has its own precipitation pattern in the Taurus-Zagros Mountains, with gentle warm-front rains in contrast to the extreme storminess of the Mediterranean type. In the spring it breaks down and allows the passage of an increasing number of Mediterranean cyclones.

Thus with these two types of storm the mountain belt is favored by rain or snow from November to April. The gentle winter rains in particular are vital in building up the soil moisture for the spring grain crop, and the spring storms add to the snow pack in the



Table 1 Temperature and precipitation in southwestern Iran

	LAT. °	ELEV. m.	No. Years	TEMPERATURE(1) ° C.			PRECIPITATION(2)		
				Annual	Mean Jan.	Mean July	Range	No. Years	Annual mm.
PIEDMONT — Steppe and Hot Desert Steppe									
Abadan	30	6	9	25	12.4	36.2	24	8	157
Ahwaz	31	20	6	25.4	12	37	25	3	242
Shushrar	32	80	8	26.4	13.5	38.7	25	8	351
Gotvand	32	110	6	25.4	12.1	37.4	25	4	379
Dizful	32	150	7	25.9	13.4	38.3	27	6	402
Mesjid-i-Suleiman	32	240	7	23.8	10	37.0	25	21	466
Qasr Sharin	34	330	3	21.9	8.6	33.6		4	382
ZAGROS OUTER RIDGES — Oak Forest									
Sefid Dasht	33	1150	4	18.6	5.3	32.1	27		
Khorramabad	34	1170	9	17.0	4.9	29.3	25	7	519
Elam	34	1400						13	733
Kerend	34	1600	6	14.6	3.1	26.8	24	4	703
ZAGROS INNER RIDGES AND IRANIAN PLATEAU — Steppe and Cold Desert Steppe									
Dorud	33	1450	3	13.6	-0.6	27.9	28		
Nehavand	34	1650	4	12.1	-0.9	24.5	25		
Malayer	34	1750						7	295
Arak	34	1750	4	13.5	-1.7	27.2	25	7	313
Hamadan	35	1880	12	11.7	-1.1	24.0	25	11	359
Dareh Takt	33	1800	4	10.0	-5.5	22.3	28		
Shahabad	34	1400						3	427
Kermanshah	34	1320	16	4.1	2.0	27.1	25	15	421
Bisitun	34	1360	3	13.4	0.7	26.5	26		
Sahneh	34	1470					23	6	397
Ravansur	34	1500	5	13.5	1.6	24.6	24	4	734
Ahmavand	34	1600	3	13.0	0.8	25.1			
Harsin	34	1700					27	4	530
Sanandaj	35	1650	12	15.3	1.3	28.6		12	537
Shamindej	36	1400						5	257
Rezaiyeh	38	1330						8	417
Tabriz	38	1360						9	283

(1) Data from Khuzestan Development Service, Ahwaz, Iran

(2) Data from GANJI (1960).

Table 2 Precipitation in northern Iraq

	LATITUDE °N.	ELEVATION m.	Years No.	PRECIPITATION(1)		
				Annual mm.	DJF %	NDJFM %
ZAGROS PIEDMONT AND MESOPOTAMIA — Steppe and Hot Desert Steppe						
Baghdad	33	35	16	154	50	80
Diwaniya	32	18	23	233	55	78
Khanaquin	34	210	14	327	55	87
Mosul	36	245	29	382	55	81
Kirkuk	35	380	14	371	54	85
Erbil	36	400	15	518	54	79
Chemchemal	36	700	12	631	52	77
ZAGROS OUTER RIDGES — Oak Forest						
Zakho	37	420	17	837	51	78
Amadia	37	1235	13	900	40	69
Sursank	37	915	7	1049	54	77
Aqra	37	715	15	949	54	82
Shaqlawā	36	1050	7	1035	60	84
Ruwandiz	37	1005	15	1014	55	81
Suleimania	36	850	15	734	50	75
Bakrajo	36	730	12	825	46	72
Halebja	35	720	18	827	55	82
Penjwin	36	1400	11	1339	57	84

(1) Data from DENNIS (1953)

DJF = December, January, February

NDJFM = November through March.

mountains. In fact BOESCH (1941) interprets three precipitation maxima--the fall and spring related to the Mediterranean storms, and the winter to the Arabian anticyclone. The scarcity of long-run stations in this region makes such close differentiation uncertain, however. BOBEK (1952, p. 70) places the mountain belt in his zone of spring/winter maximum and the piedmont in winter/spring.

Precipitation in the Taurus-Zagros Mountains and piedmont is controlled principally by the general altitude of the land area. Within the mountain country, however, the precipitation does not reflect closely the elevation of individual stations--equal amounts fall on mountain ridges and intervening valleys, as illustrated by the scatter of points on the precipitation/elevation curve for transects across the Zagros ridges in Iraq and Iran (Fig. 2). Total precipitation rises abruptly from 250-400 mm (10-16 inches) in the piedmont to perhaps as much as 1500 mm (60 in.) in the middle of the high mountains, but then decreases abruptly to 300-500 mm on the Iranian Plateau (Table 1-2; Fig. 2).

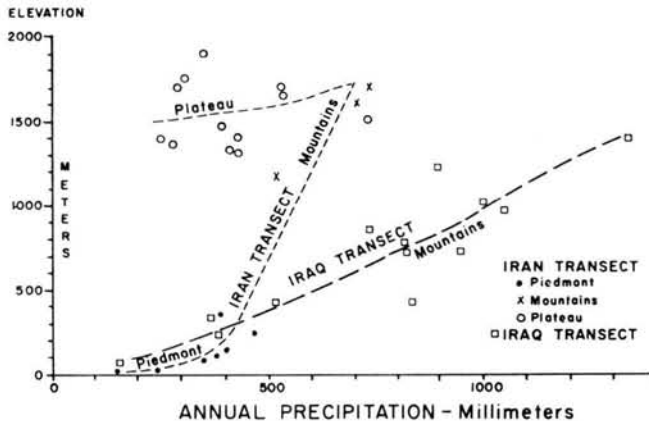


Fig. 2. Relation of precipitation to elevation in two transects across the Zagros Mountains. Data in tables 1 and 2.

The maximum precipitation in the entire Taurus-Zagros arc at present is in the high mountains of Kurdistan in the southeastern corner of Turkey and adjacent Iraq (Fig. 1). Two factors are involved here. First, the mountains in this region are higher and more massive than elsewhere along the arc, for they exceed elevations of 3,000 m for a distance of almost 250 km. They thus serve as a more effective barrier to moisture-bearing air masses moving against the mountains from Mesopotamia, whether the precipitation is associated with the passage of the Mediterranean cyclonic storms or with the occurrence of orographic or anticyclonic circulation produced by the Arabian anticyclone. The second factor, which would seem to be effective primarily with respect to the Mediterranean storms, is the rather abrupt curvature of the mountain arc just in Kurdistan. The storms which cross the Syrian saddle from the Mediterranean have a trajectory toward the northeast as they follow the flanks of the western and middle Taurus. As they reach the eastern Taurus they must be deflected to the southeast or cross the massive barrier and spread onto the Iranian Plateau. The fact that relatively few of them move very far onto the plateau is indicated by the abrupt decrease in precipitation northeast of the mountains. In his study of precipitation relations in Turkey, LOUIS (1944, p. 477) pointed out that the contrast between the wet side and the dry side of mountain ranges is not great when the storms travel parallel to the ranges, but when storms abut directly or obliquely against a range the contrast is sharp. Thus in Kurdistan the mountain volume and alignment are both favorable for high precipitation, with mean annual values exceeding 1200 mm in some intermontane valleys and probably 1500 mm at higher elevations.

The mountains above 1,500 m generally have continuous snow cover in winter, and the storage of this snow is an important feature in the flood regime of the large mountain rivers. Small glaciers and perennial snow patches persist in sheltered locations in the highest mountains, notably in the Cilo Dagħ area in southeasternmost Turkey and in the Zardeh Kuh in Iran north of the head of the Persian Gulf. Winter temperatures vary precisely with elevation (Table 1; Fig. 3). Few villages are located within the mountains higher than 1,500 m, presumably because of the winter snow.

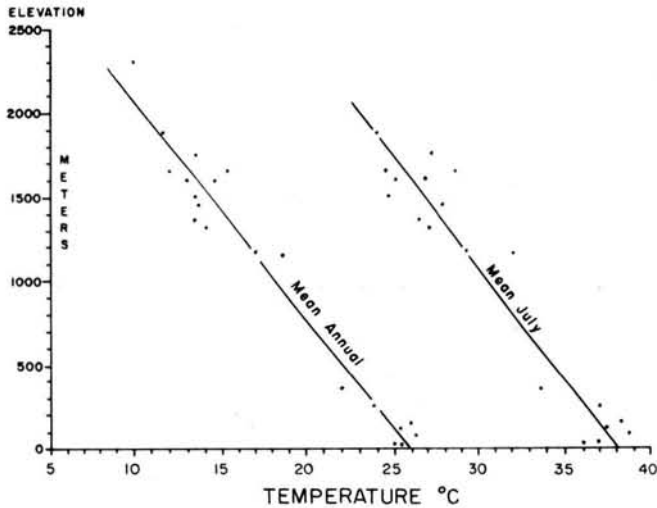


Fig. 3. Vertical air-temperature gradient for 20 ground stations in transect from southern Mesopotamia across Zagros Mountains to Iranian Plateau.

In the summer the zone of westerly cyclones moves northward and the weather in the eastern Mediterranean region is controlled largely by a low-pressure system centering in the hot lands around the Persian Gulf. The prevailing winds in Kurdistan are north and dry. Rain rarely falls in the summer, and even clouds are uncommon. Temperatures are high in the piedmont, with daily maxima generally exceeding  $35^{\circ}\text{C}$  from May to October. Above about 1,000 m, however, summer heat is less intense and nights are cool. The great range in mean temperature between July and January (about  $25^{\circ}\text{C}$ ) is a reflection of the basic continentality of the climate (Table 1).

The climatic zones are closely reflected by the vegetational relations. The lower tree-line has a moisture control. It rises rapidly from sea level on the Mediterranean coast to about 700 m elevation 50 km inland from the coast, as the Mediterranean humidity decreases. Eastward through the Mesopotamian piedmont for at least 900 km the lower treeline remains at 700-1000 m elevation, and marks an annual precipitation of about 500 mm. Local variations in the elevation of the treeline are caused by special factors. It is higher on hot south-facing slopes than on north-facing slopes, where the sun is not so bright. Small valleys at low elevation within the higher mountains or close to the mountains may be forested because of the greater precipitation engendered by the nearby mountains.

Oak (mostly *Quercus persica*) dominates the forest throughout the length of the mountains. Close to the Mediterranean below 1000 m elevation, where the winters are mild, a separate zone of cold-sensitive types like *Pinus brutia*, olive (*Olea*), and various hardwood shrubs occur below the main oak forest. Farther east maple (*Acer*), hawthorne (*Crataegus*), ash (*Fraxinus*), and almond (*Amygdalus*) are minor components in the oak forest, especially in the lower part. Pistachio (*Pistacia*) is co-dominant on certain dry sites,

where fig (*Ficus*) also occurs. Black pine (*P. nigra*) and juniper (*J. excelsa*) are common in the main forest zone along with oak in the western part of the Taurus Range, especially at higher elevations (LOUIS 1939, p. 96). Eastwards towards Kurdistan pine drops out; juniper extends barely into Iraq on the outer flanks of the Zagros ridges, but on the inner margin of the inner margin of the forest is found farther east on the Iranian Plateau (BOBEK 1951, p. 32).

Where the forest is undisturbed and well developed, as in the mountains above Elam, the arboreal cover exceeds 50% over broad areas, but close to villages, trails, and migration routes the oak especially has been cut for charcoal, house beams, and summer shelters, and any seeding and sprouting have been inhibited by the grazing of goats. Oak propagates by root shoots and therefore does not require full growth to the flowering stage to assure regeneration. It therefore has probably not been so easy for man to modify its gross distribution as in the case of other trees. Nonetheless, the lower treeline along the front of the Kurdish mountains next to the intensively inhabited piedmont steppe may have been raised considerably by these various disturbances, which have been practiced for millenia. The occurrence of isolated trees far below the present treeline in exposed

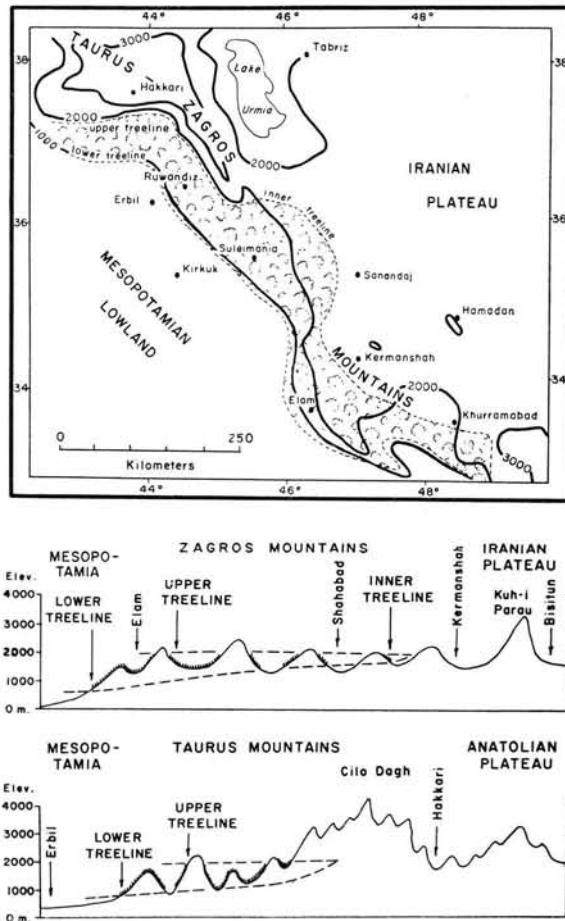


Fig. 4. Generalized map and cross-sections to show relation of treelines to elevation and geographic position in the Taurus-Zagros Mountains and adjacent regions.

localities protected by some ceremonial tradition implies more extensive woodlands in the past.

The upper treeline on the outer ridges has an elevation of about 2,000 m along the entire length of the Taurus-Zagros mountain arc from the Mediterranean to southern Iran. Its position is probably controlled by winter temperature, for there is no indication that moisture is deficient at this elevation. The precipitation at this treeline is probably at least 1,200 mm. Above the treeline is an alpine zone of herbs and low shrubs.

In addition to the lower and upper treelines on the outer Zagros ridges, there is an inner treeline that reflects primarily the decrease in moisture on the lee (northeast) side of the border mountains and on the Iranian Plateau. This treeline, like the lower treeline on the outer ridges, follows roughly the 500 mm precipitation line (Fig. 4). Its position depends primarily on distance from the axis of the high mountains. Where the Zagros ridges are not high enough to have a continuous alpine zone, the inner treeline occurs about 75 km inland from the outer flank of the range, as in the segment from Kermanshah to Khorramabad in Iran. The elevation of the inner treeline in this sector is about 1,300-1,500 m. Where the main mountain mass is entirely above treeline, as in the Cilo Dagh-Algurd Dagh area under special consideration in this paper, the cold-dry plateau steppe essentially merges with the cold-moist alpine zone, and the two cannot be easily distinguished. These cold steppes are characterized by the great frequency of perennial herbs, whereas the hot steppe of the Mesopotamian piedmont has such hot summers that many perennial herbs cannot survive, and the relatively short spring growing season favors annual herbs (PABOT 1960).

### Algurd Dagh area

The crest of the Zagros Range along the Iraq-Iran frontier northwest of the Ruwandiz River includes several ridges and summits reaching elevations of 3,000-3,500 m above sea level. Among these are Algurd Dagh, Hawarju Kuh, and Siah Kuh (Fig. 5, 6). Three valleys leading to the west from the crest drain eventually into the Ruwanditz River, which is a principal tributary of the Greater Zab River. These three valleys are occupied respectively by the three principal villages Bola, Birkim, and Beni, and they will be described under these names.

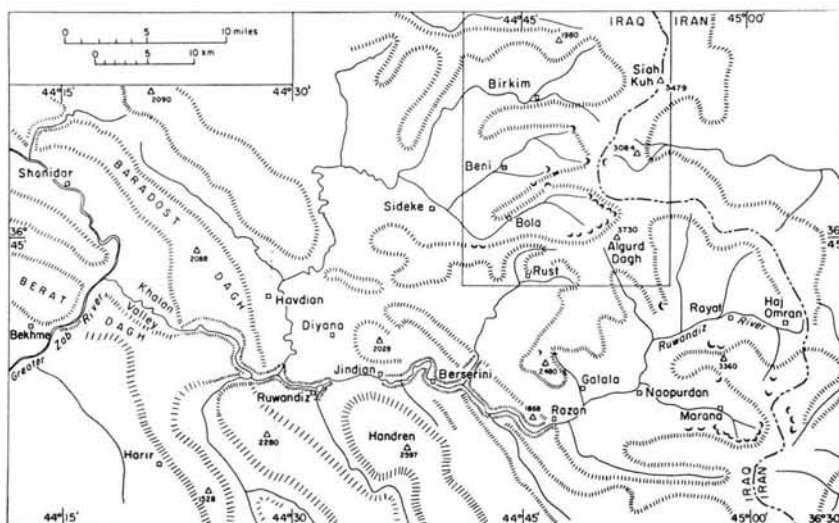


Fig. 5. Map of Algurd Dagh area and Ruwandiz River area in Zagros Mountains, Iraq-Iran. Small crescents show Pleistocene glacial cirques. Area of Figure 6 outlined by rectangle.



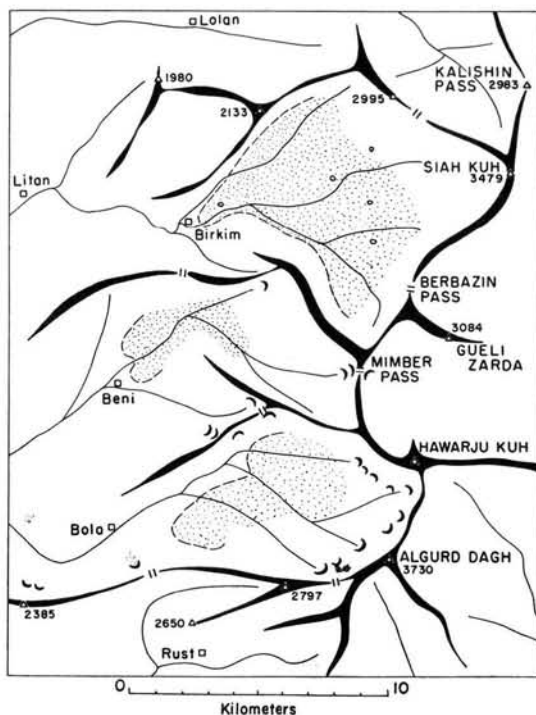


Fig. 6. Map of Algurd Dagh area, Iraq-Iran, showing distribution of glacial deposits (stipple) and cirques (small crescents).

### Bola Valley

The village of Bola is located at an elevation of about 1500 m above sea level just outside the mouth of a broad basin-like valley head that is filled with glacial deposits. The stream that drains the basin enters a sharp gorge about 100 m deep just upstream from Bola, and irrigation canals are led from the head of the gorge to water the rice fields on the terrace on which the village is located. The basin is about 5 km broad and is known by the local people as Horner. The elevation of its floor rises from about 1500 m near its mouth to about 2500 m at the inner edge; then begins the steeper slope leading to the crest. The upper tree limit in this region is about 1800 m.

The basin floor has an irregular rolling topography with few rock outcrops--typical of glacial deposits. One small lake about 100 m in diameter is located at an elevation of about 2,500 m near the base of the south wall of the basin, and another lake is reported closer to the head wall. Many meadows in flat depressions suggest the former existence of other undrained depressions. The material composing the basin floor consists of glacial till, and includes fragments mostly of metamorphic rock derived from the basin rim--schist, slate, grit, limestone, volcanic breccia, red siltstone, etc.

Numerous small cirques are located on the headwall of the Horner basin below Algurd Dagh and Hawarju Kuh at estimated elevations of 2,700 m, and glaciers from these cirques presumably fed the main ice mass that must have filled the Horner basin. Other cirques can be found at lower elevations in the Bola Valley, however, away from the headwall region. For example, on the south-facing slope of Bardi Spi, which is the ridge on the north side of Bola Valley, four small cirques were identified at elevations of 1700, 2000, and 2100 m. On the opposite side of Bola valley two cirques are located at

1700 m and a third, near the pass over the ridge to the Rust Valley, has a floor at about 1450 m. These cirques are considered to be the work of small cliff glaciers, and their positions give an indication of the elevation of the Pleistocene snowline.

No distinct looped moraines could be recognized in Horner basin, except at the very head of the valley where a tongue of young drift with apparently fresher features originated in the sheltered recess north of Algurd Dagh and extended for about 4 km down into the center of the basin to an elevation of about 2000 m.

#### Birkim Valley

The village of Birkim is located at a comparable position to Bola in a valley farther north. The village is perched on a terrace approximately at the entrance of the broadly expanded glaciated head of the valley. Its elevation is about 1400 m above sealevel, close to the upper limit of year-round habitation in this area. Downstream from the village the valley is narrow and is cut in bedrock. The expanded valley upstream is called Birkima, and serves as excellent pasture area for nomadic and semi-nomadic groups of sheep-, goat-, and horse-breeders. Small fields are cultivated above the village to about 2100 m.

Birkima is floored by irregular glacial drift. No distinct moraines are evident, but there appear to be three breaks in the level of the floor that might represent successive ice-front positions above about 2400 m elevation. The topography is particularly hummocky. Two lakes occur at about 2400 m. One of them, called Dindara Lake, has a diameter of about 200 m. It suddenly overflowed a few years ago: its outlet stream cut a deep channel, exposing 6 m of drift, and then built a large boulder fan below. A rather steep 150 m drop leads from about 2400 m down to a less hummocky zone, which descends gradually to about 1900 m. Lakes in this area were discovered at elevations of 2400 and 2100 m in addition to many meadows. Patches of outwash gravel were found as high as 2100 m. Another steep drop leads to the final zone, which descends more gradually to about 1500 m and contains small ponds or undrained depressions at 1700 and 1550 m. Below 1500 m the surface again drops rapidly to the mouth of Birkima near the village, where the river exposes a 10 m section of till at an elevation of about 1300 m.

The color of the till is variable and reflects the local bedrock—gray slate and sandstone, green volcanic rocks, red chert and slate, gray limestone and diorite. Large knobs project above the till surface, but the regional structure is so complex that it is difficult to determine whether these knobs are bedrock or simply large till blocks. The gray till at about 2400 m elevation is oxidized to a depth of about 1 m.

#### Beni Valley

The village of Beni, as is the case with the other two valleys, is located approximately at the point where the broad valley head becomes constricted. It has an elevation of about 1500 m, and probably represents the approximate limit of continuous glacial deposits. Although there are no lakes or deep exposures of till in this broad valley head, a thick filling of glacial deposits is suggested by the lack of bedrock ledges on the floor, by the rolling topography, and by the cirques on the ridges bordering the valley head.

#### Sideke Area

Beni valley and Bola valley descend approximately 5 km from the respective villages and join near the larger village of Sideke, which is located on a 30 m terrace at an elevation of about 950 m above sea level. Other terraces in the area are as great as 60 m above the present river. They contain coarse gravels, including boulders 1 m across. In consideration of the facts that the Sideke area is a great distance from the high mountains and that large streams of competence sufficient to carry such large boulders no longer exist here, it seems likely that the gravels are glacio-fluvial, and that the ice front stood

close by. This conclusion is supported by the occurrence of till at about 1100 m near the village of Birte about 3 km upstream (southeast) from Sideke on a low ridge just above the terraces.

### Ruwandiz River area

In addition to the Pleistocene glaciers of the Algurd Dagh area, several other centers were located elsewhere in the high mountains of northeastern Iraq but were not carefully studied or mapped. Most of these are in the drainage area of the Ruwandiz River, one of the principal left-bank tributaries of the Greater Zab. The Ruwandiz River heads near the Iranian frontier among the high ridges that locally reach elevations of 3000-3500 m above sea level. These ridges contain small fresh cirques in sheltered locations, but the associated glacial deposits are not well displayed in the valleys below, and it seems likely that the most recent glaciers did not fill these valleys. Downstream the river leaves the metamorphic zone and crosses successively lower ridges of the fold zone; none of these ridges shows clear signs of glaciation.

### Galala Valley

A distinct cirque occurs at an elevation of about 1900 m in a 2400-3000 m ridge at the head of Galala valley, which joins the right bank of the Ruwandiz about 4 km above the fold zone. A possible cirque exists on the north-facing slope of this valley at about 1400 m. Near the mouth of the valley is a coarse gravel terrace which is probably glacio-fluvial.

### Marana Valley

On the opposite (left) side of the Ruwandiz River is a tributary draining west past the villages of Marana and Naopurdan. This tributary valley is bordered on the south by a high ridge (Chia-i-Mandau or Sakri Sakran) at 3000-3500 m. At least 13 cirques are



Fig. 7. Moraines at the head of Marana Valley.

located high on the sheltered northern slope of this ridge; some contain linear moraines or rock glaciers which stream down rugged slopes to an estimated elevation as low as 2000 m (Fig. 7). The northern flank of Marana Valley leads up to a 2100-2400 m ridge; here the topography is confused because of the irregular structure of limestone, but one deep cirque-like form with several small lakes occurs with floor at an estimated elevation of 1800 m. The north flank and floor of Marana Valley itself is covered with till-like debris cemented in the upper few feet to resistant breccia. Below about 1800 m the floor

becomes deeply entrenched, and near the village of Marana more than 30 m of the encrusted debris are exposed along the stream. Downstream the former valley floor persists as shoulders about 150 m above the present Marana River, and has an elevation of about 1200 m near the junction of Marana valley with the Uwandiz valley.

The debris on the flanks and floor of Marana valley is interpreted as pure glacial till, although it is recognized that alternatively the material may have originated as landslide debris from the limestone ridges to the north. The bedrock of Marana Valley itself is not well enough exposed to discern lithology favorable for landsliding. The heavy cementation of the debris and the smoothness of its topographic forms suggests that if this debris is till it may represent a stage of glaciation before the last, although the abundance of calcareous ground water and soil water on the north flank of the valley, coupled with the summer aridity, might provide conditions conducive to crust formation in a relatively short period.

#### Ruwandiz Headwaters

The Ruwandiz River Valley itself contains terraces and other features of probable or possible glacial origin. This river heads in the frontier region above Rayat, flows across the metamorphic zone to Razan, thence across several limestone fold ridges through the Berserini Gorge to the edge of the Diyana Plain, which is localized by the broad outcrop of Gretaaceous shale. The river then enters the Ruwandiz Gorge as it obliquely crosses the next limestone anticline, and then follows the next syncline westward for many miles before joining the Greater Zab River at the entrance to Bekhme Gorge.

Rayat has an elevation of about 1100 m above sea level, and the Ruwandiz River Valley above Rayat is open in much the same way as the valleys above Birkim, Bola, and Beni described previously. The open slopes, however, are more smoothly graded and are not marked by the irregular glacial knobs and meadows which characterize those other valleys. Phyllite crops out at many localities, but the cover of debris contains many erratic stones and a thin soil. Bedrock lithology and structure are not conducive to landsliding extensive enough to explain the broad valley opening, and it seems likely that the main erosion was accomplished by glaciation. The relatively smooth grading of the slopes, however, suggests that the glaciation was older than that recorded in the Birkim and Bola valley heads. The frost climate of the last glaciation may have led to smoothing of the slopes and stripping of the soil. The ridges close to the Rayat area reach elevations of only 2100-3000 m and may not have supported glaciers large enough during the last glacial phase to fill the Rayat area. Small cirques on these ridges in sheltered localities, however, may be referred to the last glaciation. One on the ridge 3 km west of Rayat, with eastern exposure, has floor at about 1500 m. The sharp 2400 m ridge south of Rayat (i. e. north of Marana Valley) has several small cirques with northern exposure at 2100 m and a main cirque at about 1500 m. The moraine debris from this larger cirque actually reaches the valley floor near Rayat.

Other cirques are visible on the frontier ridges east of Rayat, particularly clustered on northern exposures on the 2700-3000 m ridges near the head of Marana Valley, but the drainage from these cirques leads to the Iranian side rather than to the Ruwandiz River. The low pass at the frontier at the head of the Rayat area has an elevation of only about 1775 m. The frontier ridge 8-10 km north of Rayat (3000-3300 m) was not examined, but it is doubtful that large glaciers formed on its southern slopes during the last glacial phase of the Pleistocene.

The village of Rayat itself is located opposite a nicely exposed terrace at the junction of the two main tributaries that form the Rayat opening. The terrace is about 30 m high and contains coarse boulders and poorly sorted sediment that appears to be glacio-fluvial. A few km above Rayat the terrace is undissected, and its surface grades upward laterally

to the footslopes of the ridges. If the terrace gravel is the deposit of an older glaciation, it may thus be overlapped on the flanks by slope debris carried by solifluction during the last glacial phase.

#### Marana-Galala-Razan Segment

Downstream from Rayat the Ruwandiz River traverses a narrow segment for about 10 km in which no terraces are preserved.

Below this narrow segment the valley opens as the broad entrance of the Marana Valley is approached on the left bank. The Ruwandiz River is crowded to the right by two thick masses of debris emanating from the end of the ridge north of Marana Valley. Each fan-like protrusion is about 3 km broad as it meets the Ruwandiz. Together they have occasioned a sharp descent of about 100 m in the river gradient here along its toe (Fig. 8, 9). The surfaces of the protrusions have an elevation of about 1100 m near the river, and appear from the distance to have an irregular topography. Exposures in several river cuts at least 6 m deep show a greenish-gray clayey till-like material. At places this rests on dissected terrace gravels of the main river, and at one exposure 2 km upstream from the entrance of the Galala River the clayey "till" is separated from the underlying



Fig. 8. Ruwandiz River upstream from entrance of Marana River (foreground). Note two lobes of landslide debris that have pushed river to the right bank.

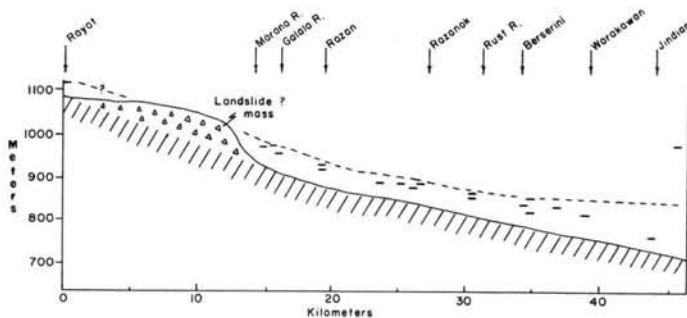


Fig. 9. Profile of Ruwandiz River from Rayat to Diyana Plain, showing height of terrace remnants and relation to Marana landslide lobe. Dotted line shows inferred profile for main glacio-fluvial terrace. Elevations taken from British Indian Survey maps and by altimeter.



river gravel and its associated colluvium by a red soil. The clayey "till" is overlain in turn by younger soil and colluvium.

These two protrusions are tentatively interpreted as landslide masses rather than glacial debris, on the basis of three lines of evidence.

(1) The scars in the limestone ridge to which they may be traced face unsheltered to the south and have an elevation of only about 1800 m. True cirques of comparable elevation in this area all occur in sheltered exposures facing north or northeast.

(2) A portion of the area adjacent to the limestone ridge is underlain by shale, a rock type favorable for landsliding.

(3) The terraces of the Ruwandiz River in this area seem not to be outwash terraces graded from these till-like masses; rather they are older, and were dissected before being overridden by the protrusion. The debris masses thus were relatively dry (like landslides but unlike glaciers) and did not supply enough water and sediment for valley alluviation.

Interpretation of the relations in this area near the mouth of Marana Valley is complicated by the occurrence of another possible till within the terrace gravels. This material is light brown rather than greenish gray and is sandy rather than clayey. It was apparently derived from upstream rather than from the sedimentary rocks of Marana Valley, and is provisionally considered to be the deposit of a glacier which fed the extensive gravel terraces from this region downstream all the way to the Diyana Plain.

On the valley flanks above the river terraces in this region occur some sloping benches of resistant limestone slope-breccia. These benches rise far up the slopes as smooth surfaces, but at places are deeply dissected. In the area near Razan, just above the entrance to the Berserini Gorge, some breccia benches may be traced up to great scars on the limestone cliffs, and apparently originated as rock falls and landslides over the shale slopes that border the limestone ridges. Fragments of breccia are secondarily deposited in the terrace gravel. In the Razan area a younger landslide down into the valley bottom produced a mass of debris that contains fragments from the slope breccia, rounded cobbles from the terrace gravels, and chunks of old soil, all in a clayey matrix. Occurrences such as this, where the slippery shale bedrock is known to be present and where the ridge north of Razan is probably not high enough (with southern exposure) to have nourished glaciers, permit a fairly certain assignment to landsliding.

The geomorphic history of the Marana-Galala-Razan segment of the Ruwandiz River valley may be summarized as follows (Fig. 10):

1. Formation of slope breccia in areas of limestone, rock falls from limestone cliffs, landslides where shale occurs.
2. Entrenchment of Ruwandiz River, leaving breccia as benches.
3. Glaciation in the higher ridges of the metamorphic zone. Glaciers probably filled Marana Valley, Galala Valley, and the main Ruwandiz Valley as far downstream as the Galala region. Deposition of outwash gravels down the main stream, with some contribution from side slopes.

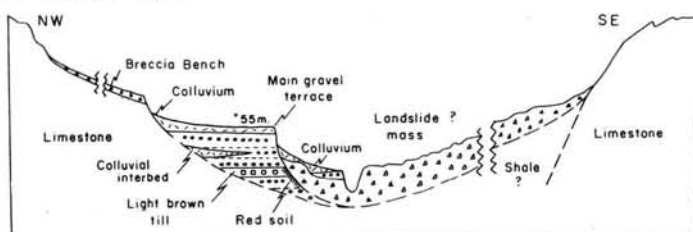


Fig. 10. Generalized composite cross-section of Ruwandiz River valley near mouth of Marana Valley showing inferred relation of Marana landslide to main glacio-fluvial terrace.

4. Entrenchment of Ruwandiz River downstream from Marana area, leaving the outwash fill as a terrace about 40 m high.

5. Second glaciation, confined largely to cirques in sheltered locations but as low as 1400 m. Landslides reached mouth of Marana Valley from limestone ridge to east and blocked Ruwandiz River.

6. Late stage of glaciation caused small cirques at 2700-3000 m high on the walls of larger cirques on Chia-i-Mandau south of Marana Valley.

#### Berserini Gorge

The Ruwandiz River in the segment of the Berserini Gorge through part of the limestone fold belt is marked by a continuation of the gravel terraces found between Galala and Razan. The elevations of about 9 terrace remnants over a distance of about 20 km were measured; the maximum height of most patches is about 40 m above the river, although some gravels were found as high as 60 m above the river. In several cases at least 30 m of gravel is exposed, so the terraces must be considered as depositional features formed after an earlier deep cutting of the valley. The gravels consist of rounded pebbles and cobbles (and locally boulders) of metamorphic and igneous rocks from the higher ridges upstream as well as limestone from the local ridges. Interfingering with the rounded river gravels are lenses of colluvium contributed from the adjacent slopes. The terrace surfaces themselves are overlain by colluvium, which forms a smoothly graded slope up to bounding ridges.

The relative antiquity of the gravel terrace is suggested by the extensive unconformable overburden of colluvium. At one locality, 7 km upstream from the Jindian bridge, the eroded terrace gravel is overlain on the slope by colluvial rubble, a red soil, and several meters of stratified sand and silt (Fig. 11). It appears here that the terrace gravel, which reaches a maximum height of 55 m above the river, was cemented and then cliffed by partial river entrenchment. Colluvial rubble formed beneath the cliff, with contribu-

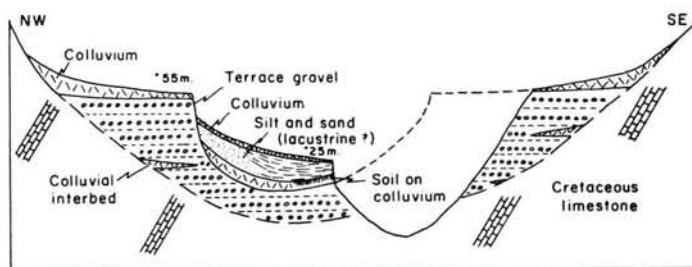


Fig. 11. Sketch cross-section across Ruwandiz River near Berserini, showing patch of lacustrine (?) deposits set in an old channel cut into glacio-fluvial terrace gravels.

tions from black limestone bedrock as well as from the terrace conglomerate, and then red soil formed on the stabilized colluvium. Temporary damming of the gorge (perhaps by a landslide) caused deposition of sand and silt in slack water. Renewed intrenchment, with slight shift in channel position, left the silt filling perched on the valley side.

#### Diyana Plain

Near the exit from the Berserini Gorge the terrace gravels are found at generally greater maximum heights, and above the Jindian bridge on the edge of the Diyana Plain gravel was found as much as 110 m above the river. An even more impressive remnant of stream activity is a 25 m section of sand and basal gravel resting unconformably on Cretaceous shale on the top of an isolated hill above the Ruwandiz River at the southeast end of the Diyana Plain opposite the town of Ruwandiz (Fig. 12). The top of the remnant

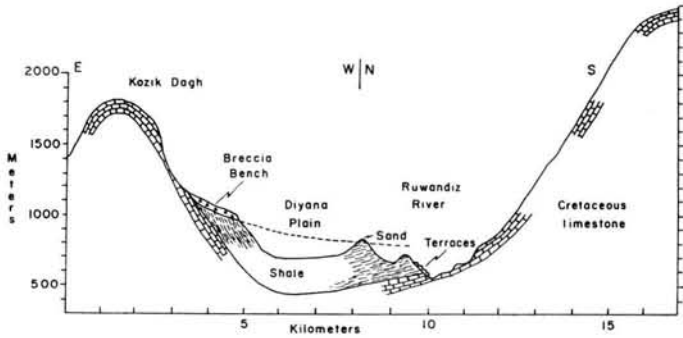


Fig. 12. Bent cross-section of Ruwandiz River gorge and Diyana Plain, showing relation of breccia bench and sand-capped hill to gravel terraces of Ruwandiz River. Elevations from British Indian Survey maps and by altimeter.

is 250 m above the river. The basal gravel contains cobbles and boulders derived from the metamorphic zone of the frontier ridges, and was certainly deposited by the Ruwandiz River. The sand contains carbonate concretions, cemented layers, beds of laminated silt, and a 2 cm layer of limestone.

At a still higher level above the Diyana Plain, protruding from the smooth southwest flank of the beautiful anticlinal ridge (Kozik Dagh) north of the village of Diyana, is a prominent bench of resistant limestone breccia at least 15 m thick resting on Cretaceous shale. The remnant projects 1.5 km out from the mountain and has an elevation at about 1000 m above sea level at its outer edge--420 m above the river at Jindian only 2 km away. Scars on the anticlinal ridge show the source of the limestone debris. Comparable breccia benches occur on the opposite (northeast) flank of the same anticlinal ridge, at Havdian on the opposite side of the Diyana Plain, and at many other localities on the limestone ridges of the fold zone. The relative antiquity of the forms is indicated not only by their height above the present drainages but also, in the case of the Havdian occurrence, by the existence of a Mousterian cave (Babkhal) in the breccia (BRAIDWOOD, HOWE, *et al.*, 1960, p. 29, 60).

Both the breccia remnants and the 250 m-high alluvial remnant opposite Ruwandiz are probably much older than the gravel terraces of the Berserini gorges, and must date from the early Pleistocene.

#### Ruwandiz Gorge and Khalan Valley

After crossing the southeast edge of the Diyana Plain the Ruwandiz River enters the famous Ruwandiz Gorge, and obliquely crosses a limestone anticline for about 15 km in a canyon as much as 1000 m deep. It then flows longitudinally along the next synclinal valley (the Khalan Valley) for 10 km, and in this segment shows well-developed terraces as much as 100 m above the river. These terraces carry a cover of up to 15 m of gravel rich in quartzite cobbles, and are overlain by limestone rubble graded from the adjacent ridges.

It is not possible at present to relate the Ruwandiz terraces of this longitudinal segment to the terraces of the Berserini Gorge and thus to mountain glaciation. The Khalan terraces are primarily erosional rather than depositional features: the alluvial cover is relatively thin. It is quite possible that these terraces record intermittent uplift of the high-land area and are not climatically controlled.

The Ruwandiz River in Khalan Valley meets the Greater Zab River, which follows the same synclinal valley from the opposite end. The Greater Zab then turns at a right angle to cross the next anticlinal ridge, Berat Dagh, via Bekhme Gorge, and emerges onto

the rolling Assyrian piedmont. Thence it traverses low folds in Tertiary conglomerate and siltstone, and constructs numerous erosional terraces with gravel veneers. The terrace topography gradually disappears downstream as the terrain becomes gentler towards the Tigris River, about 125 km from Bekhme Gorge. The Zab terraces in the Assyrian piedmont may also be tectonic rather than climatic.

#### Summary and Conclusions

The gorges and valleys of the Ruwandiz River contain the best exposed and most accessible Pleistocene terraces and associated colluvial deposits of any area in the mountains of northeastern Iraq.

The oldest Pleistocene deposits of the area are small benches of limestone breccia on the flanks of some of the limestone ridges. They represent old slopes and valley floors formed when the drainage level was as much as 400 m above the present.

The terraces of the lower part of the Ruwandiz River and in the Greater Zab River below the junction are probably also middle or early Pleistocene, but they may be tectonic rather than glacial-climatic.

The gravel terraces and intercalated colluvial deposits of the Ruwandiz River in the Berserini Gorge and upstream in the metamorphic zone are generally 30-50 m above the river. They are believed to be outwash deposits associated with a Pleistocene glacial phase earlier than the last. The glacial drift itself may be represented by till beds in the terrace deposits near Galala at an elevation of 1000 m, by the encrusted debris in the dissected old floor of the Marana Valley tributary, and by the smoothed till veneer in the open head of the Ruwandiz Valley above Rayat.

The last main glacial phase of the Pleistocene is represented by small cirques on sheltered slopes at elevations as low as 1500 m and probably even 1400 m and by larger cirques at 2100-3000 m. Fresh hummocky moraines are generally confined to the area just below cirques, but were found at elevations as low as 1200 m near Rayat. On the basis of topographic expression and elevation range, this glaciation is correlated with the last glacial phase.

Very high small upper-story cirques at 3000 m on the high ridge south of Marana Valley are assigned to very recent glacial erosion.

#### Cilo Dagh area

The Cilo Dagh (Jelo Dagh) and Sat Dagh in southeastern Turkey comprise the very highest sector of the Taurus-Zagros mountain arc in Kurdistan. The crests here reach 3800-4100 m above sea level but form neither the Turkish-Iraq political boundary nor the drainage divide. The Iraq frontier extends along the fold belt a few km to the south; the two main headwater tributaries of the Greater Zab River have their sources in the Anatolian Plateau to the north and cut through the metamorphic zone to the longitudinal valley that the Greater Zab follows as far as the junction with the Ruwandiz River in the Khalan Valley previously described.

Present and Pleistocene glaciers of the Cilo Dagh and Sat Dagh were studied by BOBEK (1940). He calculated the elevation of the present snowline in the area from 20 small glaciers which persist in the sheltered high valleys. The measurement was made in two ways: (a) average elevation between the terminus of the glacier and the crest of the ridge above the cirque, and (b) elevation of the lowest snow patches at the end of the melt season of observation (1937). The two types of measurement generally agreed and gave the following averages for the Cilo Dagh.

North slope, excessive shade	3100 m
North slope, average shade	3300 m
East slope and west slope	3400 m

BOBEK also mapped the distribution of Pleistocene glaciers in these two ranges. The longest glacier was 10 km; one of the ice tongues reached an elevation of 1800 m. For the determination of Pleistocene snowline, he used the first of the two methods mentioned above--the average elevation between the Pleistocene moraines and the cirque ridges--and obtained the following averages for the Cilo Dagh:

North and northeast slopes	2600 m
West slopes	2500-2700 m
South slopes	2900-3000 m

From these figures an average of 700 m was presented by BOBEK for the depression of the snowline during the Pleistocene. He compared this figure with the 1200 m usually assumed for the Alps, and suggested that the difference was the result of a drier climate. In fact he used this relation as evidence that there was no increase in precipitation in the Pleistocene in Iran.

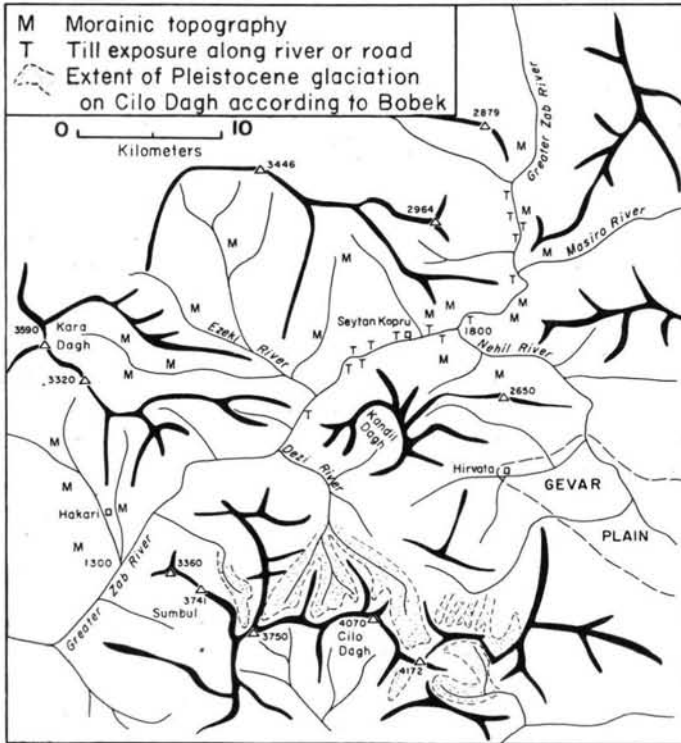


Fig. 13. Map of Cilo Dagh area, Taurus Mountains, Turkey, showing distribution of Pleistocene glacial features.

The writer's explorations in this region of the eastern Taurus of Turkey were confined to the region north and northwest of the Cilo Dagh (Fig. 13). The active glaciers and Pleistocene features of the high Cilo Dagh as mapped by BOBEK were not visited, but Pleistocene glacial features were found over a broad area in and adjacent to the Greater Zab River valley at much lower elevations than those recorded by BOBEK.

A 2700-3000 m ridge north of and parallel to the high Cilo Dagh bears a blanket of moraine over its entire north flank. This range (called Kandil Dagh on BOBEK's map) is all above the tree line and bears a lush cover of tall grasses and herbs in the spring. Small bedrock knobs and short ridges project above the debris-covered slopes; at least one ridge



is large enough to have supported a small cirque glacier at about 2300 m. Several small lakes and meadows on the slope indicate the youthfulness of the moraines. The glaciers that deposited the till presumably originated in cirques (not seen) near the crest of the range, and flowed down the slope in several lobes separated by visible medial moraines (Fig. 14). The ice filled the Nehil River valley at the north base of the Kandil Dag, and

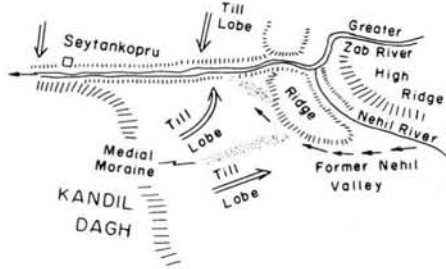


Fig. 14. Moraines in Greater Zab valley north of Kandil Dag, Turkey. Diversion of Nehil River.

caused that river to be displaced northward and superposed onto the flank of the bedrock ridge to the north, where it has since cut a sharp gorge. The moraine extends down the old Nehil valley to the Zab River, where it is exposed at an elevation of about 1800 m east of Seytankopru.

Similar moraines can be observed on the flanks of other ridges at comparable heights north of Kandil Dag toward the inner edge of the Taurus Range (see areas labeled M on Fig. 13). Small cirques can be spotted as low as 2300 m in this area. Till is exposed at many places along the Zab River, and it is clear that alternate tributary glaciers pushed the river to opposite sides of the gorge.

One such small tributary glacier, 2 km south of Ezeki River on the right bank of the Zab, headed in a sheltered east-facing cirque at about 2100 m (Fig. 15). A narrow gorge below the lip of the cirque leads down to a narrow drift-filled valley with transverse moraine loops and a lateral moraine 30 m high. The moraine loops terminate at an elevation of about 1700 m; beyond this the morainic fill descends rapidly for about 300 m

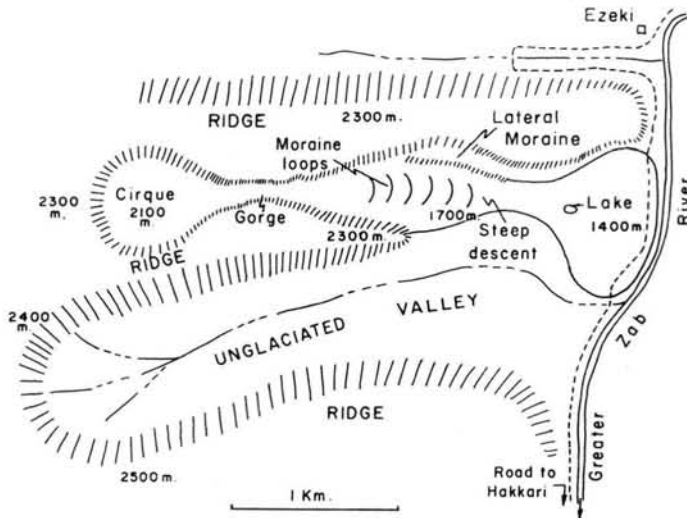


Fig. 15. Sketch of small glacial valley near Ezeki, ca. 16 km northeast of Hakkari, Turkey, showing moraine lobe in Greater Zab River.

and fans out in a broad lobe, crowding the Zab to the opposite side of its valley. A small lake on the middle of the lobe indicates the freshness and youth of the features.

Another interesting example of the effects of small tributary glaciers is seen near the village of Seytankopru, about 3 km down the Zab from the entrance of the Nehil River. At this point a double footbridge takes the main trail across the Zab to the villages on the north flank of the Kandil Dagh and thence to the Gevar Plain. A tributary glacier from the right side of the Zab plugged the valley with moraine and pushed the Zab against its left wall, causing a sharp gorge to be cut between the till and the quartz-schist bedrock of the left wall (Fig. 16). It so happened that at this point the nose of the moraine contained a huge block of green schist 15 m across. Continued erosion in the gorge beside the block

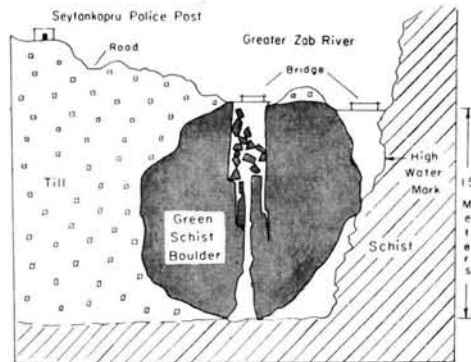


Fig. 16. Sketch across Greater Zab River near Seytankopru (ca. 26 km northeast of Hakkari, Turkey), showing gorge formed beside and within a huge boulder of schist at the nose of a moraine. Bridge is about 15 m above the river bottom. View upstream.

caused the block to be undermined. A fracture developed in the block, and the eastern half of it slumped over the little gorge, creating a bridge under which the stream now normally flows. The washing out of boulders from the till has produced a very steep rapids just below the bridge, resulting in a considerable congestion during highwater flow. At these times the water level rises about 15 m to fill completely the opening under the natural bridge and overflow the top. At this level the river is sufficiently high to occupy also the western channel that was produced when the part of the huge block had slumped. This western crack in the block shows a partial filling of boulders brought by the stream during flood time. The western overflow cut a broad arclike erosion scar at high level in the till bank just downstream from the block, and the oversteepening of the bank has resulted in a secondary slump scar farther to the west.

Farther downstream along the Zab where the dissection is deeper and the relief much greater, only a few tributary moraines reach the Zab River. The valleys heading in the Kara Dagh and other high ridges west of the Zab in this region appear from the distance to be greatly widened but choked with moraines (Fig. 17). The only such valley visited was that in which the town of Hakkari, the province capital, is located. This broad valley floor has an irregular topography and a cover of blocky debris, and the bounding ridges have many cirques. The Hakkari glacier extended probably about to the junction with the Zab, which has an estimated elevation of about 1500 m above sea level this area. The length of this glacier was about 10 km.

The Pleistocene snowline in the Cilo Dagh area is placed by the writer at 2100 m on the basis of the occurrence of cirques as low as this elevation. Some confirmation comes from calculations based on the mean elevation between end moraines and cirque-ridge, but this method is not considered so reliable because of the irregular crest line of the rugged mountain ridges and the gross inaccuracies of the available topographic maps for



Fig. 17. Hakkari Valley, Taurus Mountains Turkey. Moraine-filled tributary of Greater Zab River, elevation ca. 1700 m. See Figure 13 for location.

the crestral area. If BOBEK's figure of 3300 m for modern snowline on shaded exposures is accepted, then the Pleistocene depression of snowline amounted to 1200 m rather than 700 m as calculated by BOBEK. The discrepancy in observation may result from the fact that BOBEK, having been attached to a mountaineering expedition, spent most of his time in the high mountains and did not have occasion to observe the glacial features in the lower hills and valleys enroute.

The new figure for Pleistocene snowline depression in the Cilo Dagh area (1200 m) is less than that for the Algurd Dagh area in adjacent Iraq (1800 m), described above, perhaps because of less precipitation in the northern shadow of the high mountains. The shadow effect today is easily seen in the vegetation of this region, and the Anatolian plateau is increasingly dry to the north. Many ridges rising to 3000-3300 m elevation in the plateau area between the Cilo Dagh and Lake Van show no signs of Pleistocene glaciation.

### Other areas in the Taurus-Zagros Range

In the course of his explorations in Persia, the French archeologist DEMORGAN interpreted certain features as glacial in origin. In his voluminous reports, however, these features are mentioned only in footnotes (DEMORGAN 1909, p. 92) which refer to photographs in another memoir (DEMORGAN 1895). Exact locations and elevations are difficult to determine from these relations because of his use of obscure place names not identifiable on any maps available to the writer, who was aided in a careful search of place names by John J. ANDERSON.

The moraines pictured by DEMORGAN (1895, pl. 67, 80) in the Saidmarreh Valley are in fact the debris of a tremendous landslide that traveled 9 miles from its source area (HARRISON & FALCON 1937). Lake Gahar, east of Dorud at the south base of Kuh-i-Oshoran (DEMORGAN 1895, pl. 71, 77; see also DESIO 1934) is not dammed by a moraine but by a landslide (FALCON 1946). Most of the other pertinent features mentioned by DEMORGAN are referred to as "glacial alluvium" or "glacial terraces"; those that could be located on topographic maps are indeed terraces, but a glacial source is by no means assured, and in fact seems unlikely.

The only certain locality of Pleistocene glaciation which the writer was able to find in southwestern Iran during his own field work in on the north-facing side of the isolated

Kuh-i-Oshtoran, a portion of the range termed Zardeh Kuh. The summit has an elevation of about 4200 m and the cirques have elevations estimated at about 3000 m. Moraines can be located in small valleys on the north slope down to about 2600 m, and there is a very large outwash fan at the north base of the mountain that is terraced by the modern river. These observations agree in part with those of DESIO (1934). FALCON (1946), however, denies the existence of true Pleistocene glacial deposits in the Zardeh Kuh.

Pleistocene snowline was apparently relatively high in the Zardeh Kuh because this region is farther inland from the Mediterranean source of moisture and because it is an isolated high mountain that does not attract so much moisture as a great mass of high ridges like the Cilo Dagh-Algurd Dagh area.

At the other end of the Taurus-Zagros Range, in south-central Turkey, Pleistocene glaciation has been studied by LOUIS (1944) as a part of a survey of the entire Anatolian Plateau and bounding mountain ranges. LOUIS adopted the figures of BOBEK for the eastern Taurus and prepared a contour map showing that Pleistocene snowline was below 2400 m around the margins of Turkey but rose in the interior to more than 2900 m at Erciyas Dagh in central Anatolia and more than 3200 m in the Lake Van-Lake Urmia region near the Iranian border.

### Discussion

The new observations herein reported for the Kurdish mountains particularly in Iraq and Turkey require revision in the Pleistocene climatic reconstructions previously accepted. Snowline in the Cilo Dagh area was depressed in the Pleistocene approximately 1200 m to an elevation of 2100 m, and the glaciers extended down at least as low as 1500 m. In the Algurd Dagh-Ruwandiz area, snowline may have been depressed even more (1800 m), inasmuch as Pleistocene cirques were found at elevations as low as 1500 m above sea level, with till as low as 1100 m (Sideke). Even though the figures may be inaccurate because of poor maps and few observations, the depression of the Pleistocene snowline was much greater than that indicated by BOBEK (700 m).

The critical glacial features under discussion in the Kurdish mountains are assigned to the last glacial phase. To be conservative one might consider that some of the lowest cirques and till deposits should be referred to an earlier glaciation, but the figures for snowline would probably not greatly differ. Analogy may be made with the Alps, where the Riss moraines on the northern foreland stand only a few km in front of the Würm, and are even locally overridden. Riss snowline depression is placed in the Alps only 100-200 m lower than the Würm (KLEBELSBERG, 1949, p. 683). Lack of deep weathering or of significant erosional modification of the low features in question in the Kurdish mountains suggest that they probably should be assigned to the last main glacial phase (Würm). Only the cemented and eroded terraces of the Ruwandiz River seem to be older.

Depression of the snowline is generally attributed to a reduction in atmospheric temperature, or to an increase in snowfall. Conversion of figures for Pleistocene snowline depression into estimates of temperature depression or changes in altitude distribution of life zones presents many problems. Much consideration has been given these matters in Europe over the years because so much information is available concerning Pleistocene features (WRIGHT, 1961). The present snowline in the Alps ranges from 2600 m on the north flank to 3100 m in the crestal region to 2800 m on the south flank (KLEBELSBERG, 1949, p. 662, Fig. 81). Pleistocene depression of the snowline is put at about 1200 m. If a vertical atmospheric temperature gradient (lapse rate) of  $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  is assumed, then the calculated Pleistocene temperature depression amounts to  $6^{\circ}\text{C}$ . On the other hand, in central Europe the changes in the distribution of certain plants and animals and the occurrence of certain frost features imply temperature depression of about  $12^{\circ}\text{C}$ . It has been suggested that the apparent discrepancy between  $6^{\circ}$  and  $12^{\circ}$  reflects the fact that the

observations are made at different elevations above sea level, and that the lapse rate at low elevations is not so steep as it is in the vicinity of the snowline -- in fact may be isothermal or even seasonally inverted (MORTENSON, 1952; WRIGHT, 1961).

For the Kurdish mountains, BOBEK inferred a  $4^{\circ}$  C temperature depression on the basis of a 700 m snowline depression. If the snowline was lowered as much as 1800 m instead of 700 m, a temperature depression of  $9^{\circ}$  C is implied if the usual gradient of  $0.5^{\circ}$  C/100 m is assumed. As a matter of fact, this gradient may not be correct for semi-arid regions. For ground stations in the semi-arid mountains of western United States, BAKER (1944, p. 225) calculated a mean annual lapse rate of  $0.6^{\circ}$  C/100 m, and a mean July rate of  $0.65^{\circ}$  C/100 m. For the Zagros Mountains the data are sparse, but a series of 20 short-period stations in southwestern Iran in a transect from the Mesopotamian piedmont across the Zagros Range to the Iranian Plateau shows mean annual and mean July lapse rates of about  $0.75^{\circ}$  C/100 m (Table 1, Fig. 3). Inasmuch as there is a 2-degree latitudinal pread between piedmont and plateau stations, a latitudinal correction of  $0.7^{\circ}$  C per degree Latitude might be applied to the curves, yielding a corrected figure of about  $0.67^{\circ}$  C/100 m. Use of such a gradient with the 1800 m of snowline depression implies a temperature depression of at least  $12^{\circ}$  C.

Even if Pleistocene temperature may have deeply depressed in the mountains in Kurdistan, it is difficult to believe that the mean annual temperature in the Kurdish piedmont and the Mesopotamian lowland was  $12^{\circ}$  C lower than the present. No positive geologic or paleontologic evidence can be adduced to support such a change. Frost features have been utilized elsewhere as temperature indicators, and TROLL (1947, Fig. 1) has shown that the lower limit of modern frost soils parallels the snowline at slightly lower elevations. The distribution and character of certain frost soils (especially involutions and fossil ice-wedges) have been used as the basis for a paleo-climatic map of Europe (POSER, 1948; FRENZEL, 1958; WRIGHT, 1961). In the Kurdish mountains the only features studied that might be attributed to intensified frost action and solifluction on unstable slopes above the treeline are the thick colluvial deposits in the Ruwandiz valley.

MORTENSEN (1957) has suggested that the lapse rate for lower elevations in subtropical latitudes is steeper than at elevations close to the snowline, so that a large temperature depression near the snowline was rapidly reduced to a small depression in the lowlands -- the opposite effect to that he postulated for periglacial Europe where ground cooling was critical (MORTENSEN 1952). For the Kurdish mountains there are too few temperature stations to determine whether the rate is greater in the lowlands than in the mountains: Figure 3, however, gives no hint such a trend. No free-air lapse rates extending to higher elevations are available for this region. MORTENSON'S hypothesis therefore cannot be tested further with the data at hand.

The effect of change in snowfall on the elevation of snowline is difficult to segregate from the effect of change of temperature. An attempt was made by KLEIN (1953) for Europe, but the figures on which it was based are subject to many errors (WRIGHT, 1961). Snowline is clearly higher in regions of low snowfall. KLUTE (1928) prepared meridional profiles through mountain groups in the eastern and western hemispheres to show the relationship of present and Pleistocene snowline to latitude and precipitation. These curves show that in general the snowline is low in the polar regions because it is cold, moderately low in the middle latitudes because of the greater precipitation in the zone of westerly winds, high in the subtropical arid belt, and not quite so high in the wet tropical mountains. In explaining the relation between snowline and snowfall, KLUTE and also PASCHINGER (1923) concluded that the relatively great depression of snowline in middle latitudes was a result of the fact that in high mountain ranges in humid regions the zone of maximum precipitation is at moderate elevations, especially in winter, because the



invading air masses are not forced to rise very high before losing most of their moisture. In this view, in the Pleistocene a modest temperature depression caused the snowline to be lowered down into the zone of maximum precipitation, where the additional snow supply resulted in further lowering of the snowline. KLEBELSBERG (1949, p. 664), however, denies that such a zone of maximum snowfall exists at intermediate elevations in the Alps. In the northern Sierra Nevada of California, early work suggested that precipitation increases at an average rate of 75 mm/100 m rise in elevation up to an elevation 2000 m above sea level, above which it decreases (PALMER, 1915). It has recently been claimed, however, that the snow gauges by which this gradient was determined were inaccurate, and that actually the snowfall increases in amount all the way to the crest (MILLER, 1955, p. 22).

For the Kurdish mountains, conditions of greater snowfall must be postulated if the inferred 1200-1800 m depression of snowfall was not a result entirely of temperature depression. It is certain that the Mediterranean Sea was the source of moisture in the Pleistocene just as today, for the Pleistocene snowline was much lower on the south side of the range than on the interior plateau north of the range. In fact, BOBEK (1937, p. 178; 1954, p. 18) believes that because of the strengthened Siberian anticyclone during the last glaciation the Iranian Plateau was cold but no moister than today, and thus that the term "pluvial" should not be applied to the Pleistocene climate of this region. The stronger temperature gradient between the Iranian Plateau and the Mesopotamian Lowland may have intensified the storminess on the outer flank of the intervening mountains. These mountains are far enough inland so that the low winter temperatures characteristic of a continental climate could prevail, but there was enough orographic lifting to provide heavy snowfall.

LOUIS's (1944, p. 476) map of Pleistocene snowline for Turkey clearly shows the effects of precipitation in that region. The contours are concentric around the dry interior part of the country. LOUIS determined that Pleistocene depression of the snowline ranges from 1000 m on the more humid outer margin of the area to 700 m in the continental interior. He pointed out (1944, p. 477) that steep changes in values for snowline depression are found in areas where the high mountains face the prevailing storms from the west. Thus through most of the western and central Taurus as well as in the ranges of northern Anatolia the grain of the topography trends parallel to the storm tracks, and the precipitation contrast toward the inland is not great. But in the eastern Taurus and the Zagros ranges the trend bends to the southeast. Perhaps the new figures for snowline depression in this area may be explained in part by this relation. The mountain axis is not only favorably oriented to receive more moisture from the Mediterranean storms but it is also higher and more massive. Furthermore, the more continental location farther from the sea may mean that the winter temperatures in the Pleistocene were lower than they were farther seaward; a greater proportion of the precipitation therefore may have fallen as snow, and the winter season may have been longer. According to BOESCH (1941) the snowfalls occur at present in association with the Mediterranean cyclones rather than with the Arabian anticyclones. The Pleistocene climate therefore may have involved a greater incidence or deeper penetration of Mediterranean storms. Such a situation checks with the evidence from Europe that that region was generally marked by high pressure in summer as well as winter (POSER, 1950), and that the major storm tracks were pushed south of the Alps. Intensified fall and spring storms would increase the snowpack in the Kurdish mountains, and occasional summer disturbances might introduce enough cloudiness to deter summer melting.

Farther southeast along the Zagros ranges the region becomes progressively drier, for several reasons. The mountains are generally lower, except for the Zardeh Kuh, which still bears perennial snow patches. The distance from the Mediterranean moisture source is

greater. The temperatures are higher because of the more southerly latitude. For the Pleistocene no certain traces of glaciation have been found except in the Zardeh Kuh, where moraines occur as low as an estimated 2600 m on the north flank of these mountains east of Dorud.

The Pleistocene snowline depression in the Kurdish mountains (as much as 1800 m) differs from that in the Alps (1200 m) perhaps because of different precipitation regimes in the two areas and the effect of Pleistocene climatic changes on those regimes. The Alps are marked by a summer precipitation maximum, with only about 20% of the total precipitation occurring in the three winter months (Table 3), all presumably as snow at

Table 3

Temperature and precipitation for selected stations in the Sierra Nevada (California) and the Alps

	LAT. ELEV.		TEMPERATURE °C				PRECIPITATION		
	°	m.	Mean Ann.	Mean Jan.	Mean July	Range	Annual m	DJF %	NDJFM %
SIERRA NEVADA, California (1) Snowline 3500 m, treeline 3300 m									
Twin Lakes, Alpine Co.	39	2373	5	-4.4	14.6	19	1042	53	75
Cisco, Placer Co.	39	1733	9	0.4	18.4	18	1391	53	81
Mt. Shasta, Siskayou Co.	41	1074	9	0.6	18.7	18	870	49	76
Yosemite, Mariposa Co.	38	1208	10	1.8	21.2	19	861	52	76
Downieville, Sierra Co.	40	877	12	3.0	20.2	17	1543	56	80
ALPS (2) Snowline 2700 m, treeline 2000 m									
Zürich	47	477	8.7	-0.3	18.0	18	1106	17	29
Obir	47	2044	0.4	-6.9	9.0	16	1530	16	31
Säntis	47	2500	-2.3	-8.6	4.9	14	2720	23	36
Sonnblick	47	3106	-6.3	-12.8	1.0	13	1572	24	39

(1) Data from U. S. Dept. Agric., 1941

NDJFM = November through March

(2) Data from CLAYTON (1944-1947)

DJF = December, January, February

elevations appropriate for glaciation. In the Kurdish mountains, however, 52% of the precipitation comes during the winter. If November and March are included with the winter, the average figure becomes 79%, compared to about 35% for the Alps for the same five months. Thus although the total precipitation in the Kurdish Mountains is less than in the Alps at comparable elevations, the total snowfall may be as great - and this is the important factor in glaciation. It is difficult to evaluate whether clear summer skies with bright sun (Kurdistan, 37° N. Lat.) is more effective or less effective in melting snow than summer rains (Alps, 47° N. Lat.), but at any rate the present snowline in the Kurdish mountains (3100-3400 m) is not much higher than that in the Alps (2600-3100 m) despite the difference in latitude.

An area more comparable to the Kurdish mountains in precipitation regime is the Sierra Nevada of California, which also has a Mediterranean climate with winter snow and summer drought. Here 53% of the precipitation comes in the months December, January, and February, and 78% if November and March are included (Table 3). The total snowfall is among the greatest in the United States, generally exceeding 10 m in thickness at an elevation of 2000 m, and sometimes reaching 18 m (PALMER, 1915; MATTHES, 1930, p. 10). Despite the great accumulation of snow, melting is rapid in spring and summer and even in winter because of the radiational heating from the coniferous forest (treeline is about 3200 m) and the persistent inflow of warm Pacific air (MILLER, 1955, p. 184). The present snowline, as represented by many small glaciers in sheltered cirques high in the range in the Yosemite Park area (38° N. Lat.), is at about 3500 m. The Pleistocene snowline, as recorded by the lowest small cirques visible on the topographic maps, is at about 2100 m in the same area. Pleistocene depression of snowline therefore amounted to about 1400 m. The effect of precipitation can be seen from the fact that the Pleis-

tocene snowline rises from 1800 m in the north at 40° Latitude to more than 2700 m in the south at 36° Latitude. The 4° latitudinal difference is equivalent to a mean temperature difference of about 3° C, which would be equivalent to about 500 m of snowline differential if a vertical temperature gradient of about 0.6° C/100 m is assumed. The remaining 400 m of difference must be attributed to the difference in precipitation which today ranges from 1500 mm in the north to 1000 m in the south. A similar precipitation effect is seen in the comparison of the Pleistocene snowline at the northern end of the range (1800 m with 1500 mm precipitation) with that in the Ruby-East Humboldt Range in Nevada at the same latitude but 400 km to the east, where the Pleistocene snowline was 2800 m (SHARP 1938, p. 321) and the present precipitation only 550 mm.

Other mountain ranges with a Mediterranean-type precipitation regime include the High Atlas of northwest Africa (34° Lat), where BÜDEL (1952) puts the modern snowline at 3300 m. Pleistocene cirques occur down to 1900 m, so a depression of 1400 m is inferred for the Pleistocene. Elsewhere in low latitudes, recent work by PASCHINGER (1954) in the Sierra Nevada of Spain suggests a Pleistocene snowline depression of 1200-1400 m, HÖVERMANN (1954) 1700 m in Abyssinia, and HEUBERGER (1956) 2100 m in the Himalaya of East Nepal. In most of these regions the forest cover is open and at relatively low elevations. The arboreal radiation factor which promotes spring melting in the coniferous forest region of the Sierra Nevada in California (MILLER 1955, p. 89 ff.) therefore is not effective here.

Another basis extensively used for determination of Pleistocene climate is vegetational reconstruction through pollen analysis. BÜDEL (1951) has utilized such data, along with information on frost features and loess deposits, for a paleo-ecological map of Europe, and FRENZEL (1958) has done the same for northern Eurasia. Such data for the Kurdish mountains are lacking completely, so there is no evidence in this region to supplement the snowline data on Pleistocene climate. Pleistocene vegetational maps that have been extended to cover the eastern Mediterranean region show a broader forest cover in the Kurdish Mountains than the present and a broader shrub steppe cover in Mesopotamia (WISSMANN 1956; BUTZER 1958, p. 140). It should be emphasized that these are based on inference from local geologic features or on extrapolation from Europe, for there is no paleobotanical information.

Studies in Europe have shown that the entire area between the northern ice sheet and the Alps was essentially unforested and that on the south flank of the Alps the treeline was lowered even more than the snowline (FIRBAS, 1939, p. 105). In the Kurdish mountains it seems unlikely that the upper treeline, which now is located at an elevation of about 2000 m above sea level, was lowered as much as the snowline was lowered, for this would imply that the temperatures even in Mesopotamia were too low for tree growth. The vertebrate fossils from both the Mousterian and Upper Paleolithic cave deposits in Kurdistan, however, suggest that the late Pleistocene fauna was essentially the same as the recent (REED & BRAIDWOOD 1960, p. 169);. Some of the animals, of course, undoubtedly were hunted in different life zones from those in which the caves occur, but there seems to be a direct conflict between this line of evidence and that supplied by snowline depression. A possible explanation rests in the suggestion of SOLECKI (1955, and personal conversation, 1960) that at the cave near Shanidar in Kurdistan (see Fig. 2) an unconformity between the Upper Paleolithic (C-14 dated at 29,000 years ago) and the Mesolithic (12,000 years ago) implies that the cave was uninhabited during this time interval, perhaps because the treeline had descended below this elevation (700 m). If correlation be made with the Alps, this was the time of maximum glaciation and life-zone displacement in the mountains. We must await some more direct paleobotanical studies (*e. g.*, pollen analysis) before further attempts to determine the Pleistocene altitude limits of the vegetation zones.

It also should be emphasized that the Kurdish mountains are located in any area of strong climatic gradient today and probably also in the Pleistocene. The contrast between the relatively well-watered outer flank of the Kurdish mountains and the dry and continental Iranian Plateau bordering the inner flank is very great, as can be seen from the modern climatic data and vegetation and from the steep inland rise of the Pleistocene snowline. BOBEK (1937, 1954) has made a case for a Pleistocene climate on the Plateau that was colder (for advance of glaciers) but not more humid (*i. e.*, not a pluvial climate), and explains expansion of inland lakes solely on the basis of temperature change. We must therefore set this conclusion against the new evidence from the outer flank of the Kurdish mountains for snowline depression that can only be accounted for by increased precipitation as well as by lower temperatures. It is possible that both these conclusions are correct - - if we accept the proposal that we are dealing with two separate climatic provinces whose contrasts were accentuated during the Pleistocene. The increased frequency and intensity of the cyclonic disturbances that entered Mesopotamia in the Pleistocene could account for increased snowfall on the outer flank of the Kurdish mountains, but the intensified Siberian anticyclone in winter could block the penetration of these storms into the Iranian Plateau.

The effects of late Pleistocene climatic changes on prehistoric man in the Kurdish mountains and piedmont are even more problematical than the effects of the vegetation - - especially the problem of the origin of the village-farming community. A critical factor is the timing.

The absolute dating of Pleistocene and Recent glacial and early archeological materials is best accomplished by the radiocarbon method. Unfortunately, no organic materials suitable for dating were found in any of the glacial deposits described herein. Dates from the Paleolithic cave of Shanidar in the Baradost Dagh on the Greater Zab River (Fig. 5) may be related to an internal stratigraphy of stalagmite and other climatically controlled deposits (SOLECKI 1955), but these in turn have not been correlated with the glacial features in the mountains. At present they serve best to indicate the time range of the Paleolithic cultures in this region.

Lacking radiocarbon dating of the glacial deposits in the mountains, one must resort to correlation of the features with those of the nearest comparable area where a chronology is available, namely the Alps. The glacial features in the Kurdish mountains, especially where observed in the Algurd Dagh area and north of the Cilo Dagh, compare to the deposits of the Würm (last) glaciation in the Alps with respect to degree of weathering and erosional modification. Discrete successive moraine loops such as are visible near the termini of the Alpine Würm glaciers could not be identified in the Kurdish mountains, but this is not surprising in view of the fact that the glacier fronts were still well up in the mountains and that the bedrock topography was irregular. No attempt could be made to subdivide the last glacial phase in the Kurdish mountains - - certainly no attempt at correlation with subdivisions of the Würm stage within the Alps. The significance of the very fresh cirques high on the older headwalls has not been fully evaluated.

The Alpine glaciers probably reached their Würm maximum about 20,000 years ago (GROSS 1958, p. 173) - - this dating unfortunately is not based on C-14 dates of the Alpine deposits themselves but instead is based on correlation with carbon-dated last-glacial deposits of northern Germany and central United States. Retreatal positions of the Alpine ice fronts during the succeeding millenia are correlated with less accuracy, but at the time of the "Schlussvereisung", believed to be correlated with the Central Swedish moraine of the north and the "Younger Tundra" zone of the pollen sequence about 11,000 years ago just after the Alleröd oscillation, the Alpine ice sheet had disintegrated and local glaciers reformed. KLEBELSBERG (1949, p. 706) places the snowline for this time at 800-900 m below the present, compared to 1200 m below the present for the Würm maximum, and



ZAGWIJN (1952, p. 23) suggests on the basis of a pollen study near Innsbruck that the treeline was more than 1000 m lower than the present. These figures imply that the climate was still very cool in the Alpine foothills. The more abundant pollen-analytical evidence farther north in Europe, however, indicates that during the Alleröd interval about 12,000 years ago the July temperature in Denmark was only about 3° C less than today (IVERSEN, 1954 p. 98), compared to a depression of 12° C for the Würm maximum. A similar figure is given by FIRBAS (1949, p. 287) for southern Germany. For the Younger Tundra phase that followed, these authors suggest July temperatures about 6° C below the present. Attainment of postglacial temperature at least as warm as today was achieved perhaps 9000 years ago.

If the Alps are to be used as a standard of comparison for the late-glacial of Kurdistan, then, we must conclude that the climate had already improved greatly by 11,000 years ago, and that by 9000 years ago the cold period had passed completely. The Kurdish glaciers should be even more sensitive to climatic changes than the Alpine because they were smaller - - the Alps had a fairly large and continuous ice cap that may have accentuated the severity of the local climate.

Radiocarbon dates of Upper Paleolithic and later prehistoric cultures in the Kurdish mountains and piedmont suggest that 12,000 years ago man was still essentially a cave-dweller and hunter in this region, but that by 11,000 years ago he was occupying open sites well back in the mountains (*e. g.*, Zawi Chemi near Shanidar) as well as in the piedmont (Karim Shahir near Jarmo in the foothills above Kirkuk) (BRAIDWOOD & HOWE 1960, p. 157). This is the time of incipient cultivation, followed in the next two or three millennia by the development of the village-farming community such as Jarmo.

BOBEK (1954) has considered this problem for the Iranian plateau, premised on the belief that the early post-glacial (ca. 11,000 to 6,000 years ago) was marked by a dry climate. The principal evidence for a dry climate for this time is the occurrence of loess deposits near the northern base of the Elburz Mountains at elevations below the late Pleistocene shoreline of the Caspian Sea (BOBEK 1937, p. 174 ff). The loess deposits, which contain "Neolithic" or Copper-age artifacts, are believed to require steppe conditions for formation, yet the deposits have since been invaded by forest. These relations by themselves are convincing, and BOBEK attempts to support them with other paleo-climatic inferences from the Iranian Plateau proper. Although the other features are impressive - *e. g.*, sand dunes resting on lake beds - none of them has been dated, and his case for a dry period during the time of inception of agriculture must rest largely on the Caspian loess relations.

BOBEK's conclusions for a pronounced post-glacial dry period in Iran are not necessarily applicable to the outer flank of the Kurdish mountains, which is in a basically different climatic province. He notes that most of the early agricultural village sites in the Mesopotamian piedmont are located in the present steppe or forest steppe where the precipitation today is estimated to be greater by 100-150 mm than the minimum that is required for dry farming (250-300 mm), implying that the rainfall has increased by this amount since the sites were occupied. Too many assumptions are necessary for this observation to be accepted as positive evidence for climatic change, however.

BUTZER (1958, p. 103-128) has put together for the entire Near East the scattered geologic and archeologic suggestions of past climates. He has constructed a chronology involving several shifts of wet and dry during postglacial time. The evidence is so scattered geographically and climatically (from the North African coast to the Iranian Plateau), so difficult to place in time, and in cases so contradictory that one hesitates to accept such chronology as a regional framework that can be applied to such a tenuous anthropological matter as domestication of plants and animals and the beginnings of village life. When so little is known about the detailed distribution and sequence of the cul-



tures themselves, it may be unsafe to correlate the cultures with a climatic chronology that is equally unsure.

The writer has developed the general impression that in the outer foothills of the Kurdish mountains and in the Mesopotamian piedmont the geologic record of post-glacial climatic changes is very poor -- probably because the climatic changes were relatively weak. Most streams have not incised very deeply into their Pleistocene terraces and many pre-historic mounds located on low terraces only a few meters above the modern floodplains have not been flooded since their occupation 5000-8000 years ago. Mounds exposed and unoccupied since their accumulation as much as 10,000 years ago show a soil on the surface, but otherwise little modification. Nor do they bear a mantle of loess despite the fact that long-lasting dust storms are characteristic of present-day spring weather in this area.

In only one small stream system in the Kurdish foothills has the writer been able to find datable geologic features that imply post-glacial climatic change (WRIGHT 1952). This area, the Chemchemal valley northeast of Kirkuk, contains an impressive cut-and-fill terrace sequence in which the main fill surface is dated as late Pleistocene (post-Acheulian, pre-Jarmo) and a younger fill terrace is distinctly post-glacial (Assyrian). The Assyrian cut and fill terrace resembles the arroyos of the American Southwest, which are associated with archeological sites and are attributed to the effect of minor climatic changes on soil erosion and stream regime during the last 2000 years (BRYAN 1941).

Valleys with such thick unconsolidated sediment located in the proper portion of a drainage basin and in a suitable vegetation zone may be particularly susceptible to changing hydrologic conditions and thus may record postglacial climatic changes, but the paucity of such features in the Kurdish piedmont and foothills suggests either that requisite conditions did not prevail or that the climatic changes were not sufficiently pronounced. As striking as are the erosional cycles in the American Southwest, the events are not well represented otherwise in the paleoclimatic record, and the last cycle of erosion, which is historically dated as beginning 1880-1900, is so poorly recorded in the weather data of nearby stations that a controversy has long existed whether this erosional cycle is a result of climatic change or of overgrazing by sheep (see discussion in ANTEVS 1952, and PETERSON 1950). Although the earlier erosional cycles in the Southwest may have been accompanied by abandonment of villages (BRYAN 1941) and thus movements of peoples, the habitation in this region (which is a desert steppe much drier than the Mesopotamian area under consideration) was hazardous at best.

In conclusion, the writer believes that the evidence from glaciation in the Kurdish mountains indicates that the Pleistocene climate was probably colder and wetter in the foothills and piedmont, but that the change to a postglacial climate much like the present was probably essentially complete by the time of the beginnings of cultivation and the establishment of permanent villages 11,000-9,000 years ago. Even in the late Pleistocene before the complete recession of the mountain glaciers there must have been ecological environments just as suitable for this new economy as there were a few thousand years later, because the effect of climatic change was primarily to raise or lower the various life zones in the foothills and mountains, and early man should be able to follow the zone to which he was most adapted at the particular stage of his cultural development. The same reasoning applies with greater force to the post-Pleistocene, for here we have less evidence for climatic change and the related shifting of the life zones, and at the same time we know that after the great agricultural revolution the pace of cultural development was accelerated. By this time, there were many sociological factors controlling cultural change, such as increasing abilities to control the environment through irrigation, transportation, etc. The physical and ecological factors thus may have been largely submerged. Certainly in marginal living areas where the economy was at a subsistence level a series of bad years (perhaps representing a minor climatic fluctuation) might bring about disasters or even

impel changes in the economy, but it could as easily encourage migration to more favorable regions. In the earlier periods before the area was broadly populated - - perhaps in the times before mounted nomadism became a common way of life (BOBEK 1954, p. 18 ff) - - there were many areas suitable for habitation without competition from other peoples. It may only have been in recent millenia that population pressures have been sufficiently high to restrict the migration of cultural groups. Although some such migrations or invasions may have been stimulated by local climatic changes (BROOKS 1949, p. 281 ff) many others must be attributed to sociological or political motivations.

## References cited

- ANTEVS, Ernst (1952): Arroyo-cutting and filling. - *Journ. Geology* 60, p. 375-385.
- BAKER, F. S. (1944): Mountain climates of the western United States. - *Ecological Monographs* 14, p. 229-243.
- BOBEK, Hans (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. - *Z. f. Gletscherk.* 25, S. 130-183. - - (1940): Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge. - *Z. f. Gletscherkunde* 27, S. 50-88. - - (1951): Die natürlichen Wälder und Gehölzfluren Irans. - *Bonner Geogr. Abhandl.* 8, 62 S. - - (1952): Beiträge zur klima-ökologischen Gliederung Irans. - *Erdkunde* 6, S. 65-84. - - (1954): Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. - *Geogr. Jahresber. Österr.* 25, S. 1-42.
- BOESCH, H. H. (1941): Das Klima des Nahen Ostens. - *Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich* 86, S. 8-61.
- BRAIDWOOD, R. J., HOWE, BRUCE *et al* (1960): Prehistoric investigations in Iraqi Kurdistan. - *Oriental Institute of University of Chicago, Studies in Ancient Oriental Civilization* No. 31, 184 p.
- BROOKS, C. E. P. (1949): *Climate through the ages*. - London: Ernest Benn, 2nd ed., 395 p.
- BRYAN, Kirk (1941): Pre-Columbian agriculture in the Southwest, as conditioned by periods of alluviation. - *Assoc. Amer. Geographers Annals* 31, p. 219-242.
- BÜDEL, Julius (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, S. 16-26. - - (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. - *Erdkunde* 6, S. 104-131.
- BUTZER, K. W. (1958): Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. - *Bonner Geogr. Abhandl.* 24, 157 S.
- CLAYTON, H. H. (1944-1947): World weather records. - *Smithsonian Misc. Coll.* 79 (1944), 90 (1944), and 105 (1947).
- DEMORGAN, Jacques (1895): *Mission scientifique en Perse*. - *Etudes Geographiques* 2, 331 p., Paris: Ernest Leroux. - - (1909): *Les Premiers civilisations*. - Paris: Ernest Leroux, 508 p.
- DENNIS, P. E. (1953): Report to the Government of Iraq on the investigation and development of ground-water resources. - *Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome*, 49 p.
- DESIO, A. (1934): Appunti geografici e geologici sulla catena dello Zardeh Kuh in Persia. - *Mem. Geol. Geogr. di Giotto Dainelli* 4, Firenze.
- EL FANDY, M. G. (1946): Barometric lows of Cyprus. - *Royal Met. Soc., Quart. Journ.* 72, p. 291-306.
- FALCON, N. L. (1946): The evidence for a former glaciation in the south-west Persian mountain belt. - *Geogr. Journ.* 107, p. 78-79.
- FIRBAS, Franz (1939): Vegetationsentwicklung und Klimawechsel in der Mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. - *Naturwissenschaften* 27, S. 81-89, 104-103. - - (1949): *Waldgeschichte Mitteleuropas*. - Jena: Gustav Fischer, 1, 480 S.
- FISH, W. D. & DUBERTRET, Louis (1944): *Carte pluviométrique du Moyen Orient*. - *Del. Gen. de France du Levant, Sect. Geol., Notes et Mem.* 4, p. 115-121.
- FRENZEL, B. (1959): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. - I. Teil: Allgemeine Grundlagen. *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Nat. Kl., Nr. 13*, S. 935-1099.
- GANJI, M. H. (1960): Iranian rainfall data. - *Univ. Tehran Arid Zone Research Centre, Publ.* 3, 191 p.
- GROSS, Hugo (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - *Eisz. und Gegenw.* 9, S. 155-187.
- HARRISON, J. V. & FALCON, N. L. (1937): The Saidmarreh landslide, Southwest Iran. - *Geogr. Journ.* 89, p. 42-47, London.

- HEUBERGER, Helmut (1956): Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ost-Nepal. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 3, S. 349-364.
- HÖVERMANN, Jürgen (1954): Über die Höhenlage der Schneegrenze in Äthiopien und ihre Schwankungen in historischer Zeit. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nr. 6.
- IVERSEN, Johs. (1954): The Late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. - Danmarks Geol. Unders., R. II, no. 80, p. 87-119.
- KLEBELSBERG, Raimund von (1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Vienna: Springer Verlag, Bd. I, Historisch-regionaler Teil, S. 407-1028.
- KLEIN, Annemarie (1953): Die Niederschläge in Europa im Maximum der Letzten Eiszeit. - Peterm. Geogr. Mitt. 97, S. 98-104.
- KLUTE, Fritz (1928): Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. - Z. f. Gletscherkunde 16, S. 70-93.
- LEMBKE, H. (1940): Eine neue Karte des Jahresniederschlags im westlichen Vorderasien. - Peterm. Geogr. Mitt. 86, S. 217-225.
- LOUIS, Herbert (1944): Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. - Geol. Rundschau 34, S. 447-481.
- MATTHES, Francois (1930): Geologic history of the Yosemite Valley, California. - U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 160, 137 p.
- MILLER, D. H. (1955): Snow cover and climate in the Sierra Nevada, California. - Univ. Calif. Publ. Geogr. 11, p. 1-218.
- MORTENSEN, Hans (1952): Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. - Erdkunde 6, S. 145-160. - - (1957): Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. - Z. f. Geomorphologie 1, S. 44-56.
- PALMER, A. H. (1915): Region of greatest snowfall in the United States. - Monthly Weather Review 43, p. 217-221, Washington.
- PASCHINGER, Herbert (1954): Würmvereisung und Spätglazial in der Sierra Nevada (Spanien). - Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. 3, S. 55-67.
- PASCHINGER, Viktor (1923): Die Eiszeit ein meteorologischer Zyklus. - Z. f. Gletscherkunde 13, S. 29-65.
- PABOT, Henri (1960): Native vegetation and its ecology in the Khuzistan River basins. - Ahwaz, Iran: Khuzistan Development Service, unpublished report.
- PETERSON, H. V. (1950): The problem of gullying in Western valleys. - Ch. 23, p. 407-436, in: Applied Sedimentation (P. Trask, ed.), New York: Wiley, 707 p.
- POSER, Hans (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde 2, S. 53-68. - - (1950): Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und West-Europa auf Grund der vorzeitlichen Dünen. - Erdkunde 4, S. 81-88.
- REED, C. A. & BRAIDWOOD, R. J. (1960): Toward the reconstruction of the environmental sequence of northeastern Iraq. - Oriental Inst. Univ. Chicago, Studies in Ancient Oriental Civilization. No. 31, p. 163-174.
- SHARP, R. P. (1938): Pleistocene glaciation in the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada. - Journ. Geomorphology 1, p. 296-323.
- SOLECKI, Ralph (1955): Shanidar Cave, a Paleolithic site in northern Iraq. - Smithsonian Institution, Annual Report 1954, p. 389-425.
- TROLL, K. (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. - Erdkunde 1, S. 162-175.
- U. S. Dept. Agriculture (1941): Climate and Man. - U. S. Dept. Agriculture, Yearbook of Agriculture, 1248 p.
- WISSMAN, Hermann von (1956): On the role of nature and man in changing the face of the dry belt of Asia. - In: Thomas, W. L. (editor), Man's role in changing the face of the earth, p. 278-303, Chicago: University of Chicago Press.
- WRIGHT, H. E. (1952): Geologic setting of four prehistoric sites in northeastern Iraq. - Amer. Schools of Oriental Research, Bull. 128, p. 11-24. - - (1961): Late Pleistocene climate of Europe: a review. - Geol. Soc. America, Bull. 72, p. 933-983.
- ZAGWIJN, W. H. (1952): Pollenanalytische Untersuchung einer spätglazialen Seeablagerung aus Tirol. - Geologie en Mijnbouw 14, p. 235-239.

Manusk. eingeg. 23. 6. 1961.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. H. E. Wright, Jr., Department of Geology, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota.

## Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten

VON WILHELM PAAS, BONN

Mit 32 Abbildungen im Text

**Zusammenfassung.** Im Rahmen dieser Arbeit wurden im Niederrheingebiet die fossilen Böden auf den Terrassen und in den Deckschichten untersucht. Die Untersuchungen im Gelände wurden im Laboratorium durch Korngrößenanalysen, röntgenographische Analysen der Tonsubstanz und durch mikromorphologische Studien ergänzt.

Durch bodenkundlichen Vergleich, palaeolithische Funde und  $C^{14}$ -Bestimmungen ergab sich im Arbeitsgebiet folgende stratigraphische Gliederung der Deckschichten (vgl. Abb. 32): Drenthe-Löß, der während der Drenthe/Warthe-Warmzeit zu einem braunlehmartigen gelblichroten Boden (Wegberger Bodenbildung) verwitterte, ist nur im Profil Wegberg aufgeschlossen. Der Warthe-Löß wird durch eine Parabraunerde, die Rheindahlener Bodenbildung, in zwei Teile gegliedert. Der Eem-Boden ist durch eine z. T. stark pseudovergleyte Parabraunerde, die Erkelenzer Bodenbildung, vertreten.

Der Ältere Weichsel-Löß stellt sich in zwei verschiedenen Fazies vor. Im nördlichen Niederrheingebiet ist er meist geschichtet und zu einer z. T. erodierten Braunerde verwittert. Die Schichtung ist durch wiederholte Solifluktion, Bodenbildung und Lößbildung entstanden. Im südlichen Teil des Arbeitsgebiets ist dieser Löß durch sandigere Einlagerungen nur noch schwach gestreift, durch eine kalkhaltige Braunerde nur noch einmal untergliedert und schwach zu einer kalkhaltigen Braunerde verwittert. Der Jüngere Weichsel-Löß besitzt im unteren Teil einen Naßboden, im mittleren Teil häufig Flugsandeinlagerungen und ist im Spätglazial und Holozän zu einer Parabraunerde verwittert.

Mit Hilfe der Deckschichten und der im folgenden kurz beschriebenen Merkmale der fossilen Böden auf den Terrassenkiesen wurde eine Gliederung der Rheinterrassen versucht. Die Kiese und Sande der Hauptterrasse (HT) und der Oberen Mittelterrasse (oMT) sind durch intensive Bodenbildung während mehrerer Interglaziale zu einem braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden verwittert. Charakteristische Merkmale dieser Böden sind Dichte, leuchtend gelblichrote Färbung und mächtige Profilentwicklung. Der Tongehalt beträgt durchschnittlich 19%; die Skelettkörner sind im Dünnschliff in eine stark verwürgte, strähnige und dichte Grundmasse aus doppelbrechendem Braunlehmteilplasma eingebettet. Die Tonmineralgarnitur besteht ausschließlich aus Kaolinit und Illit mit sehr breiter Basisinterferenz. In den Deckschichten konnten Drenthe-, Warthe- und Weichsel-Löссе nachgewiesen werden.

Der ähnlich ausgebildete braunlehmartige gelblichrote Interglazialboden der Drenthe/Warthe-Warmzeit auf der Unteren Mittelterrasse (uMT) und auf den glazialen Schottern und Sanden der Reißvereisung ist schwächer entwickelt. Verlehmung (durchschnittlich 14% Ton) und Profilentwicklung sind weniger mächtig. Neben Illit und Kaolinit ist ein deutlicher Gehalt an Vermikulit in der Tonfraktion enthalten.

Die kräftige Verwitterung der uMT während der Drenthe/Warthe-Warmzeit, die Frechener Bodenbildung, fehlt auf der Krefelder Terrasse (KT). In der Warthe-Eiszeit wurde über der Terrasse schon der jüngere Warthe-Löß abgesetzt. Daraus folgt, daß die KT während eines frühen Warthe-Stadiums entstanden ist. In den Terrassenkiesen werden häufig rötlichbraune Tonanreicherungsbander beobachtet, die durch Toneinschlümmung aus den überlagernden fossilen und rezenten Parabraunerden aus Löß entstanden sind und daher ähnlich ausgebildet sind wie die in der Niederterrasse (NT).

Die NT setzt sich aus zwei verschiedenen Schotterkörpern zusammen: Die jüngere, Laacher Bims führende Stufe, die während der Jüngeren Dryaszeit entstanden ist, lagert bei Bonn in einigen Gruben in geringer Mächtigkeit auf der frostgestörten bimsfreien älteren Stufe oder auf einem bimshaltigen allochthonen braunen Kalkauenboden des Alleröds. So war also die Aufschotterung der älteren Stufe zu Beginn des Alleröds abgeschlossen. Die Kiese und Sande der NT sind von einem zu einer Parabraunerde verwitterten Hochflutlehm oder von einem zu einer Sand-Parabraunerde verwitterten Flugsand bedeckt. Bei völliger Entkalkung der Deckschichten wurde die Tonsubstanz z. T. in die Terrassenschotter durchgeschlämmt und in rötlichbraunen Tonanreicherungsbandern wieder abgesetzt. Neben Illit und Kaolinit setzt sich die Tonsubstanz, die in den Bandern durchschnittlich 8% ausmacht, aus Montmorillonit, Hydrobiotit und Vermikulit zusammen. Im Schliffbild sind die Skelettkörper nur noch von dünnen, bei + N doppelbrechenden Plas-

mahäutchen umgeben. Auf Plasmabrücken ist die Bindigkeit des Bodenmaterials zurückzuführen. Das Hochflutbett des Rheins wurde während des Praeboreals angelegt. Der allochthone braune Kalkauenboden ist hier der herrschende Bodentyp.

**S u m m a r y.** This paper deals with the examination of fossil soils and their cover beds in the Lower Rhine District. In addition to the field work, analyses of grain sizes, X-ray analyses of the argillaceous material, as well as micro-morphological studies have been made.

Based upon pedological comparison of soils, paleolithic findings, and the C<sup>14</sup> method, the following stratigraphic sequence of the cover beds could be established in the area (cf. fig. 32): Drenthe loess which, during the Drenthe/Warthe interglacial period, weathered to a soil similar to the Red-Yellow Podsolc soil, but with low content of kaolinite, (braunlehmartiger gelblich-roter Boden) is found only in the Wegberg section. The loess of the Warthe is divided in two parts by a Grey-Brown Podsolc soil (Parabraunerde). The Eem soil is represented first by a Grey-Brown Podsolc soil which, in parts, has been intensely changed to a Pseudogley.

There are two facies of the older Weichsel loess. In the north of the Lower Rhine District it is bedded in most cases and weathered to a Brown Earth (Braunerde). The bedding originates from repeated solifluction, pedogenesis as well as loess deposition during this period. In the southern part of the area this loess is striped only slightly by more sandy intercalations. It is subdivided only once by a Calcareous Brown Earth (kalkhaltige Braunerde) and weathered slightly to a Calcareous Brown Earth. The younger Weichsel loess has in its lower parts a Tundra-Gley (Naßboden), whereas its intermediate part shows frequent intercalations of drifted sand. During the Late Glacial and Holocene the younger Weichsel loess weathered to a Grey-Brown Podsolc soil.

Using the terrace covers and the characteristics of fossil soils, described briefly in the following, a division of the Rhine terraces was tried. Caused by intensive pedogenesis during several warm periods, the pebbles and sands of the Main Terrace (Hauptterrasse) and the Upper Middle Terrace (Obere Mittelterrasse) weathered to a kind of Red-Yellow Podsolc soil (braunlehmartiger gelblichroter Boden). Density, a strikingly yellowish red colour and large thickness are characteristics of this soil.

The Red-Yellow Podsolc soil of the Drenthe/Warthe interglacial above the Lower Middle Terrace (Untere Mittelterrasse) and above the glacial gravel of the Drenthe glacial period is less thick. The intensive pedogenesis of the Drenthe/Warthe interglacial period is missing on the Krefeld Terrace. During the Warthe the younger Warthe loess was deposited on this terrace. Therefore, the deposition of the Krefeld Terrace must have taken place during an early Warthe period.

The two gravel bodies of the Lower Terrace are as follows: The younger stage contains Laacher See pumice and dates back to the younger Dryas time. It is found in several gravel pits in the Bonn area and thinly covers the older part which is free of pumice, yet disturbed by frost cracks. It may also cover an Allochthonous Brown Calcareous Flood Plain soil (allochthoner brauner Kalkauenboden) of the Alleröd period which also contains pumice. The gravel fill of the older stage was finished, therefore, at the beginning of the Alleröd. The pebbles and sands of the Lower Terrace are covered by high tide loam, weathered to Grey-Brown Podsolc soil, or by drifted sands, weathered to a Sandy Grey-Brown Podsolc soil (Sand-Parabraunerde). The high tide bed of the Rhine river was formed during the Preboreal time. In this area the Allochthonous Brown Calcareous Flood Plain soil is the dominating type.

## Inhaltsverzeichnis

- A. Einleitung
- B. Untersuchungen im Gelände
  1. Das Hochflutbett
  2. Die Niederterrasse
  3. Die Krefelder Terrasse
  4. Die Untere Mittelterrasse und die glazialen Schotter und Sande der Rißvereisung
  5. Die Obere Mittelterrasse
  6. Die Jüngere Hauptterrasse
- C. Untersuchungen im Laboratorium
  1. Korngrößenanalyse
  2. Untersuchung der Tonsubstanz mit Hilfe der Röntgenanalyse
  3. Untersuchung der Eisenoxyde und Eisenoxydhydrate mit Hilfe der Röntgenanalyse
  4. Mikromorphologische Untersuchung der Böden auf den Terrassen.



- D. **Schlußfolgerungen**
1. Die stratigraphische Gliederung der Lößprofile
  2. Der Ablauf des Jungpleistozäns im Niederrheingebiet auf Grund der Lößgliederung
  3. Vergleich des niederrheinischen Lösses mit den Lössen Nordfrankreichs und Belgiens
  4. Stratigraphische Gliederung der Terrassen im Niederrheingebiet mit Hilfe ihrer Böden und Deckschichten.
- E. **Angeführte Schriften.**

### A. Einleitung

Das Niederrheingebiet läßt sich an der Linie Bergheim, Mönchen-Gladbach, Viersen und Straelen in zwei Teile gliedern. Der westliche Teil senkte sich bis zum Abschluß der Sedimentation der Hauptterrassenschotter. Hier sind so die stratigraphisch älteren Stufen unter den jüngeren begraben. In der Folgezeit setzte eine geringe Hebung ein, die nur lokal eine undeutliche jüngere Terrassenbildung zuließ. Die von einem verschieden mächtigen Löß und Lößlehm bedeckten Schotter und Sande der Jüngeren und Älteren Hauptterrasse sind daher fast über das ganze westliche Gebiet verbreitet. Dieses wurde durch schon während des Tertiärs angelegte Verwerfungen in einzelne Schollen zerlegt, wie die Erft-Scholle, die Rur-Scholle und der Venloer Graben.

Das Gebiet östlich der bezeichneten Linie hob sich während des Pleistozäns mit dem östlich angrenzenden Gebirge, so daß der Rhein sein Bett immer tiefer graben mußte und dadurch Terrassen ausbildete. So ist dieser Teil besonders geeignet, terrassenmorphologische und bodenkundliche Studien an den jüngeren Terrassen durchzuführen. Am unteren Niederrhein von Krefeld bis Xanten und Kleve sind die Stauchmoränen und Sander der Reißvereisung trotz starker Ausräumung durch den Rhein noch gut erhalten.

Grundlage für die meisten Untersuchungen waren bisher die morphologischen Merkmale. Durch das Studium der Lagerungsverhältnisse ergaben sich wichtige Hinweise auf die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Stufen (E. KAISER 1903, 1908; G. STEINMANN 1906, 1924; A. QUAA 1911; A. STEEGER 1913, 1925, 1952; F. JUNGBLUTH 1917; H. BREDDIN 1929; H. W. QUITZOW 1956; K. THOME 1958, 1959).

Mit großem Erfolg wurden erst in neuerer Zeit Geröllzählungen und Schwermineralanalysen zur Parallelisierung von Terrassen herangezogen (G. C. MAARLEVELD 1956; J. D. DE JONG 1956; J. I. S. ZONNEVELD 1956; W. MONREAL 1958; R. VINKEN 1959). Zwischen der Hauptterrasse, der Oberen Mittelterrasse und der Unteren Mittelterrasse konnten dabei deutliche Unterschiede herausgearbeitet werden. Bei den jüngeren Terrassen war das Ergebnis jedoch unbefriedigend.

Die interglazialen, pollenführenden, tonigen Einlagerungen in den Schottern der Hauptterrasse, auf der Krefelder Platte und in den Stauchmoränen sind ebenfalls zur stratigraphischen Gliederung der Terrassen herangezogen worden (A. STEEGER 1952, G. VON DER BRELIE & U. REIN 1956).

Die einzelnen angeführten Methoden haben manche Fragen beantworten können; viele Probleme harren jedoch noch der Klärung, insbesondere ist die Stellung der Krefelder Terrasse immer noch umstritten. Große Fortschritte in der Gliederung quartärer Ablagerungen konnten besonders in Süddeutschland und Österreich durch die Untersuchung fossiler Böden erzielt werden (E. SCHÖNHALS 1951 und andere Arbeiten; J. FINK 1956; F. BRANDTNER 1954, 1956; K. BRUNNACKER 1956; H. FREISING 1951). Unter dem Einfluß der bodengestaltenden Kräfte Klima, Vegetation, Wasser, Gestein, Relief (Bodenabtrag), Mensch und Zeit (E. MÜCKENHAUSEN 1957) bilden sich bestimmte Bodentypen heraus. Aus dem Studium der fossilen Böden lassen sich daher Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen ziehen. Die Terrassen besitzen ein verschiedenes Alter. Während der Interglazial- und Interstadialzeiten wurde jede Stufe verwittert und zwar um so stärker, je

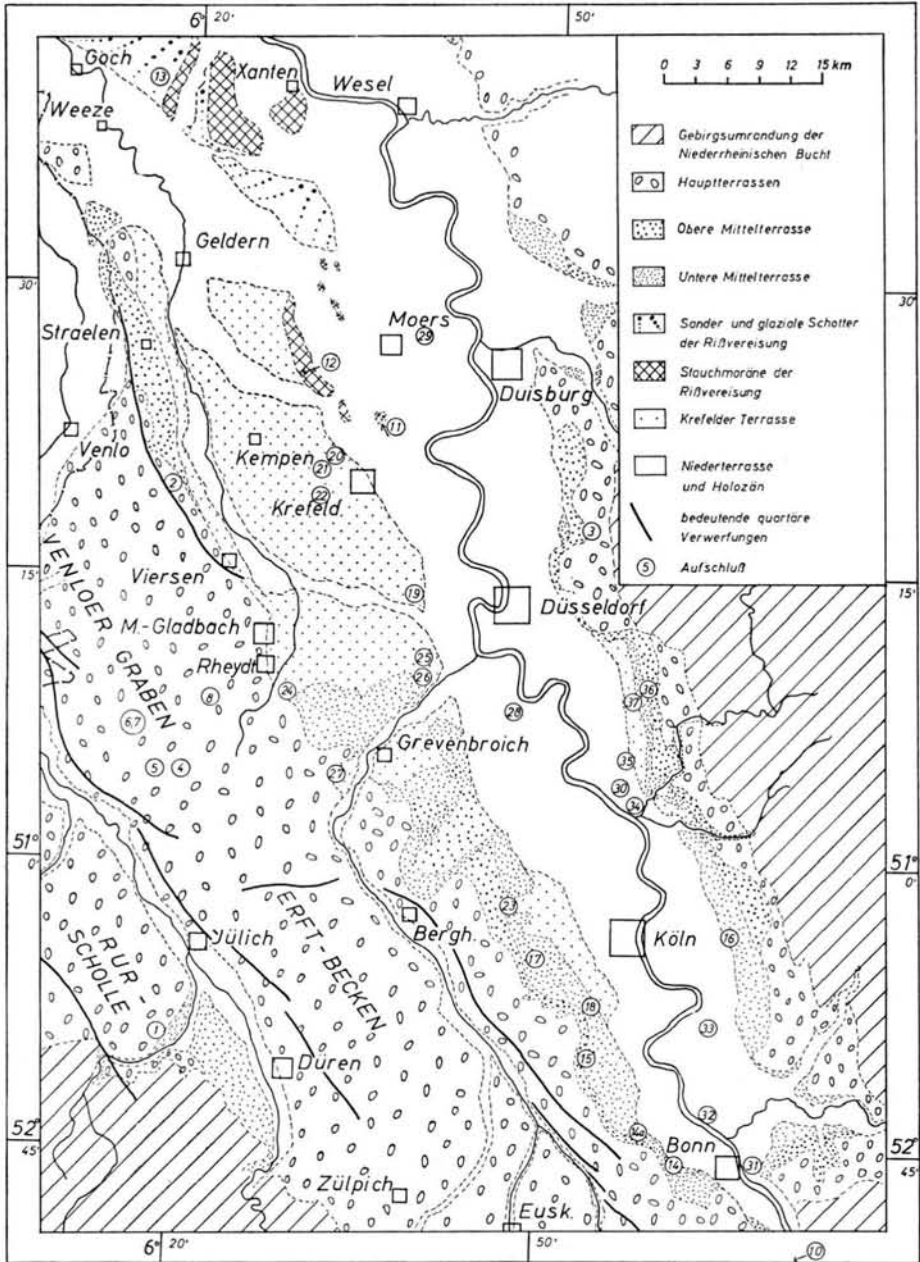


Abb. 1. Geologisch-morphologische Übersicht der Flußterrassen im Niederrheinischen Tiefland. Nach A. STEEGER (1928), H. W. QUITZOW (1956), W. MONREAL (1958) und eigenen Untersuchungen.

mehr Interglazialzeiten einwirken konnten. Das Studium möglichst vieler Aufschlüsse gibt damit die Möglichkeit, mit Hilfe der fossilen Böden wenigstens die zeitliche Stellung der Terrassen zueinander festzulegen. Ferner läßt sich das Alter einer Terrasse durch eine stratigraphische Gliederung der Deckschichten näher bestimmen. Hier sind eingeschaltete

fossile Böden mit charakteristischem Profilaufbau und typischer Struktur und Farbe wertvolle Leithorizonte.

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut in Bonn unter dem Titel: „Gliederung der Terrassen im Niederrheingebiet mit Hilfe ihrer Verwitterungsdecken und Deckschichten“. Sie wurde angeregt von meinem hochverehrten Lehrer, Prof. Dr. P. WOLDSTEDT, dem ich für viele Anregungen und fördernde Kritik zu großem Dank verpflichtet bin. Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN verdanke ich das bodenkundliche Rüstzeug, das diese Arbeit erst ermöglichte, Prof. Dr. R. BRINKMANN meine geologische Ausbildung. Dr. H. REMY förderte durch manche Diskussion den Fortgang der Arbeit, Dr. W. KERPEN half mir bei der Auswertung von Bodendünnschliffen. Prof. Dr. DE WAARD, Groningen, führte die C<sup>14</sup>-Bestimmungen durch. Die bodenkundlichen Analysen wurden im Institut für Bodenkunde, Bonn, ausgeführt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Arbeiten im Gelände und im Laboratorium durch finanzielle Beihilfen. Ihnen allen und auch den Ungenannten, die mit zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, danke ich von Herzen.

## B. Untersuchungen im Gelände

Die bodenkundliche Untersuchung der fossilen Böden im Gelände wird dadurch erschwert, daß in nur wenigen Fällen noch völlig erhaltene Bodenprofile erhalten sind. Die Einflüsse verschiedener Zeiten der Bodenbildung können sich in einem Profil überlagern; steigendes Grundwasser überprägt das ursprüngliche Bild, und eine früher vorhandene und nun erodierte Lößbedeckung kann die Ausbildung eines Bodens auf Terrassenschottern verhindert haben. Daher ist die Grundlage für diese Arbeit eine eingehende Untersuchung möglichst vieler Aufschlüsse. So ist in jedem Aufschluß immer wieder zu klären, welche Erscheinung auf echte Verwitterung, auf Grundwasser, auf spätere Pseudovergleyung, auf den Absatz von Verwitterungslösungen oder auf Umlagerung von Bodenmaterial zurückzuführen ist. Die für die einzelnen Stufen charakteristischen Bodentypen ergeben sich so aus dem Vergleich vieler Profilaufnahmen.

Die typologische Ansprache der rezenten Böden geschah nach der von E. MÜCKENHAUSEN (1957) herausgegebenen Systematik der wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. Bei der Untersuchung der fossilen Böden wurden die Arbeiten von W. L. KUBIĚNA (1953, 1956) herangezogen. Die Bestimmung der Bodenfarbe erfolgte mit Hilfe der MUNSELL'schen Farbskala. Aus charakteristischen Horizonten wurden Proben entnommen für Korngrößen- und Röntgenanalysen, Dünnschliffuntersuchungen und C<sup>14</sup>-Bestimmungen.

### 1. Das Hochflutbett des Rheins

Mit einer scharfen Geländekante ist das Hochflutbett des Rheins von der Niederterrasse (NT) abgesetzt; der Höhenunterschied beträgt 5—10 m. Es wird, soweit es nicht durch Deiche vor dem Rheinhochwasser geschützt ist, nur noch bei Hochflut vom Rhein überspült. Im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht ist das Hochflutbett nur in kleinen Flächen zwischen den Rheinschlingen ausgebildet, nördlich von Düsseldorf wird es allmählich breiter und erreicht nördlich von Kleve eine Breite von ca. 10 km.

Das Hochflutbett ist eine Erosionsform in der NT; es ist entstanden nach Abschluß der Aufschotterung dieser jüngsten Terrasse. Durch alte Rheinarme ist es gegliedert. Bei Hochwasser hinterläßt der Rhein auch heute noch in dem nicht abgedeichten Gebiet seine Schlickabsätze; dabei wird der Boden durch das kalkhaltige Rheinwasser aufgekalkt. Im Hochflutbett des Rheins sind so sehr junge Böden verbreitet. Der typische Boden des Überflutungsgebiets ist der weitverbreitete „allochthone braune Kalkauenboden“:

#### Profil Rheindorf (34)

Aufschluß an der Trasse der Nord-West-Ölleitung südlich Rheindorf bei Leverkusen, 230 m vom Rhein entfernt, M.-Bl. Leverkusen (4907), 39,8 m über NN., eben.

A 0—40 cm schwärzlichbrauner, kalkhaltiger, stark humoser feinsandiger Lehm, Bröckel- bis Krümelgefüge, viele Regenwurmröhren vorhanden, stark porös;

M <sub>1</sub>	40—100 cm	dunkelbrauner feinsandiger Lehm, Bröckel- bis Krümelgefüge, viele Regenwurmrohren vorhanden, stark porös; kalkhaltig;
M <sub>2</sub>	100—200 cm +	kräftigsepiabrauner feinsandiger Lehm, kalkhaltig, Bröckelgefüge, stark porös.

Charakteristische Merkmale der jungen braunen Kalkauenböden sind der aus der periodischen Durchtränkung mit Rheinwasser herrührende Kalkgehalt und die im nicht abgedichteten Gebiet noch fortdauernde Sedimentation des vom Rhein transportierten Materials. In Gebieten, die durch Deiche vom Rheinhochwasser abgeschirmt werden, oder die schon ständig oberhalb des Hochwassers liegen, wandelt sich der Kalkauenboden langsam zur Braunerde, so daß hier heute Übergangsbildungen vom Auenboden zur Braunerde vorliegen (E. MÜCKENHAUSEN & H. WORTMANN 1958).

## 2. Die Niederterrasse (NT)

Verbreitung und Morphologie: Mit dem Eintritt des Rheins in die Niederrheinische Bucht erweitert sich die NT schon unmittelbar nördlich von Bonn zu einer ca. 12 km breiten, von zahlreichen Altwasserrinnen durchzogenen Ebene, die sich nach N immer mehr verbreitert. In mehreren Rinnen im Bereich der Krefelder Terrasse (KT) und der Stauchmoränen verbindet sie den Rhein über die Niers mit der Maas. Im Mittelrheingebiet läßt sich die NT noch morphologisch in eine obere, etwas Wehrer Bims führende (Ältere Niederterrasse, äNT) und eine untere, reichlich Laacher Bims führende Stufe (Jüngere Niederterrasse, jNT) gliedern (J. FRECHEN 1959). Der Wehrer Bims der äNT stammt aus dem Wehrer Kessel und führt im Gegensatz zum Laacher Bims keinen Hauyn. Im Niederrheingebiet ist diese Gliederung nach der Morphologie nicht mehr durchzuführen. Nach A. STEEGER (1954) enthalten die Kiese der NT im Zentralgebiet in allen untersuchten Aufschlüssen Bimsmaterial des Laacher See-Ausbruchs. Die ältere Stufe liegt unmittelbar nördlich von Bonn schon 2—3 m unter der jüngeren begraben. Die Terrassenkreuzung hat also für die Niederterrassen schon auf der Höhe von Bonn stattgefunden.

### Rezente Böden auf der jNT und ihren Deckschichten

Die Kiese und Sande der jNT sind im Niederrheingebiet zum größten Teil von Hochflutlehm bedeckt. Weit weniger häufig sind Terrassenaufschlüsse mit Flugsandüberlagerung. Auf dem Material der jNT, dem Flugsand und dem Hochflutlehm sind eine Vielzahl von Bodentypen entwickelt, die in dieser Arbeit nicht alle beschrieben werden können. Insbesondere wird auf die Beschreibung der rezenten Grundwasserböden verzichtet, da hier mögliche fossile Böden durch jüngere Bodenbildung überprägt und daher nicht mehr zu beobachten sind. Die Böden in den untersuchten Kies- und Sandgruben lassen sich bei einem tiefen Grundwasserstand fast immer auf zwei Grundtypen zurückführen, die bestimmt werden durch die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins.

#### a) Die Bodenbildung aus Hochflutlehm

Der Hochflutlehm, dessen Bodenart vom schwach lehmigen Sand bis zum Lehm reicht, ist im Durchschnitt 1 bis 1,5 m mächtig und geht in einigen Gruben allmählich in die Terrassensande über; meist besteht jedoch eine scharfe Grenze zwischen Hochflutlehm und Niederterrassenschottern. Ein typisches Bild der vom Hochflutlehm bedeckten NT zeigt das

#### Profil Nievenheim (28) (s. Abb. 2)

Kiesgrube nördlich Nievenheim-Delrath zwischen Köln und Neuß, M.-Bl. Neuß (4806), 41 m über NN; aufgenommen im März 1959.

##### Profil I

A <sub>p</sub>	0— 25 cm	humoser lehmiger Sand;
A <sub>3</sub>	25— 55 cm	lehmiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 4/4-5/6);
B <sub>1</sub>	55— 85 cm	lehmiger Sand, rötlichbraun (5 YR 4/4), Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, schwach fahlgrau gefleckt;

B <sub>2</sub>	85—100 cm	sehr schwach lehmiger Sand, grau, mit wenigen dünnen rötlichbraunen Tonanreicherungsbandern (5 YR 4/4);
B <sub>3</sub>	100—120 cm	lehmiger Sand, braun, in Bändern schwach lehmig und rötlichbraun gefärbt;
DB	120—400 cm	lichtgrauer (10 YR 7/2) Sand und kiesiger Sand mit dünnen rötlichbraunen (5 YR 4/4) schwach lehmigen Bändern (Tonanreicherungsbandern);
D	400—600 cm+	Sand und kiesiger Sand in Wechsellagerung, lichtgrau (10 YR 7/2).

Aus dem Hochflutlehm hat sich eine Parabraunerde gebildet. Charakteristisch für viele Niederterrassenaufschlüsse ist die rötlichbraune Bänderung der unverwitterten Schotter und Sande, die sehr oft bis zu 10 m Tiefe reicht. Die Bänder besitzen meist 7—9% Ton und verlaufen parallel der Schichtung oder Schrägschichtung; sehr oft kommt es aber zu einer Tonanreicherung in unregelmäßigen, vertikal verlaufenden Zonen. Die Bänder sind also nach der Aufschotterung entstanden und das Ergebnis einer Bodenbildung.

Die Entscheidung, ob hier der Rest eines fossilen, später erodierten Bodens vorliegt, oder ob diese Tonanreicherung mit der rezente Bodenbildung aus dem Hochflutlehm stattgefunden hat, ist in sehr vielen Fällen schwierig. Das Profil II wurde in 2 m Entfernung von Profil I aufgenommen. Auch hier ist aus dem Hochflutlehm eine Parabraunerde gebildet worden. Im Gegensatz zu Profil I fehlen jedoch im Profil II in den Kiesen und Sanden der NT die Tonanreicherungsbandern, und die rezente Bodenbildung hat noch nicht die ganze Deckschicht erfasst:

Profil II

A <sub>p</sub>	0— 20 cm	humoser lehmiger Sand;
A <sub>3</sub>	20— 55 cm	lehmiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 4/4-5/6);
B <sub>1</sub>	55— 95 cm	lehmiger Sand, rötlichbraun (5 YR 4/4), Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeflächen;
(B)	95—110 cm	lehmiger Sand, braun, Bröckelgefüge;
C	110—120 cm	kalkhaltiger lehmiger Sand, weißlichgrau;
D	120—500 cm+	Sand und kiesiger Sand in Wechsellagerung, lichtgrau (10 YR 7/2).

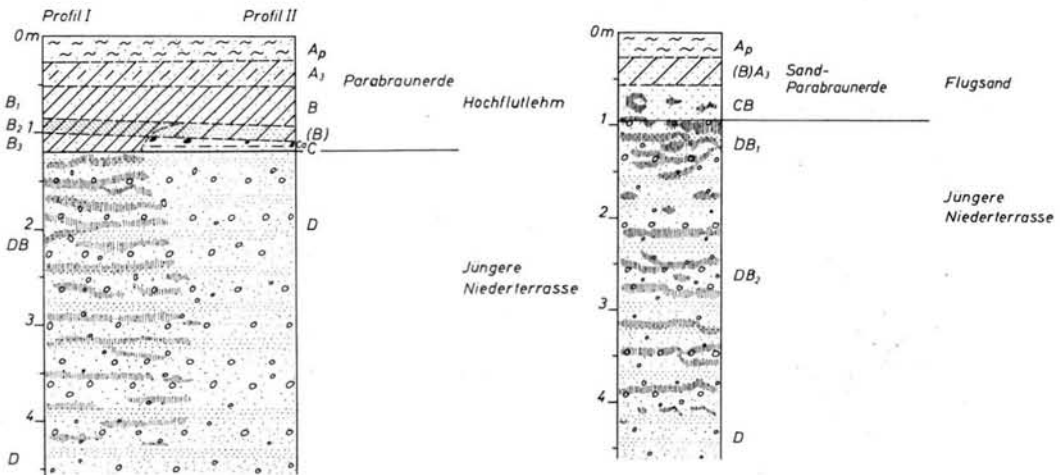


Abb. 2 (links). Profil Nievenheim. - Abb. 3 (rechts). Profil Moers.

Der Hochflutlehm ist im unteren Teil noch kalkhaltig. Dieser Kalkgehalt mit seinem hohen pH-Wert führt zu einer Flockung der Tonsubstanz, die bei der Parabraunerdebildung mechanisch auf Schwundrissen und Regenwurmröhren aus dem Ap und A<sub>3</sub>-Horizont nach unten in den verdichteten B-Horizont durchgeschlämmt wird. Dadurch wird eine weitere Wanderung der Tonsubstanz in das Terrassenmaterial hinein, wie sie im Profil I stattfindet, verhindert.



Die Korngröße des Bodenmaterials ist entscheidend für die Art des Absatzes der Tonsubstanz. In einem feinkörnigen, schweren Material findet die Wanderung und der Absatz auf Schwundrissen und Regenwurmröhren statt. In dem groben Filtergerüst der Terrassensande und -kiese können die Tonteilchen gleichmäßig zwischen den Körnern wandern und setzen sich schließlich rhythmisch wieder ab: Der B-Horizont löst sich in eine Folge dünner Bänder auf. Diese Auflösung ist besonders gut dort zu beobachten, wo der Hochflutlehm allmählich in die Terrassensande übergeht. Die rötlichbraunen Bänder in den bimsführenden Kiesen und Sanden der NT sind also keine fossile Bildung, sondern entstanden bei der Parabraunerdebildung aus dem Hochflutlehm.

#### b) Die Bodenbildung aus Flugsand

Verschieden mächtige Flugsande überlagern bei Moers, sowie in kleineren Sanddünen zwischen Neuß und Köln die NT. Auch hier unter Flugsand ist die Anreicherung der Tonsubstanz in Bändern sehr verbreitet.

#### Profil Moers (29) (s. Abb. 3)

Kiesgrube im Baerler Busch bei Moers, an der Römerstraße, M.-Bl. Moers (4505), 29 m über NN, eben, aufgenommen im März 1959.

Ap	0—25 cm	humoser Sand mit gebleichten Quarzkörnern;
(B)A <sub>3</sub>	25—60 cm	sehr schwach lehmiger Sand, gelblichbraun (10 YR 5/4);
CB	60—95 cm	Sand, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), mit wenigen unregelmäßigen Tonanreicherungsbändern, rötlichbraun (5 YR 4/4);
DB <sub>1</sub>	95—140 cm	Sand mit wenigen kiesigen Einlagerungen, bis 30 cm mächtige Tonanreicherungsbänder vorhanden;
DB <sub>2</sub>	140—400 cm	Sand, nach unten kiesiger werdend, mit unregelmäßigen, 10 cm mächtigen Tonanreicherungsbändern;
D	400—700 cm+	Sand und kiesiger Sand, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4).

Die oberen 25 cm des Bodens sind leider durch die Ackerkultur verändert. Einen Boden mit ähnlicher Profilentwicklung bezeichnet W. LAATSCH (1957, S. 244) als podsolige Braunerde, der in Nordwestdeutschland die typische Bodenbildung unter Eichen-Birkenwald darstellt.

Bei der Deutung des Profils Moers als podsolige Braunerde ergeben sich Schwierigkeiten in der Horizontbezeichnung. Unter dem Ap-Horizont folgt eine 35 cm mächtige Verlehmungszone, die nach unten in den unverwitterten Flugsand und Terrassensand übergeht. Damit ist sie als ein (B)-Horizont einer Braunerde aufzufassen. Gleichzeitig wird aus dieser Verlehmungszone und dem Ap-Horizont Tonsubstanz nach unten in die liegenden Kiese und Sande verlagert, wo sich eine in viele dünne Bänder aufgelöste Tonanreicherungszone (CB- und DB-Horizont) bildet.

Die Korngröße, der Tonmineralgehalt und das mikromorphologische Bild der Bänder stimmt mit den Tonanreicherungsbändern der Parabraunerden aus Hochflutlehm überein. Aus der Verlehmungszone wird also gleichzeitig ein Verarmungshorizont, der (B)A<sub>3</sub>-Horizont.

Hauptmerkmale des Profils sind das sandige Substrat, die Verlehmung in den Ap- und (B)A<sub>3</sub>-Horizonten und die mechanische Tondurchschlammung. Ein Boden mit diesen Kennzeichen wird entsprechend einem Vorschlag von E. MÜCKENHAUSEN (mündliche Mitteilung) als Sand-Parabraunerde bezeichnet.

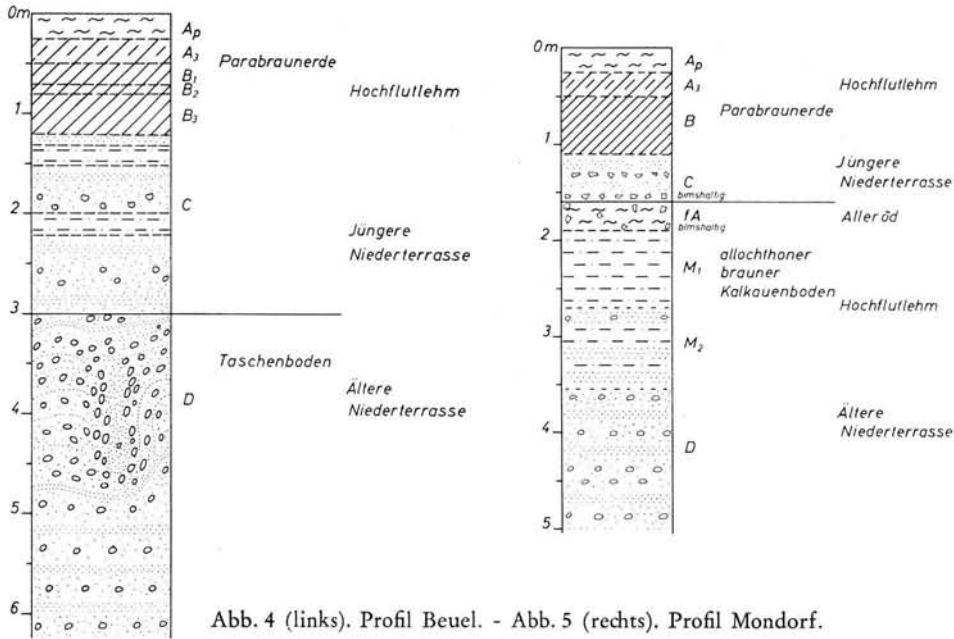
### Fossile Böden auf der Älteren Niederterrasse

#### a) Frostböden

Hochflutlehm oder Flugsand lagern im Niederrheingebiet meistens auf ungestörten, Laacher Bims führenden Kiesen und Sanden der jNT. A. STEEGER (1954) sieht so in dem Fehlen von Kryoturbationen neben der Bimsführung einen Hinweis auf die spätglaziale Entstehung der NT im Niederrheingebiet.

Die Kiesgrube Beuel bei Bonn liegt im Grenzgebiet von Mittelrhein und Niederrheinischer Bucht. Bims ist in den Kiesen und Sanden unterhalb des in 3 m Tiefe beginnenden

Taschenbodens nicht enthalten, vereinzelt wohl in den im unteren Teil sehr sandigen und kiesigen Deckschichten. Es handelt sich hier wahrscheinlich um Laacher Bims. Bimsmaterial vom Wehrer Kessel ist sehr selten und tritt im Mittelrheingebiet im unteren Teil der Kiese und Sande der äNT auf. Damit ist der Schottersockel wahrscheinlich ein Rest der äNT, während die Deckschichten oberhalb des Taschenbodens schon die jNT vertreten. Nach J. FRECHEN & G. v. D. BOOM (1959) gehört der Aufschluß insgesamt zur oNT. Die schwach bimsführenden Kiese und Sande gehen nach oben in einen sehr sandigen Hochflutlehm über, aus dem eine Parabraunerde gebildet ist.



**Profil Beuel (31) (s. Abb. 4)**

Kiesgrube Beuel bei Bonn, an der Straße nach Siegburg, M.Bl. Bonn (5208), 59,5 m über NN, eben, aufgenommen im Juni 1959.

- Ap 0—25 cm humoser lehmiger Sand;
- A<sub>3</sub> 25—50 cm lehmiger Sand, Bröckel- bis Polydergefüge;
- B<sub>1</sub> 50—70 cm lehmiger Sand, rötlichbraun (5 YR 4/4), Polydergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen;
- B<sub>2</sub> 70—80 cm lehmiger kiesiger Sand, rötlichbraun (5 YR 4/4);
- B<sub>3</sub> 80—120 cm lehmiger Sand, rötlichbraun (5 YR 4/4);
- C 120—300 cm kalkhaltiger Sand und lehmiger Sand in Wechsellagerung, nach unten zunehmend bis 20 cm mächtige Kieslinsen enthaltend, Kalkmyzelien vorhanden, wenige Bimsgerölle eingelagert, dunkelbraun (7,5 YR 4/4) und sehr fahlbraun (10 YR 7/4);
- D 300—350 cm kalkhaltiger kiesiger Sand, schwach kryoturbar gestört, wahrscheinlich sehr schwach verlehmt;
- 350—500 cm kiesiger Sand, in Frosttaschen und Tropfen ist kalkhaltiger Feinsand eingearbeitet;
- 500—1000 cm+ ungestörter kalkhaltiger kiesiger Sand.

Die Trennung von äNT und jNT bietet sich schon mit dem Auftreten des Taschenbodens auf den bimsfreien Kiesen und Sanden an. Strukturböden wurden bei der Geländearbeit sehr selten auf den bimsführenden Sanden und Kiesen der NT beobachtet. Dazu scheint eine sehr schwache Bodenbildung auf der älteren Stufe stattgefunden zu haben, da das Material in den oberen 50 cm schwach verbraunt ist.

Weitere Strukturböden wurden in folgenden Gruben gefunden: Kräftige Durchbewegung der Terrassenschotter in der Kiesgrube Kriegsdorf bei Troisdorf (M.-Bl. Wahn, 5108), Frostkeile in der Kiesgrube Zündorf (33), Taschenböden und gestörte Grundwasserhorizonte in der Kiesgrube Kapellen (M.-Bl. Mörs, 4505) und nach E. MÜCKENHAUSEN (1954) ein Strukturboden in der Kiesgrube Friesdorf (M.-Bl. Bonn, 5208). In dem frostgestörten Terrassenmaterial konnte in keiner Grube Bims beobachtet werden.

Das Vorkommen von Strukturböden kann so im Niederrheingebiet im Aufschluß eine Trennung in äNT und jNT ermöglichen.

#### b) Fossile Bodenbildung aus Hochflutlehm

Die äNT ist ebenfalls in den Kiesgruben bei Mondorf (Siegkreis) aufgeschlossen. Laacher Bims konnte hier in den Kiesen und Sanden nicht nachgewiesen werden.

#### Profil Mondorf (32) (s. Abb. 5)

Mondorf in Richtung Rheidt, nördlichste Grube, Siegkreis, M.-Bl. Bonn (5208), 55 m über NN, an einer Geländekante gelegen, aufgenommen im Juli 1960.

A <sub>p</sub>	0—25 cm	humoser lehmiger Sand;
A <sub>3</sub>	25—50 cm	lehmiger Sand, dunkelgelblichbraun (10 YR 4/4);
B	50—110 cm	lehmiger Sand, braun (7,5 YR 4/4), einzelne kiesige Einlagerungen vorhanden, Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, stellenweise Laacher Bims eingelagert, nach unten allmählicher Übergang;
C	110—160 cm	kalkhaltiger Sand und Feinsand mit Laacher Bimseinlagerungen, starke sekundäre Kalkanreicherung;
fA	160—190 cm	kalkhaltiger humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (7,5 YR 4/2), größere Laacher Bimsbrocken enthalten;
M <sub>1</sub>	190—270 cm	kalkhaltiger, feinsandiger Lehm, braun (7,5 YR 5/4), Schneckengehäuse enthalten;
M <sub>2</sub>	270—355 cm	kalkhaltiger sandiger Lehm, braun (7,5 YR 5/4), einzelne kiesige Einlagerungen vorhanden, nach unten allmählicher Übergang zu Sand;
D	355—700 cm	kiesiger Sand und Sand, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4).

Aus dem Material der äNT geht nach oben allmählich ein kalkhaltiger Hochflutlehm hervor, der oben mit einem humosen Horizont abschließt. Wohlerhaltene Schnecken-schalen treten bis unmittelbar unter dem fA-Horizont auf und zeigen, daß noch primärer Kalk enthalten ist. Daher wird dieser fossile Boden als ein allochthoner brauner Kalkauenboden bezeichnet. Braune, schwach verwitterte, bis 2 cm Durchmesser große Bimsgerölle sind in dem fossilen Humushorizont (fA) regelmäßig verteilt enthalten. In dem kalkhaltigen Material darunter konnte kein Bims mehr nachgewiesen werden. Sicherlich handelt es sich bei dieser starken Häufung des vulkanischen Materials um Laacher Bims.

In Schnüren und Bändern angereichert, tritt Laacher Bims in unverwitterter weißlich-grauer Form in Hangenden des humosen Horizonts, in dem kalkhaltigen, schwach kiesigen Sand (D-Horizont) und im unteren Teil des rezenten Bodens (B-Horizont) auf. Aus dem Hochflutlehm hat sich, wie in den übrigen Niederterrassenaufschlüssen des Niederrheingebiets, eine Parabraunerde entwickelt.

Das Bimsmaterial im fA-Horizont ist erst während der Bildung des braunen allochthonen Kalkauenbodens angelandet worden. Während des Absatzes der fM-Horizonte führte der Rhein offensichtlich kein vulkanisches Material. So liegt die Vermutung nahe, daß der Rhein vor der fossilen Bodenbildung den Laacher Bims noch nicht führte, und diese somit gleich alt ist mit dem Auswurf der trachytischen Laacher Bimsmassen.

Nach W. AHRENS (1930) hat sich der Rhein zur Zeit des großen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs bereits sehr tief, wahrscheinlich tiefer als heute, in die äNT eingeschnitten. Trotzdem hat eine zeitweilige Überflutung der äNT in der Umgebung von Bonn stattgefunden, wie die mit dem allochthonen Kalkauenboden vergesellschafteten Bimsgerölle zeigen.

Gleichfalls muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß Bimsmaterial in der Luft bis nach Bonn gelangte, so daß dieses sich bei Mondorf auf primärer Lagerstätte befinden kann.

Nach vorliegenden Altersbestimmungen mit Hilfe der  $C^{14}$ -Methode ergibt sich (J. FRECHEN 1952, F. FIRBAS 1953) ein Alter von etwa 11000 Jahren für den Laacher See-Ausbruch und damit für den gleichalten fossilen allochthonen Kalkauenboden auf der äNT.

Zur äNT gehören ebenfalls die Kiese und Sande in der Kiesgrube an der Straße Zündorf-Wahn (M.-Bl. Wahn, 5108). Das Terrassenmaterial ist oben durch eine kräftige Bodenbildung stark verlehmt. Die zeitliche Einordnung dieser Bodenbildung ist nicht möglich. Die Verwitterung während der kurzen Alleröd-Schwankung reicht nicht aus, um ein so mächtiges Bodenprofil zu schaffen. Auch mit der Braunerde auf der Krefelder Terrasse (KT) ist dieser Boden nicht zu vergleichen. Der fossile Boden ist unter 1,70 m mächtigem Hochflutlehm begraben, der während des Holozäns zu einer Parabraunerde verwittert ist und im Untergrund noch kalkhaltig ist.

### 3. Die Krefelder Terrasse (KT)

**Verbreitung und Morphologie:** Die KT hat ihre Hauptverbreitung zwischen den Städten Krefeld, Mönchen-Gladbach und Neuß; kleinere Vorkommen finden sich rechtsrheinisch zwischen Düsseldorf und Leverkusen (s. Abb. 1 und 18) und linksrheinisch zwischen Köln und Bonn. Während der vertikale Abstand der KT zur Unteren Mittelterrasse (uMT) im rechts- wie im linksrheinischen Gebiet auf der Höhe von Düsseldorf noch 10 m beträgt gegenüber nur 8 m zur NT, konvergieren nach Süden die KT und die uMT allmählich und bilden schließlich südlich von Köln eine morphologisch einheitliche Terrasse, die Talwegterrasse (=uMT) (vgl. Abb. 6).

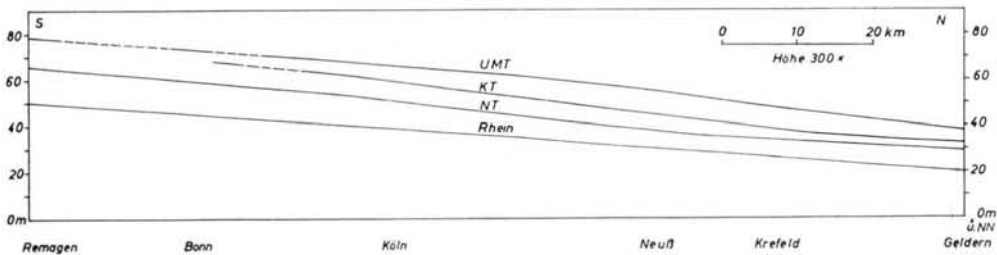


Abb. 6. Schematisches Längsprofil der Terrassen im Niederrheingebiet.

Es entsteht nun die Frage: Ist die KT lediglich eine Erosionsform in der uMT, wobei dann die südliche Fortsetzung durch die ältere Stufe gebildet wird? Oder ist die KT eine eigene Aufschüttungsterrasse, die südlich von Köln gerade das Niveau der älteren Stufe erreicht hat? Oder haben die jüngeren Schotter südlich von Köln sogar die älteren, verwitterten Schotter überdeckt? Eine Antwort auf diese Frage soll durch eingehende geologische und bodenkundliche Untersuchung der Terrassenaufschlüsse gesucht werden.

Charakteristisch für die KT ist die tischebene Oberfläche, die nur durch flache Rinnen und gelegentlich durch kleine, seichte Senken schwach gegliedert ist. Die Bezeichnungen Krefelder und Aldekerker Platte sind Ausdruck dieser starken Verebnung. K. THOME (1958, 1959) sieht daher in der KT eine Erosionsform, die durch den nach Westen abgelenkten Rhein beim Zurückweichen des Drenthe-Eises entstanden ist.

#### Die fossilen Böden auf der Krefelder Terrasse

Die Schotter und Sande der KT sind in zahlreichen Kies- und Sandgruben westlich von Krefeld, nordöstlich von Neuß und westlich von Köln gut aufgeschlossen. Fast immer überlagert in diesen Aufschlüssen ein geringmächtiger, einheitlicher Lößlehm die frischen oder bis 50 cm Tiefe schwach verlehmtten Schotter der KT. Das Profil der Kiesgrube Buscherhöfe bei Kaarst/Neuß kann als ein Normalprofil für viele Gruben gelten:

Profil Kaarst (19) (s. Abb. 7)

Kiesgrube westlich der Buscherhöfe, Kaarst bei Neuß, M.-Bl. Willich (4705), 37 m über NN., eben, aufgenommen im April 1959.

A <sub>p</sub>	0— 25 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelgelblichbraun (10 YR 4/4) (Lößlehm);
A <sub>3</sub>	25— 50 cm	feinsandiger Lehm mit einzelnen Kieselsteinen braun, (7,5 YR 4/4);
B <sub>1</sub>	50— 85 cm	feinsandiger Lehm, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, kräftigbraun (7,5 YR 5/6);
B <sub>2</sub>	85— 95 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6);
B <sub>3</sub>	95—110 cm	lehmgiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/6) und schwach lehmiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), in Wechsellagerung; in den sandigen Lagen Anreicherung von Tonsubstanz in dünnen Bändern (rötlichbraun 5 YR 4-5/4);
f(B)DB	110—145 cm	schichtungsloser, schwach kiesiger Sand, deutlich verlehmt, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), im oberen Teil bis zu 5 cm mit dem hangenden Lößlehm vermischt, an der Oberkante Steinsohle, wenige Tonanreicherungsbänder vorhanden, nach unten allmählicher Übergang;
DB	145—350 cm	ungestörter Sand und kiesiger Sand, Tonanreicherungsbänder vorhanden, stellenweise bis 5 m Tiefe;
D	350—500 cm +	kiesiger Sand und Sand, im oberen Teil stellenweise fossiler Grundwasserhorizont vorhanden (fGo).

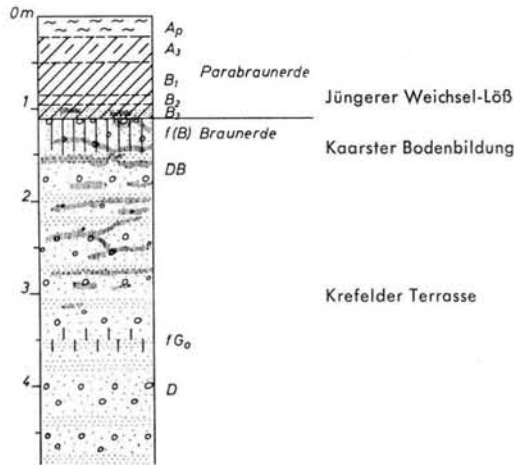


Abb. 7. Profil Kaarst.

Der die Terrassenschotter überlagernde Löß ist zu einer Parabraunerde verwittert. Dabei entstehen infolge Tondurchschlammung im Lößlehm ein einheitlicher Tonanreicherungshorizont (B-Horizont), in den Terrassenkiesen viele dünne Tonanreicherungsbänder (vgl. jNT). Aus diesem Profil ist nicht zu entscheiden, ob eine fossile, später erodierte Parabraunerde an der Bildung der Tonanreicherungsbänder beteiligt war. Aus einem Vergleich mit dem Profil Brauweiler ergibt sich, daß die Bänderung in sehr vielen Fällen z. T. auf einen fossilen, später erodierten Boden zurückzuführen ist.

Sehr oft ist die ca. 50 cm mächtige Verwitterung auf den Kiesen der KT, die nur von dem geringmächtigen jüngsten Löß bedeckt sind, nicht mehr nachweisbar. Diese Bodenbildung auf den Kiesen (f(B)-Horizont) hat vor der Ablagerung des jüngsten Lösses, der im unteren Teil unverwitterte oder nur schwach verwitterte Sandbänder enthält (B<sub>3</sub>-Horizont), stattgefunden. Typologisch ist der z. T. erodierte fossile Boden als eine Braunerde anzusprechen. In Verbindung mit dem f(B)-Horizont treten zwar meistens Tonanreicherungsbänder auf, stellenweise fehlen sie jedoch in und unterhalb dieses Horizonts. Sie sind also nicht an den f(B)-Horizont gebunden. Der in 3,5 m Tiefe vorkommende Grundwasserhorizont läßt sich im Aufschluß keiner bestimmten Bodenbildung zuordnen. Nähere Hinweise auf die zeitliche Aufeinanderfolge von Tondurchschlammung, fossiler



Braunerdebildung, Kryoturbation und Bildung von fossilen Grundwasserhorizonten bieten die Aufschlüsse westlich von Krefeld:

Profil Krefeld-Coenen (20) (s. Abb. 8)

Nordwestecke der Kiesgrube Coenen in Krefeld-Benrad, M.-Bl. Krefeld (4605), 39 m über NN, eben, aufgenommen im April 1959.

ca. 1,10 m Lößlehm ist abgetragen;

$f_1(B)/DB$	0— 15 cm	Schwach verlehmtter Sand und schwach kiesiger Sand, kryoturbat gestört, bräunlichgelb (10 YR 6/6), mit wenigen rötlichbraunen (5 YR 4—5/4) Tonanreicherungsbändern, im sandigen Material wird der Horizont bis 40 cm mächtig;
DB	15— 40 cm	kiesiger Sand, lichtgrau (10 YR 7/2), kryoturbat gestört, mit wenigen von der Frostbewegung ungestörten Tonanreicherungsbändern;
$f_2G_0$	40— 60 cm	kiesiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), kryoturbat gestört;
D	60—120 cm+	kiesiger Sand und Sand, normal, Kryoturbation verliert sich allmählich nach unten.

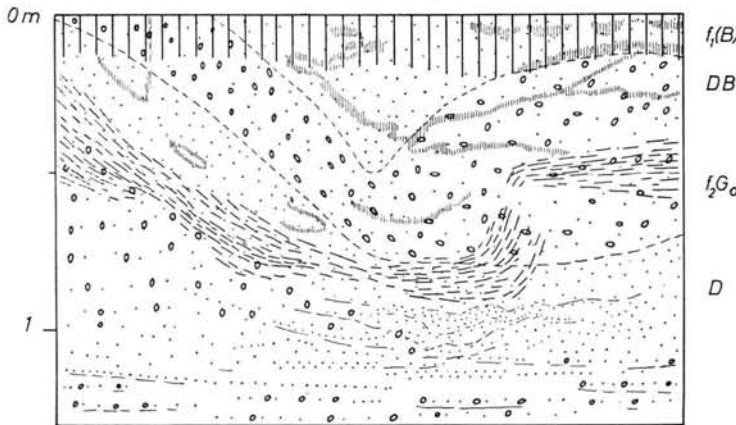


Abb. 8. Profil Krefeld-Coenen. Fossile Braunerde auf verwürgerter Krefelder Terrasse.

Die Schichtung der Terrassenschotter ist durch Kryoturbation stark gestört. Auf den gestörten Kiesen hat eine schwache Braunerdebildung stattgefunden (vgl. Profil Kaarst/Neuß). Die Tonanreicherungsbänder sind ebenfalls jünger als der Frostschubboden und sind entstanden durch Tondurchschlämmung aus der aus dem abgetragenen jüngsten Löß gebildeten Parabraunerde.

Durch die Frostbewegung gestört ist der fossile Grundwasserhorizont  $f_2G_0$ ; er gehört damit zu einer Bodenbildung, die noch vor der Kryoturbation stattgefunden hat. Später hat das Grundwasser diese Höhe während der Bodenbildung nicht mehr erreicht.

Bestätigt und ergänzt wird die bodenkundliche Deutung des Profils Krefeld—Coenen durch das

Profil Krefeld—Nellesen (21) (s. Abb. 9)

Kiesgrube Nellesen in Krefeld-Benrad, M.-Bl. Krefeld (4605), 38,5 m über NN, eben, aufgenommen im April 1959.

Ap	0— 25 cm	humoser feinsandiger Lehm;
A <sub>3</sub>	25— 65 cm	feinsandiger Lehm, Bröckel- bis Polyedergefüge, braun (7,5 YR 4/4);
B	65—105 cm	feinsandiger Lehm, Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, kräftigbraun (7,5 YR 5/6); nach unten schalten sich dünne, ungestörte Sand- und Feinsandbänder ein, sehr fahlbraun (10 YR 7/3-4) und gelb (10 YR 7/6); in den unverlehmtten Sandbändern ist stellenweise Tonsubstanz in dünnen, rötlichbraunen (5 YR 4-5/4) Bändern angereichert; Steinsohle an der Basis;

f(B)/DB	105—155 cm	wechselnd mächtiger, schwach verlehmter Sand, in Frosttaschen bis zu 1,2 m mächtig, bräunlichgelb (10 YR 6/6), von der Frostbewegung ungestörte Tonanreicherungsbänder vorhanden, rötlichbraun (5 YR 4-5/4);
D	155—300 cm	stark frostgestörter kiesiger Sand, lichtgrau (10 YR 7/2); in Frosttaschen ist dichter, etwas plastischer grauer Lößlehm in die Terrassenschotter eingestülpt worden; das Material unmittelbar oberhalb des Lößlehms ist rotbraun und fahlgrau gefleckt, nur vereinzelt treten Tonanreicherungsbänder auf;
	300—350 cm +	kiesiger Sand und Sand, lichtgrau (10 YR 7/2).

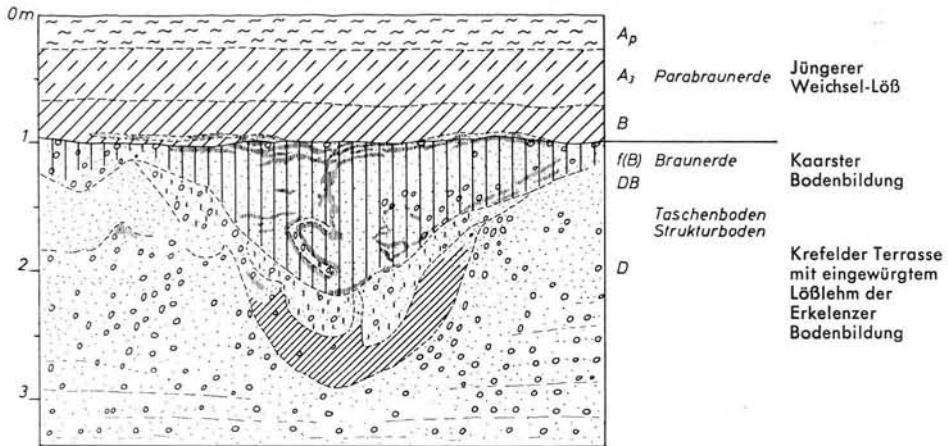


Abb. 9. Profil Krefeld-Nellessen.

Der auf der stark frostgestörten Terrasse lagernde jüngste Löß ist zu einer Parabraunerde verwittert. Die Durchschlammung der Tonsubstanz reicht bis in die Terrassenschotter hinein. Jünger als der Taschenboden ist ebenfalls die fossile Braunerde auf den Kieseln. Unverwitterte Flugsandbänder an der Basis des überlagernden Lösses zeigen auch hier, daß die Verwitterung des f(B)/DB-Horizonts fossil ist und nicht mit der Bodenbildung aus dem überlagernden Löß entstanden ist.

An der Basis von Frosttaschen findet sich oft ein mäßig plastischer Lößlehm in die KT eingestülpt. Das Material ist sehr dicht und führt zu einer schwachen Pseudovergleyung des überlagernden Terrassenmaterials.

Die kräftige Verwitterung des eingestülpten Lößlehms (bis 23% Ton) hat sicherlich stattgefunden, als das Material noch als geschlossene Decke auf den Terrassenkiesen lagerte. Der verwürgte Lößlehm ist so der Rest eines fossilen Bodens, der sich in schwach eingemuldeten Lagen auf der KT erhalten hat. In ebener Lage und in den Randgebieten der Terrasse fehlen auch diese Reste.

Damit ergibt sich für die KT im Bereich der Krefelder und Aldekerker Platte aus den beschriebenen Profilen folgende geologische Vergangenheit:

1. Ablagerung der Schotter der KT
2. Lößbildung
3. Bildung eines Grundwasserhorizonts und Erkelenzer Bodenbildung
4. Erosion des verwitterten Lößlehms bis auf einen geringen Rest
5. Bildung von Strukturböden und Einstülpung des überlagernden geringmächtigen Lößlehms
6. Bildung einer Braunerde geringer Entwicklungstiefe: Kaarster Bodenbildung
7. Winderosion und Bildung einer Steinsohle
8. Lößbildung mit vorausgehender Flugsandanwehung
9. Parabraunerdebildung aus dem jüngsten Löß und damit Ausbildung von Tonanreicherungsbändern im oberen Teil der Terrassenkiese.

Der jüngste Löß lagert meistens mit scharfer, ungestörter Grenze auf den Kiesen und Sanden der KT, an deren Oberfläche eine Steinsohle ausgebildet ist. Nur gelegentlich ist die Grenze durch schwache Frostbewegungen uneben oder schwach verwürgt. Kies- und Sandlinsen werden dabei manchmal in den hangenden Löß hineingepreßt.

Die KT zeigt sich in vielen Fällen gänzlich unverwittert. Häufig hat eine schwache Braunerdebildung stattgefunden, wenn sie nur vom jüngsten Löß bedeckt ist. Nur in besonders günstigen Fällen (vgl. Profil Brauweiler) sind noch Merkmale einer eindeutig fossilen Parabraunerde erhalten. Damit unterscheidet sich die Krefelder Terrasse deutlich von der uMT, die stets einen kräftig verwitterten braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden (vgl. uMT) trägt. Wegen des Fehlens des Interglazialbodens sind die Kiese und Sande im Profil Alfter, das sich in der gemeinsamen Fortsetzung von KT und uMT zwischen Bonn und Köln befindet, zur KT zu stellen.

Profil Alfter (14) (s. Abb. 10)

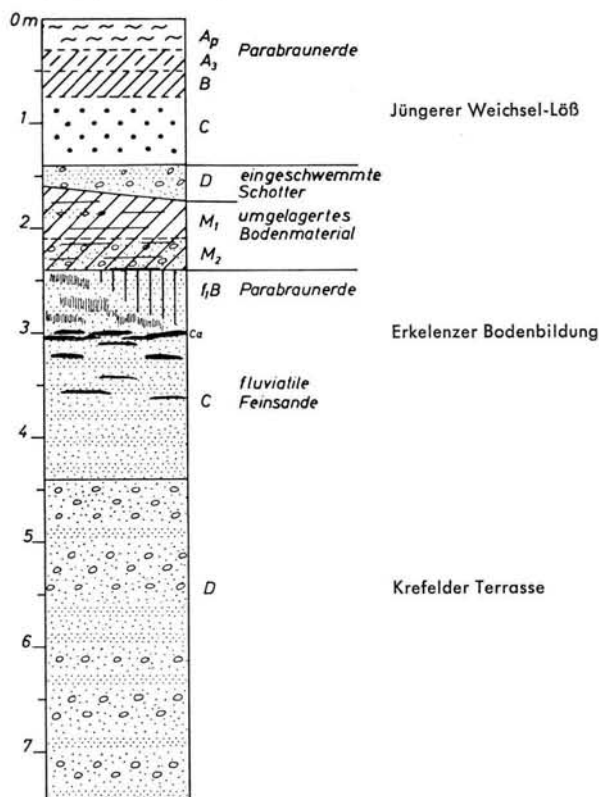


Abb. 10. Profil Alfter.

Kiesgrube am Terrassenrand östlich Alfter bei Bonn, M.-Bl. Bonn (5208), ca. 70 m über NN, aufgenommen am 16. 7. 1960.

Ap	0—30 cm	humoser feinsandiger Lehm (Lößlehm), dunkelgelblich-braun;
A <sub>3</sub>	30—50 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun, Bröckelgefüge;
B	50—75 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun, Polyeder- bis Prismengefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen;
C	75—135 cm	Löß, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4);
D	135—160 cm	kalkhaltiger kiesiger Sand und steiniger Kies, gelblichbraun (10 YR 5/4), stellenweise nur als Steinsohle vorhanden;

M <sub>1</sub>	160—210 cm	kalkhaltiger, schwach humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (7,5 YR 4/4), mit kiesigen Einlagerungen;
M <sub>2</sub>	210—240 cm	schwach lehmiger steiniger Kies, rötlichbraun (5 YR 4/4) und dunkelbraun (7,5 YR 4/4);
f <sub>1</sub> B	240—290 cm	Feinsand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), mit Tonanreicherungsbändern, stellenweise bis 50 cm verlehmt, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), mit lehmigeren Einlagerungen und Tonhäutchen auf den Gefügeaggregaten;
C	290—440 cm	kalkhaltiger Feinsand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), im oberen Teil mit starker Kalkanreicherung, im unteren Teil einige kiesige Einlagerungen vorhanden;
D	440—880 cm+	sandiger steiniger Kies.

Die Kiese und Sande (D-Horizont) sind gänzlich unverwittert. Etwas problematisch ist die Stellung der überlagernden fluviatilen Feinsande (f<sub>1</sub>B- und C-Horizont). Sie gehen allmählich aus den groben Schottern hervor und sind so wohl am ehesten als eine Hochflutbildung der KT zu deuten. Ähnliche Beobachtungen aus anderen Aufschlüssen der KT liegen nicht vor. Auf den Feinsanden ist noch der untere Teil einer fossilen Parabraunerde (f<sub>1</sub>B-Horizont) erhalten, kenntlich an Tonanreicherungsbändern, stellenweise an einer Verlehmungszone mit Tonhäutchen auf den Gefügeelementen und an der starken Kalkanreicherung an der Basis dieses Bodens.

Über der fossilen Parabraunerde aus den fluviatilen Feinsanden folgt eine starke verlehnte Schotterlage, die auf Grund ihrer Färbung als umgelagertes Bodenmaterial des braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens auf der Oberen Mittelterrasse (oMT) oder der Hauptterrasse (HT) zu deuten ist. Dieses, wie auch das folgende, braune Bodenmaterial sind sicherlich durch Solifluktion von der benachbarten Ville her herangetragen worden. Durch Einschwemmung sind die kryoturbat gestörten, schräg geschichteten Kiese und Sande des D-Horizontes unmittelbar unter dem jüngsten Löß entstanden, der im oberen Teil zu einer Parabraunerde verwittert ist.

Die uMT (= Talwegterrasse) ist in zahlreichen weiteren Kiesgruben zwischen Bonn und Köln aufgeschlossen. Häufig ist der interglaziale Boden auf dem Terrassenmaterial in typischer Ausprägung zu beobachten (vgl. uMT). Immer ist er stark gekappt, so daß nur noch der untere Teil des B-Horizonts vorliegt. In besonders kräftig erodierten Profilen fällt es schwer, ihn von jüngeren Bodenbildungen zu unterscheiden. Große Teile werden sicherlich in den randlichen Gebieten von den Schottern und Sanden der KT eingenommen. Südwestlich von Köln sind so fossile Böden verbreitet, die für die KT typisch sind.

So zeigt das Studium der Aufschlüsse in der uMT zwischen Bonn und Köln, daß diese trotz ihrer morphologischen Einheit zwei verschiedenaltige Schotterkörper enthält. Im Randgebiet zu den höheren Terrassen sind noch die durch den typischen braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden charakterisierten Schotter der uMT vorhanden (vgl. uMT). Im Randgebiet zur NT fehlt dieser Boden oft ganz (z. B. Efferen bei Köln, im Profil Alfter und östlich von Brühl), so daß hier sicherlich noch die KT enthalten ist. Damit zeigt sich, daß der Bildung dieses Schotterkörpers eine Erosion voranging, die mindestens den ca. 10 m mächtigen Interglazialboden ausräumte. Dann erreichte die erneute Aufschotterung südlich von Köln genau das Niveau der uMT.

### Die Pseudogleye auf der Krefelder Terrasse

Auf der Krefelder Platte herrschen in flachen, kleinen Geländedepressionen oft von dem beschriebenen, normalen Bild sehr abweichende bodenkundliche Verhältnisse. Schon durch die sehr dunkelgraubraune Farbe des humosen Oberbodens hebt sich das Verbreitungsgebiet dieser Böden deutlich von der dunkelgelblich-braunen Farbe der normalen Parabraunerden ab. Auf Grund ihres Profilaufbaus sind diese Böden als Pseudogleye anzusprechen.

## Profil Krefeld-Boves (22)

Kiesgrube Boves in Krefeld-Benrad, M.-Bl. Krefeld (4605), eben, in einer kleinen Mulde gelegen, 37,5 m über NN, aufgenommen im Mai 1959.

Ap	0— 25 cm	humoser lehmiger Feinsand, sehr dunkelgrau-braun (10 YR 3/2), mit wenigen Kieselsteinen durchsetzt (Lößlehm);
g <sub>1</sub>	25— 35 cm	lehmiger Feinsand mit stark wechselnder Mächtigkeit, lichtgrau (2,5 Y 7/2), unregelmäßig schwach rostbraun gefleckt;
g <sub>2</sub>	35— 60 cm	lehmiger Feinsand, lichtgrau (2,5 Y 7/2) und stark rostbraun gefleckt, polyedrisches Gefüge, auf den Gefügeelementen kräftigbrauner Eisenbelag, an der Basis Steinsohle;
g <sub>3</sub> fG <sub>0</sub>	60—130 cm	stark gestörter, schichtungsloser, schwach kiesiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/8) und lichtgrau (2,5 Y 7/2) marmoriert, eingewürgter lichtgrauer (2,5 Y 7/2) sandiger Lehm vorhanden, nach unten allmählicher Übergang zu regelmäßiger Bänderung;
fG <sub>0</sub>	130—170 cm	schwach gestörter Sand und kiesiger Sand, lichtgrau (2,5 Y 7/2) mit bis zu 20 cm mächtigen, kräftigbraunen Bändern (7,5 YR 5/8);
D	170—250 cm+	Sand und kiesiger Sand, lichtgrau (2,5 Y 7/2).

Die fossilen Grundwasserhorizonte der Krefelder Platte sind meist (vgl. Profil Krefeld—Coenen) vor der Kryoturbation der Terrassenschotter und damit vor Absatz des jüngsten Lösses gebildet worden. Das stellenweise Fehlen sowie die unregelmäßige Ausbildung des G<sub>0</sub>-Horizonts deuten auch im Profil Krefeld—Boves eine ähnliche zeitliche Abfolge an. Das heutige Grundwasser befindet sich erst in durchschnittlich 3 bis 4 m Tiefe.

Ein zeitweilig höherer Grundwasserspiegel ist auf der Krefelder Platte während des Postglazials anzunehmen; H. MERTENS (mündliche Mitteilung) bezeichnet diese Böden so als Gleye mit stark schwankendem Grundwasser. Böden mit ähnlichem Profil sind aus dem Bereich der NT bisher nicht bekannt. Obwohl sie auf Grund ihrer Horizontfolge als Pseudogleye anzusprechen sind, zeigen sie weder in der Vegetation unter Wald noch beim Ackerbau irgendwelche Anzeichen der Staunässe. Damit sind die Pseudogleye auf der Krefelder Platte als Reliktböden anzusehen, die unter heute nicht mehr gültigen Umweltbedingungen gebildet wurden.

Während kühler und feuchter Klimaperioden (z. B. jüngere Dryaszeit) hat sich über zeitweise gefrorenem Untergrund in den schwachen Geländedepressionen viel Wasser sammeln und besonders lange halten können. Dazu verhinderte gerade in den Senken die durch Frostschubböden und eingewürgten dichten Lößlehm verdichtete Terrasse ein schnelles Versickern der Feuchtigkeit.

Mit dieser kräftigen und fast ständigen Vernässung des Bodens fand eine starke Entbasung und die Herausbildung eines Pseudogleyprofils statt. Unter späteren günstigeren Klimabedingungen konnte sich in dem bestehenden sauren Milieu keine normale Parabraunerde mehr entwickeln, wie sie für die Lößgebiete der Niederrheinischen Bucht typisch ist.

Unter natürlichen Bedingungen findet in den sauren Pseudogleyen ein Zerfall der Tonminerale (pH in KCl : 3,5—4) statt. Das beim Zerfall der primären Silikate frei werdende Eisen wandert in die tieferen Bodenhorizonte und setzt sich in Konkretionen oder als kräftig brauner Belag auf den Gefügeelementen wieder ab. Durch fortwährende Auslaugung bildet sich schließlich unter dem A-Horizont eine bis zu 40 cm mächtige Bleichzone heraus, auf der örtlich unter Kiefernwald ein geringmächtiger Sekundärpodsol entstehen kann (in Aufgrabungen des Geologischen Landesamts Krefeld in der Nähe des Forsthauses bei St. Tönis sichtbar).

## Die fossilen Böden in den Deckschichten

Die KT ist zum größten Teil nur von einem 1 bis 1,5 m mächtigen Lößlehm bedeckt. Diese Decke ist während der letzten Lößbildungsperiode entstanden. In ihrem unteren Teil sind fast immer dünne Sand- und Gerölleinlagerungen enthalten, mit deren Bildung die Lösssedimentation einsetzte. W. WUNSTORF (1913) bezeichnet deshalb diesen sandigen,



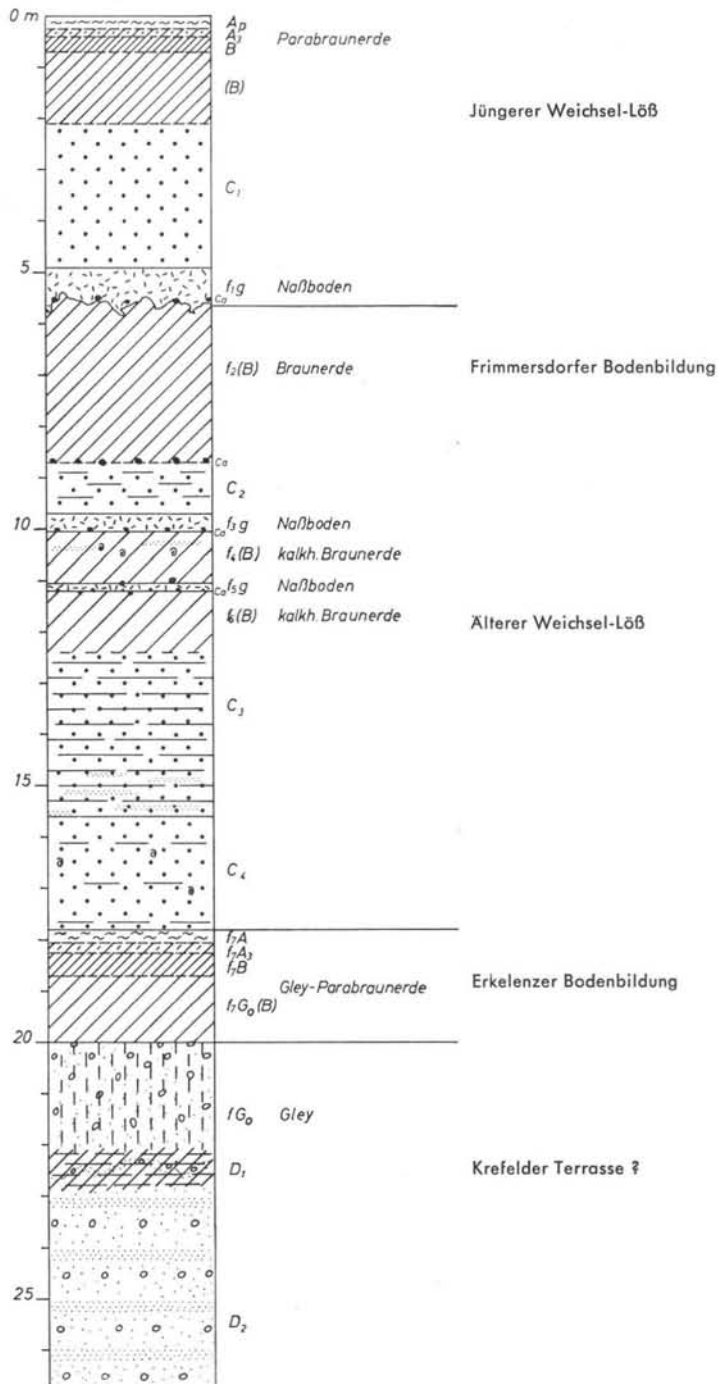


Abb. 11. Profil Frimmersdorf-West.

z. T. geschichteten Lößlehm, der auch die HT in ihrem Randgebiet überzieht, als fluviatilen Schotterlehm.

In Randgebieten der Terrasse, besonders auf der westlichen Seite, wurde mehr sandiges Material angeweht. Größere Lößmächtigkeit über den Kiesen der KT sind erst am Fuß höherer Terrassenstufen entwickelt. So sind mächtige Lößprofile entlang dem Terrassenrand der uMT auf der Linie Holzheim (Neuß) — Rheydt und bei Brauweiler westlich von Köln in Ziegeleigruben aufgeschlossen.

#### Profil Frimmersdorf-West (27) (s. Abb. 11)

Braunkohlentagebau Frimmersdorf-West, ca. 300 m südöstlich der Bundesstraße 1 bei Elfgen, M.-Bl. Grevenbroich (4905), 71 m über NN., eben, am Fuße der HT, aufgenommen am 16. 3. 1960.

Ap	0— 25 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 3/4);
A <sub>3</sub>	25— 40 cm	feinsandiger Lehm, Bröckel- bis Polyedergefüge, braun (7,5 YR 5/4);
B	40— 70 cm	feinsandiger Lehm, Bröckel- bis Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, braun (7,5 YR 5/4);
(B)	70— 210 cm	feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, rötlichgelb (7,5 YR 6/6);
C <sub>1</sub>	210— 490 cm	Löß, nach unten allmählicher Übergang zum nächsten Horizont, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), in 3,2 m Tiefe einige Lößkindel vorhanden;
f <sub>1g</sub>	490— 560 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, Lößkindel besonders im unteren Teil reichlich vorhanden, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), rostbraune Röhren und Flecken vorhanden, Liegendgrenze stark kryoturbat gestört;
f <sub>2(B)</sub>	560— 870 cm	feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (oben: 10 YR 6/8, unten 10 YR 6/6), Bröckelgefüge, oben ca. 60 cm schichtungslos, nach unten zunehmend geschichtet, an der Basis Lößkindelhorizont;
C <sub>2</sub>	870— 970 cm	Löß, deutlich sehr fahlbraun (10 YR 7/3) und bräunlichgelb (10 YR 6/6) geschichtet, Bröckelgefüge, kleine weiche Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>3g</sub>	970—1005 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm mit kleinen Lößkindeln an der Basis, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), reich an Mangankonkretionen, Bröckelgefüge;
f <sub>4(B)</sub>	1005—1105 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, oben bräunlichgelb (10 YR 6/6) und unten gelb (10 YR 7/6), wenige Mangankonkretionen und im oberen Teil sandigere Einlagerungen vorhanden, Fossilhorizont mit Lößschnecken, schichtungslos, Bröckelgefüge, Lößkindel an der Basis;
f <sub>5g</sub>	1105—1120 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, fahlbraun (10 YR 6/3), mit kleinen gelben Flecken, kleine Lößkindel an der Basis, Bröckelgefüge;
f <sub>6(B)</sub>	1120—1240 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (10 YR 6/6), nach unten gelb (10 YR 7/6) werdend, Bröckelgefüge, allmählicher Übergang zum nächsten Horizont;
C <sub>3</sub>	1240—1560 cm	Löß mit deutlicher Schichtung, bindigere, dunklere Schichten sind zwischengelagert, nach unten stellen sich immer mehr sandigere Einlagerungen ein, Farben gelb (10 YR 7/6), bräunlichgelb (10 YR 6/6) und sehr fahlbraun (10 YR 7/4), scharfe Grenze zum nächsten Horizont;
C <sub>4</sub>	1560—1780 cm	Löß, der Kalkgehalt nimmt nach unten ab, Lößschnecken vorhanden, ungeschichtet, allmählicher Übergang zum nächsten Horizont, oben gelblichbraun (10 YR 5/4), unten lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), viele Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>7A</sub>	1780—1805 cm	schwach humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 4/3), viele Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>7A<sub>3</sub></sub>	1805—1825 cm	feinsandiger Lehm, schwach plattiges Gefüge, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>7B</sub>	1825—1870 cm	feinsandiger Lehm, kräftig braun (7,5 YR 5/6), Bröckel- bis kantengerundetes Kleinpolyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen;
f <sub>7G<sub>0</sub>(B)</sub>	1870—2000 cm	feinsandiger Lehm, Polyeder- bis Plattengefüge, gelblichbraun (10 YR 5/4), rostbraun und fahlgrau gefleckt, nach unten zunehmende Fleckung und Marmorierung, Mangankonkretionen vorhanden, Liegendgrenze scharf oder schwach gewellt;
fDG <sub>0</sub>	2000—2200 cm	kiesiger Sand, im oberen Teil schwarz (Manganabsatz durch Grundwasser), im unteren Teil hauptsächlich kräftigbraun (10 YR 5/8) gefärbt (Grundwasserbildung), durch Frostbewegungen stark gestörte Lagerung;

D <sub>1</sub>	2200—2300 cm	plastischer und dichter, schwach feinsandiger Lehm mit Kieseleinlagerungen, umgelagertes Bodenmaterial, in trockenem Zustand Zerfall in kleine Polyeder, gelblichrot (5 YR 4/8), z. T. auch gebleicht;
D <sub>2</sub>	2300—2700 cm +	kiesiger Sand mit vereinzelt Grundwasserhorizonten, die Kryotur- bation verliert sich nach unten.

Die Profilentwicklung ist in diesem Aufschluß sehr unterschiedlich. Umlagerungen von Bodenmaterial sind sehr verbreitet, so daß die Löß- und Lößlehmfolge nur noch an wenigen Stellen zu gliedern ist. Das beschriebene Profil ist ein besonders günstiger Ausschnitt aus der Grubenwand.

Im Liegenden der Lössen lagern unverwitterte Kiese und Sande (Oberkante ca. 55 m über NN.), die bisweilen durch eingelagerte lößlehmartige, schluffige Lehme vertreten werden. In die Profilbeschreibung wurde eine Einlagerung von plastischem, intensiv verwittertem Lößlehm aufgenommen, die stark kryoturbiert gestört ist. Bei der unmittelbaren Nachbarschaft der HT ist es durchaus möglich, daß Bodenmaterial vom Hang her zur Zeit der Ablagerung der Schotter eingeschwemmt wurde.

G. v. D. BRELIE, K. KILPPER & R. TEICHMÜLLER (1959) rechnen die Schotter noch zur uMT; das Fehlen des braunlehmartigen Interglazialbodens, der auf der uMT sehr verbreitet ist, und die Höhenlage, die der KT näher steht als der der uMT, läßt daran denken, daß es sich auch hier um Schotter der KT handeln könnte. Über den Schottern folgt mit scharfer Grenze eine geringmächtige Lößlehmfolge, die zu einer Gley-Parabraunerde verwittert ist. Mit der Bildung dieses Bodens, der nur auf kurze Entfernung zu beobachten ist, sind wahrscheinlich die Grundwasserabsätze in den Terrassenschottern entstanden. Aus dem folgenden, stark schichtigen Löß ist eine 3,1 m mächtige Braunerde, Boden f<sub>2</sub> gebildet worden. Da der Boden f<sub>2</sub> z. T. erodiert ist, ist die typologische Ansprache nicht sicher. Lößkindel an der Basis dieses Bodens sowie die Zunahme der Farbintensität nach oben beweisen den autochthonen Charakter dieses Bodens.

Das Material des schichtigen Lösses (4,90 m — 17,70 m) ist lokal im oberen Teil nur wenig umgelagert. Daher haben sich unter der Braunerde f<sub>2</sub> noch vier weitere fossile Böden erhalten können. Die fossilen Böden f<sub>4</sub> und f<sub>5</sub> sind mit ihrer typischen rostbraunen Fleckung als Naßböden anzusprechen. Eine schwache Braunerdebildung hat jeweils unterhalb der beiden Naßböden im Bereich der Horizonte f<sub>4</sub>(B) und f<sub>6</sub>(B) stattgefunden. In beiden Horizonten nimmt die Farbintensität nach oben zu. Gut erhaltene Gehäuse von Lößschnecken zeigen, daß der Kalkgehalt z. T. noch primär ist. Daher werden die Böden f<sub>4</sub> und f<sub>6</sub> als kalkhaltige Braunerden angesprochen.

Das Vorkommen von Kalk in einem autochthonen, braunen Bodenmaterial ist überraschend. Die Verlehmung ist nur sehr gering, so daß der Kalkgehalt durchaus noch primär sein kann. Andererseits müssen wir damit rechnen, daß diese Böden bei der starken Hanglage während ihrer Entstehung durch Hangnässe immer wieder von neuem aufgekalkt wurden. Eine dritte Möglichkeit der Aufkalkung ist durch das Sickerwasser gegeben. Bei der rezenten Bodenbildung wird Kalk gelöst, abwärts geführt und sekundär in den begrabenen, fossilen Böden wieder abgeschieden. Über der Braunerde folgt als jüngstes ein schichtungsloser, sehr mächtiger Löß, auf dem eine 2,10 m mächtige Parabraunerde gebildet wurde. An der Basis dieses Lösses tritt noch einmal ein Naßboden (f<sub>1</sub>) auf, der mit der Braunerde f<sub>2</sub> stark verwürgt ist.

Wahrscheinlich haben sich während der Bildungszeit der Schichtfolge von 4,90 m bis 17,80 m Zeiten der Lößanwehung, des Bodenfließens und der Bodenbildung abgelöst. Im Schatten der benachbarten HT kam es so zur Bildung eines sehr mächtigen, schichtigen und stark gegliederten Lösses, der an anderer Stelle fehlt (vgl. Profil Kaarst/Neuß) oder nur schwach vertreten ist (vgl. die Profile Holzheim und Rheindahlen).

Weit weniger mächtig sind der schichtige Löß und der jüngste Löß in der Ziegeleigrube Dahmen bei Giesenkirchen/Rheydt.

### Profil Giesenkirchen (24) (s. Abb. 12)

Ziegeleigrube Dahmen, südlich der Straße Giesenkirchen—Mühlfort bei Rheydt, M.-Bl. Mönchen-Gladbach (4804), 54 m über NN, sehr schwach nach N geneigt, aufgenommen am 15. 3. 1960.

Ap	0—30 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelgraubraun, (10 YR 4/2);
A <sub>3</sub>	30—65 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/4);
B <sub>1</sub>	65—100 cm	schwach sandiger feinsandiger Lehm, nach unten sandiger werdend, Übergangshorizont, kräftigbraun, Bröckel- bis Polyeder-Gefüge (7,5 YR 5/6);
B <sub>2</sub>	100—135 cm	schwach lehmiger Sand (Tonanreicherungsbänder), kräftigbraun (7,5 YR 5/6), mit dünnen zwischengelagerten Sandbändern, sehr fahlbraun (10 YR 7/4);
B <sub>3</sub>	135—170 cm	Sand mit wenigen Tonanreicherungsbändern, ungestört, in Frostspalten in den nächsten Horizont hineinreichend, Steinsohle an der Basis;
f <sub>1</sub> (B) <sub>1</sub>	170—270 cm	schichtiger feinsandiger Lehm, oben bräunlichgelb (10 YR 6/6), unten lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>1</sub> (B) <sub>2</sub>	270—320 cm	feinsandiger Lehm mit Sand- und Kieseinlagerungen, an der Basis Lösskindelhorizont, gelblichbraun (10 YR 5/6);
C	320—390 cm	geschichteter Löß mit einer Steinsohle an der Basis und sandigen Einlagerungen, gelblichbraun (10 YR 5/6); in den oberen 30 cm sehr viele Lösskindel vorhanden; eine Kalkbank durchzieht den Horizont;
f <sub>2</sub> A <sub>3g</sub>	390—445 cm	dünnblättriger feinsandiger Lehm (fahlbraun) (10 YR 6/3), nach unten allmählicher Übergang, im unteren Teil auf Klüften und Gefügeflächen beginnende rostbraune Fleckung und gelblichbrauner (10 YR 5/8) Belag;
f <sub>2</sub> A <sub>3Bg</sub>	445—470 cm	feinsandiger Lehm, Übergangshorizont;
f <sub>2</sub> Bg	470—550 cm	feinsandiger Lehm, bindig, wenige Tonhäutchen auf den Gefügeelementen sichtbar, Kleinpolyedergefüge, im unteren Teil setzen Polygone ein, schwach rostbraun gefleckt, nach unten zunehmend fahlgrau gefleckt, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), allmählicher Übergang zum nächsten Horizont;
f <sub>2</sub> (B)G <sub>0 1</sub>	550—580 cm	feinsandiger Lehm, mit einer Steinsohle an der Basis und wenigen sandigen Bändern im unteren Teil, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), rostbraun gefleckt, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>2</sub> (B)G <sub>0 2</sub>	580—600 cm	lehmiger, schwach kiesiger Sand, stark kryoturbat gestört und in Frostspalten und Taschen in den nächsten Horizont hineingeknetet, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), rostbraun und fahlgrau gefleckt;
f <sub>3</sub> G <sub>0 1</sub>	600—620 cm	stark kryoturbat gestörter feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), rostbraun und fahlgrau gefleckt, auch etwas fahlbraun marmoriert (10 YR 6/3), wenig bindig und locker, undeutlich plattig absondernd, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>3</sub> G <sub>0 2</sub>	620—660 cm	feinsandiger Lehm, plattiges, grobes Polyedergefüge, Farbe wie f <sub>3</sub> G <sub>0 1</sub> , etwas bindiger und fettiger;
f <sub>3</sub> Gor	660—730 cm +	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), bräunlichgelb (10 YR 6/6) und lichtgelblichbraun (10 YR 6/4) marmoriert, geschichtet.

Durch die günstige Lage unmittelbar nördlich der uMT und östlich der HT (s. Abb. 1) haben sich in der Ziegeleigrube Dahmen zwischen Rheydt und Giesenkirchen auf der KT außerordentlich große Lößmächtigkeiten bilden und erhalten können. Infolge des bei ca. 7 m stehenden Grundwassers sind die Kiese der KT nicht mehr aufgeschlossen. Die mit dem hohen Grundwasserstand verbundene starke Vergleyung der unteren Bodenhorizonte erschwert die bodenkundliche Deutung des Profils. Die Schichtfolge fällt mit dem Gelände schwach nach Osten ab.

Als ältestes ist ein vergleyter Lößlehm aufgeschlossen (Boden f<sub>3</sub>), der von einer stark frostgestörten Fließerde überlagert wird. Hier ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob auf diesem Lößlehm eine eigene Bodenbildung stattgefunden hat. Aus einem Vergleich mit dem Profil von Wegberg (s. HT) ergibt sich aber, daß der Bildung der Fließerde (f<sub>2</sub>(B)G<sub>0 2</sub>-Horizont) wahrscheinlich die Verwitterung des liegenden Lößlehms vorausgegangen ist. Eine mögliche ehemalige Horizontgliederung des fossilen Bodens f<sub>3</sub> deutet sich vielleicht in der unterschiedlichen Struktur der Horizonte f<sub>3</sub>G<sub>0 1</sub> und f<sub>3</sub>G<sub>0 2</sub> an. Die Korngrößenanalyse zeigt nur einen unwesentlichen Unterschied.

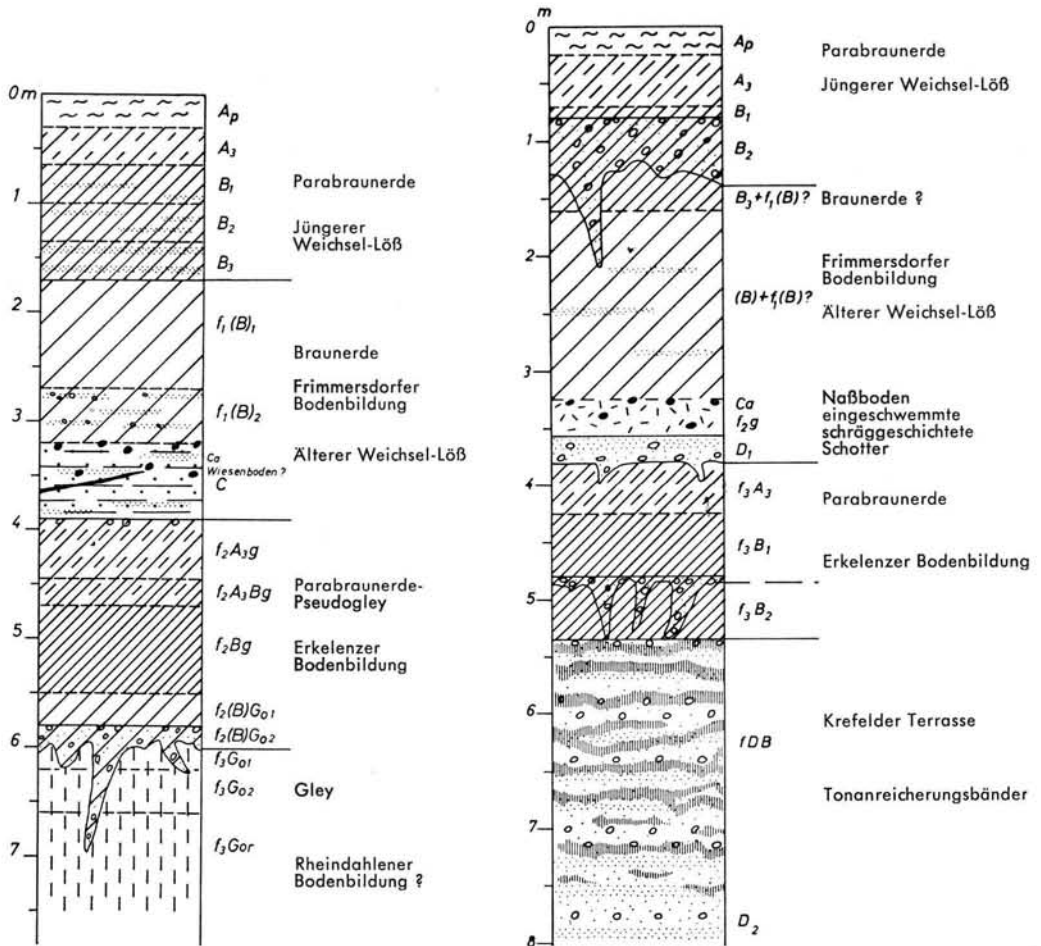


Abb. 12. Profil Giesenkirchen. - Abb. 13. Profil Brauweiler.

Der fossile Boden  $f_2$  ist ebenfalls noch von Grundwasser beeinflusst. Die Fleckung in den oberen Bodenhorizonten ist sicherlich zum Teil durch Stauflüsse entstanden, so daß der Boden auf Grund der Horizontausbildung als Parabraunerde - Pseudogley angesprochen werden muß.

Über dem Boden  $f_2$  ist ein schichtiger Löß abgelagert worden, der bis auf einen geringen Rest verlehmt ist. Bei der Verwitterung dieses Lösses zu einer Braunerde sind mächtige Lößkinder und im unverwitterten Löß eine Kalkbank entstanden; eine derart mächtige Kalkanreicherung ist im Arbeitsgebiet bei der jüngsten Bodenbildung nicht beobachtet worden. Diese starke Kalkanreicherung sowie die Zunahme der Farbintensität nach oben sind charakteristisch für diese Braunerdebildung, die der Braunerde  $f_2$  des Profils Frimmersdorf-West und der Braunerde ( $f_2$ ) des Profils Erkelenz (s. HT) entspricht. Mit der Kalkbank ist stellenweise ein sehr geringer Gehalt (ca. 0,3%) an organischer Substanz verbunden, der ebenfalls die Deutung eines Wiesenbodens für die starke Kalkanreicherung in einer Bank zuläßt.

Der Naßboden im Hangenden der Braunerde fehlt in diesem Aufschluß. Über dem schichtigen  $f_1(B)$ -Horizont folgt gleich der jüngste Löß, der im unteren Teil sehr sandig ausgebildet und zu einer Parabraunerde verwittert ist. Die rezente Bodenbildung reicht



bis in den  $f_1(B)$ -Horizont hinein. Die leuchtende Färbung dieses Horizonts ist jedoch ein deutlicher Hinweis dafür, daß die Verwitterung im wesentlichen fossil ist.

Noch geringmächtiger und noch mehr zusammengedrängt sind die fossilen Böden in dem

#### Profil Brauweiler (23) (s. Abb. 13)

Ziegeleigrube der Provinzialanstalt Brauweiler, Nordwand, M.-Bl. Frechen (5006), 58 m über NN, schwache Hanglage, aufgenommen am 8. 3. 1960.

Ap	0—25 cm	humoser feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, kräftigdunkelbraun (10 YR 3/2);
A <sub>3</sub>	25—70 cm	feinsandiger Lehm mit vereinzelt Kieselsteinen, Polyeder- bis Bröckelgefüge, dunkelbraun (7,5 YR 4/4);
B <sub>1</sub>	70—80 cm	feinsandiger Lehm mit wenigen undeutlichen Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, dunkelbraun, Übergangszone, Grenze zum Liegenden nur schwach gewellt;
B <sub>2</sub>	80—125 cm	schwach lehmiger kiesiger Sand in stark wechselnder Mächtigkeit, an der Südwand nur noch als Steinsohle erhalten, braun (7,5 YR 4/4), stark kryoturbat gestört, greift in Taschen in den Untergrund hinein, drei bis 10 cm mächtige Tonanreicherungsbänder vorhanden, gelblichrot (5 YR 4/6);
B <sub>3</sub> +f <sub>1</sub> (B)	125—160 cm	schichtiger feinsandiger Lehm mit sandigen Einlagerungen, an der Südwand schichtungslos und ohne Einlagerungen, kräftigbraun (7,5 YR 5-6/6), Bröckelgefüge, auf Klüften starke Tonanreicherung (gelblichrot, 5 YR 4/6), stark kryoturbat gestört;
(B)+f <sub>1</sub> (B)	160—360 cm	schichtiger feinsandiger Lehm mit dünnen Sandlinsen, nach unten werden die Sandbänder häufiger und schwach kiesig, an der Südwand schichtungslos und ohne Sandeinlagerungen, wenige Mangankonkretionen vorhanden, die nach unten häufiger werden, lockeres Bröckelgefüge, gelblichbraun (10 YR 5/4), an der Basis stellenweise Lößkindelhorizont;
f <sub>2g</sub>	360—380 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), rostbraun gefleckt, an der Basis ist ein bis 50 cm mächtiger, schräggeschichteter, schwach kiesiger Grobsand enthalten (fluviatiler Sand), der stellenweise mit dem Liegenden verwürgt ist (D <sub>1</sub> -Horizont);
f <sub>3</sub> A <sub>3</sub>	380—425 cm	feinsandiger Lehm, im oberen Teil kalkhaltig, viele Mangankonkretionen vorhanden, Polyeder- bis Bröckelgefüge, gelblichbraun (10 YR 5/6);
f <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	425—480 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), Bröckel- bis kantengerundetes Kleinpolyedergefüge, die unteren 20 cm sind fahlgrau gefleckt, und die Grundfarbe ist nur noch rötlichgelb (7,5 YR 6/6), deutliche Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, an der Basis Steinsohle;
f <sub>3</sub> B <sub>2</sub>	480—535 cm	feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (10 YR 6/6), stark mit Sand und kiesigem Sand verwürgt, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), mit kiesigem Sand gefüllte Frosttaschen und -spalten greifen in den Horizont hinein, Manganflecken vorhanden, das Material ist nur z. T. etwas fahlgrau gefleckt;
fDB	535—750 cm	Sand und wenig kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 <sup>5</sup> YR 7/4), mit vielen, nach unten weniger werdenden Tonanreicherungsbändern, kräftigbraun (7,5 YR 5,6);
D <sub>2</sub>	750—850 cm+	Sand und kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4).

Die innerhalb der Ziegeleigrube in einer Sandgrube aufgeschlossenen Sande und Kiese der KT sind unverwittert und zeigen keine eigene Bodenbildung. Tonanreicherungsbänder kommen bis 3 m unter der Terrassenoberkante vor. Wahrscheinlich sind sie entstanden durch Tondurchschlammung aus der Parabraunerde  $f_2$ . Möglicherweise entstammt die Tonsubstanz z. T. einer fast ganz erodierten Parabraunerde, deren Reste in dem stark frostgestörten  $f_3B_2$ -Horizont vorliegen. Das mit dem Horizont stark verwürgte kiesige Material ist dann als eine Fließerde zu deuten, die entstanden ist nach der Erosion des fossilen Bodens, zu dem das Material des  $f_3B_2$ -Horizonts einmal gehörte und vor der Bildung des Lösses, auf dem die Parabraunerde  $f_3$  gebildet wurde.

Im Profil folgen über der Parabraunerde unverwitterte, schräg geschichtete Kiese und Sande. In dieser horizontalen und regelmäßigen Ausbildung über eine Strecke von

ca. 400 m ist die Deutung als eine Bildung eines kleinen Nebenflüßchens, für den es an der heutigen Oberfläche keine Hinweise gibt, auszuschließen. So sind denn wie auf der uMT von Bonn bis Köln kurzzeitige, seitliche Einschwemmungen von der Ville her als Ursache für die Ausbildung der Schotterlage anzunehmen.

Über der Schotterlage folgt der Naßboden  $f_2$  aus Löß, an dessen Oberkante stellenweise ein mächtiger Lößkindelhorizont auftritt. Diese starke Kalkanreicherung ist sicherlich während der Bildung des fossilen Bodens auf dem streifigen Löß ( $B_3f_1(B)$ - und  $(B)f_1(B)$ -Horizont) entstanden. Ein weiterer Hinweis auf die Bildung des Bodens  $f_1$  ist die Fließerde an der Basis des sehr geringmächtigen jüngsten Lösses. Bodenfließen findet meist während eines feucht-kalten Klimas nach einer Zeit der Bodenbildung und vor der Lößbildung statt. Aus einem Vergleich mit den Profilen Frimmersdorf und Giesenkirchen ergibt sich, daß eine fossile, später überprägte Braunerde auf dem schichtigen Material vorhanden ist. Die mächtigen Lößkindel und die bis 3,5 m Tiefe reichende Entkalkung des Profils sind weitere Hinweise auf diese fossile Bodenbildung. Mit der Bildung der Fließerde ( $B_2$ -Horizont) wird schon die nächste Kaltzeit eingeleitet, in der der jüngste Löß zum Absatz kam. Aus diesem Löß wurde während des Spät- und Postglazials eine Parabraunerde gebildet, die auch den fossilen Boden  $f_1$  überprägt hat.

Nur aus der Kenntnis der mächtigen Lößprofile von Frimmersdorf und Giesenkirchen heraus ist das Profil Holzheim zu deuten.

#### Profil Holzheim (26) (s. Abb. 14)

Ziegeleigrube westlich von Holzheim bei Neuß, 51 m über NN., eben bis schwach nach N geneigt, aufgenommen am 15. 3. 1960.

A <sub>p</sub>	0—25 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelgelblichbraun (10 YR 4/4);
A <sub>3</sub>	25—50 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), Kleinpolyedergefüge,
B <sub>1</sub>	50—90 cm	feinsandiger Lehm, braun (7,5 YR 4/4), Polyedergefüge, schwache Tonhäutchen vorhanden;
B <sub>2</sub>	90—115 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6) und lehmiger Feinsand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4) in Wechsellagerung, Steinsohle an der Basis, Polyedergefüge, viele Mangankonkretionen vorhanden;
(B)	115—170 cm	feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (10 YR 6/4-6) in stark wechselnder Mächtigkeit, stellenweise nur noch 10 cm, Bröckelgefüge, schwach und unregelmäßig horizontal gestreift, wenige Mangankonkretionen vorhanden;
fA	170—240 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 4/3), Bröckelgefüge, allmählicher Übergang nach unten;
fA <sub>3g</sub>	240—250 cm	feinsandiger Lehm, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), mit wenigen rostbraunen Flecken und Mangankonkretionen;
fgB	250—290 cm	feinsandiger Lehm, braun (7,5 YR 4/4), Bröckel- bis Polyedergefüge; auf den Gefügeelementen deutliche Tonhäutchen vorhanden, schwach rostbraun gefleckt, nach unten allmählicher Übergang;
fBg	290—340 cm	feinsandiger Lehm, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), plattiges Gefüge, Tonhäutchen vorhanden, nach unten zunehmende rostbraune und fahlgraue Fleckung, Steinsohle an der Basis;
fDBG <sub>0</sub>	340—350 cm	Sand, an der Oberfläche sehr kiesig, stark rostbraun und fahlgrau gefleckt;
D	370—410 cm +	Sand mit schwacher Bänderung im oberen Teil.

Die Terrassenschotter sind vom Grundwasser beeinflusst; eine eigene Bodenbildung ist nicht zu beobachten. Der fossile Boden  $f$  stellt bodentypologisch eine Pseudogley-Parabraunerde mit scharfer Horizontgliederung dar. Starke Durchfeuchtung unter humiden, gemäßigten Klimaverhältnissen hat wahrscheinlich den gebleichten Verarmungshorizont  $fA_3g$  über dem verdichteten Anreicherungs-horizont  $fgB$  entstehen lassen (E. MÜCKENHAUSEN 1954). Dieser fossile Boden entspricht auf Grund der Profilentwicklung dem fossilen Boden  $f_7$  des Profils Frimmersdorf-West.

Der mächtige schichtige Lößlehm, der im Profil Frimmersdorf-West über dem genannten fossilen Boden liegt, ist im Profil Holzheim auf den ca. 55 cm mächtigen (B)-

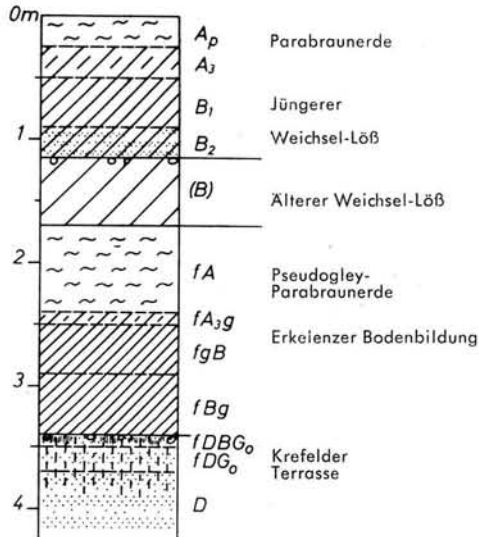


Abb. 14. Profil Holzheim.

Horizont zusammengeschrumpft. Gegen den jüngsten Löß mit seinen Sandbändern im unteren Teil wird er durch eine Steinsohle scharf abgegrenzt. Bei der geringen Mächtigkeit der einzelnen Lösses läßt sich für den unter der Steinsohle lagernden Löß kein eigener Bodentyp mehr angeben. In dem (B)-Horizont ist vielleicht der Rest eines fossilen Bodens enthalten; durch die Parabraunerdebildung auf dem jüngsten Löß ist die fossile Bodenbildung jedoch ganz überprägt worden. Der Ablagerung des jüngsten Lösses, der auch in diesem Profil im unteren Teil sehr sandig ausgebildet ist, geht eine kräftige Erosion voraus. So können die (B)-, fA<sub>3g</sub>- und fgB-Horizonte ausfallen. Das Profil der Ziegeleigrube Thelen (25) an der B 1 zwischen Holzheim und Neuß ist ähnlich aufgebaut.

**Zusammenfassung.** Für eine Gliederung der Deckschichten der KT ist ein Vergleich mit den Deckschichten der HT sehr fruchtbar. Insbesondere die später zu behandelnden Lößprofile von Wegberg (6) und Erkelenz (4) (s. HT) zeigen eine recht vollständige Profilentwicklung.

Der braunlehmartige gelblichrote Interglazialboden ( $f_4$ ) des Profils Wegberg (s. HT) oder der uMT (s. uMT) tritt im Bereich der KT nicht auf. Mit Ausnahme dieses Bodens sind alle Bodenbildungen der Deckschichten der HT auch in denen der KT nachzuweisen.

Der Erkelener Bodenbildung (Profil Erkelenz:  $f_3$ ) entsprechen mit gleichen charakteristischen Merkmalen im Bereich der KT die folgenden Bodenbildungen: Parabraunerde (Brauweiler:  $f_3$ ), Gley-Parabraunerde (Frimmersdorf-West:  $f_7$ ), Pseudogley-Parabraunerde (Holzheim:  $f$ ) und Parabraunerde - Pseudogley (Giesenkirchen:  $f_2$ ).

Die Rheindahlener Bodenbildung (Erkelenz  $f_4$ ) läßt sich im Hangenden der Krefelder Mittelterrasse nicht nachweisen. Im Profil Giesenkirchen tritt unter dem Erkelener Boden ( $f_2$ ) eine Fließerde auf, die einen älteren, stark verlehnten Lößlehm ( $f_3$ ) überlagert. Dieser Lößlehm und der Lößlehm des  $f_3B_2$ -Horizonts in Brauweiler könnten zur Rheindahlener Bodenbildung gehören. Im Profil Wegberg trennt eine Fließerde in gleicher Position zwei verschiedenaltige Lösses voneinander. Wahrscheinlich setzen sich diese Horizonte jedoch aus umgelagertem Lößlehm zusammen.

Aus dem schichtigen Löß über der Parabraunerde hat sich eine z. T. erodierte Braunerde gebildet (Brauweiler und Giesenkirchen  $f_1$ , Frimmersdorf-West  $f_2$ ). Infolge der großen Mächtigkeit sind im Profil Frimmersdorf-West unter der Braunerde  $f_2$  noch zwei Naßböden und zwei kalkhaltige Braunerden erhalten. Aus der Wechsellagerung ergibt

sich, daß die allgemein verbreitete Schichtung das Ergebnis von wiederholter Lößbildung und Bodenfließen ist. Dadurch erreicht dieser Löß nur an besonders günstigen Lagen eine größere Mächtigkeit.

Meist ist über der KT nur noch der jüngste Löß erhalten. Der Lößlehm, auf dem die fossile Parabraunerde (Brauweiler  $f_3$  und Giesenkirchen  $f_2$ ) gebildet wurde und der schichtige Löß mit der fossilen Braunerde (Brauweiler  $f_1$  und Frimmersdorf-West  $f_2$ ) haben sich nur in den Randgebieten zu höheren Terrassen erhalten oder sind sogar nur hier abgelagert worden. Auf der Krefelder und Kempener Platte konnten sich Reste dieser Böden in schwach muldigen Lagen vor der Erosion bewahren und wurden dann mit den Terrassenkiesen verwürgt. So hat die Braunerdebildung, die auf dem schichtigen Löß zu beobachten ist (Frimmersdorfer Bodenbildung), im Bereich der Krefelder Platte (s. Profil Kaarst) auf dem Terrassenmaterial selbst stattgefunden (Kaarster Bodenbildung).

Der im unteren Teil sehr sandige jüngste Löß lagert meist mit einer Steinsohle über dem schwach verwitterten schichtigen Löß oder den Kiesen und Sanden der KT. Nur im Profil Frimmersdorf fehlen die Steinsohle und die Sandeinlagerungen, so daß hier die Winderosion, die der Ablagerung der Sandlagen vorausging, nicht stattfand und der Naßboden  $f_1$  im jüngsten Löß noch erhalten ist.

Es ergibt sich damit folgende Gliederung der fossilen Böden auf der KT und ihren Deckschichten:

1. Absatz der Kiese und Sande der KT; eine eigene Bodenbildung ist unter den vollständigen Lößprofilen auf dem Terrassenmaterial nicht nachzuweisen.
5. Lößbildung (Brauweiler und Giesenkirchen), umgelagertes Bodenmaterial ?
6. Bodenbildung: Gley? (Giesenkirchen), Parabraunerde? (Brauweiler).
7. Erosion und Bodenfließen (Brauweiler und Giesenkirchen).
8. Lößbildung (in allen beschriebenen Gruben).
9. Bodenbildung: Parabraunerde (Brauweiler:  $f_3$ ), Gley-Parabraunerde (Frimmersdorf-West:  $f_7$ ), Pseudogley-Parabraunerde (Holzheim:  $f$ ) und Parabraunerde-Pseudogley (Giesenkirchen:  $f_2$ ), Erkelenzer Bodenbildung.
10. Erosion (in allen Gruben).
11. Ablagerung eines schichtigen Lösses durch wiederholte Bildung von kalkhaltigen Braunerden und Naßböden, Bodenfließen und Lösssedimentation (Frimmersdorf-West (!), Brauweiler und Giesenkirchen), Kryoturbation (Brauweiler).
12. Frimmersdorfer Bodenbildung: Braunerde.
13. Erosion (in allen Gruben).
14. Lößbildung und Bildung eines Naßbodens (Frimmersdorf-West:  $f_1$ ).
15. Winderosion und erneuter Lößabsatz mit einleitender Flugsandbildung (in allen Profilen außer Frimmersdorf-West), Lößbildung ohne Erosion (Frimmersdorf-West).
16. Bildung einer Parabraunerde (in allen untersuchten Gruben).

#### Nachweis der Krefelder Terrasse auf der rechten Rheinseite zwischen Hilden und Leverkusen

Bei der geologischen Kartierung des Meßtischblatts Hilden (4807) ergab sich südlich von Hilden folgende Terrassengliederung:

Hauptterrasse	ca. 105 m über NN.
Obere Mittelterrasse	76 m über NN.
Untere Mittelterrasse	61 m über NN.
Niederterrasse	43 m über NN.
Hochflutbett des Rheins	37 m über NN.

Die KT schien hier wie auf dem südlich anschließenden Blatt Leverkusen (4907) nicht ausgebildet zu sein.

Ein Profil der Rheinterrassenfolge zwischen Hilden und Langenfeld (s. Abb. 15) zeigt,

daß sich in dem als NT (43 m über NN.) kartierten Gebiet noch eine weitere Terrassenstufe abgrenzen läßt, die 51 m über NN liegt und im Gegensatz zur eigentlichen NT eine Flugsandbedeckung aufweist. Die Geländekante zur nächst höheren Terrasse, der uMT, ist sehr ausgeprägt. Bis zum Südteil des Blatts Hilden steigt die als NT mit Flugsandbedeckung kartierte Terrasseneinheit bis auf 54 m über NN. an.

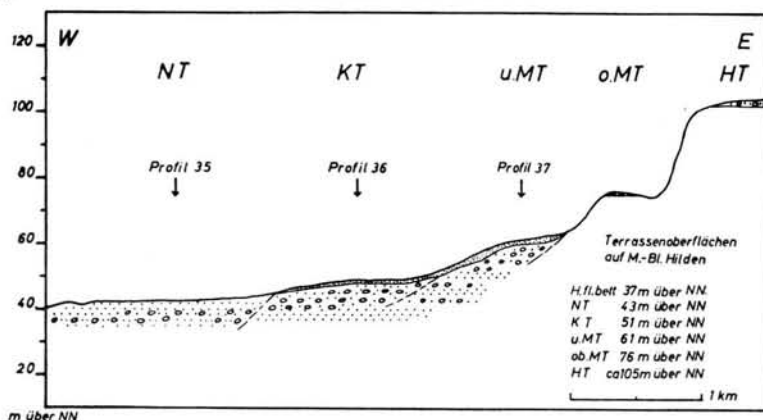


Abb. 15. Profil der Rheinterrassen südlich Hilden.

Im Nordteil von Blatt Leverkusen (4907) ist die gleiche Terrassenstufe, die hier mit einer deutlichen Geländekante von der NT abgesetzt ist, als jüngste MT kartiert worden, während die südliche Fortsetzung der uMT des Blatts Hilden nur noch stellenweise angedeutet ist.

Die auf Blatt Hilden als NT, auf Blatt Leverkusen als jüngste MT kartierte Terrassenstufe liegt zwischen der uMT und der NT. Bei einem Vergleich mit den Terrassen im linksrheinischen Gebiet ist die fragliche Terrassenstufe auf Grund ihrer Höhenlage als KT zu bezeichnen: Die KT liegt südlich von Neuß bei Neukirchen meist 50—53 m ü. NN.

Bei der geologischen und bodenkundlichen Profilaufnahme der Kiesgruben im linksrheinischen Gebiet zeigten sich klare Unterschiede in der Profilausbildung zwischen der NT, der KT und der uMT. Durch eine bodenkundliche Aufnahme der Aufschlüsse läßt sich prüfen, ob die Parallelisierung der fraglichen Terrassenstufe mit der KT zu Recht besteht.

Die Kiesgrube Langenfeld auf Blatt Leverkusen ist in ihrem Profilaufbau typisch für die Verhältnisse in der NT.

#### Profil Langenfeld (35)

Kiesgrube westlich der Straße Langenfeld-Hitdorf, an der Bahnlinie, M.-Bl. Leverkusen (4907), 44 m über NN., eben, aufgenommen im Juni 1959.

A <sub>p</sub>	0— 20 cm	humoser feinsandiger Lehm;
A <sub>3</sub>	20— 65 cm	lehmgiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/6);
B	65— 110 cm	schwach lehmiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), bis 10 cm mächtige Tonanreicherungs-bänder enthalten, rötlichbraun (5 YR 4/4);
DB	110— 260 cm	Sand und kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/3), mit regelmäßigen, rötlichbraunen (5 YR 4/4) Tonanreicherungs-bändern;
D	260—1000 cm+	kiesiger Sand und sandiger Kies, sehr fahlbraun (10 YR 7/3).

Die Schotter und Sande der NT sind unverwittert und zeigen die charakteristische bräunlichrote Bänderung der postglazialen Parabraunerde auf dem Hochflutlehm. Die Profilentwicklung entspricht also der linksrheinischen NT.

Bei der Verlegung der Nord-West-Olleitung im Herbst 1958 war die uMT südlich von Hilden in einem bis 2,5 m tiefen Graben gut aufgeschlossen. Die geologischen und bodenkundlichen Verhältnisse in diesem Gebiet sind dem Profil Egelsberg bei Krefeld



(s. uMT) sehr ähnlich, und rechtfertigen damit die stratigraphische Stellung dieser schmalen Terrassenleiste als uMT:

Profil Hilden (37) (s. Abb. 16)

Aufschluß an der Trasse der Nord-West-Ölleitung, südöstlich von Hilden bei Verlach, M.-Bl. Hilden (4807), 61,4 m über NN, eben, aufgenommen im November 1958.

Ap	0— 20 cm	humoser Sand;
(B)A <sub>31</sub>	20— 50 cm	sehr schwach lehmiger Sand, mit wenigen Kieselsteinen durchsetzt, rötlichgelb (7,5 YR 6/6);
CA <sub>32</sub>	50— 75 cm	Sand mit wenigen Kieselsteinen, an der Basis wenige Mangankongregationen, sehr fahlbraun (10 YR 7/4);
CB	75—125 cm	lehmiger Sand mit wenigen Kieselsteinen, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), mit wenigen gebleichten Flecken, (dieser Horizont ist vielleicht zugleich der Rest eines fossilen Bodens), Basisgrenze stark gewellt;
fB <sub>1</sub>	125—185 cm	lehmiger kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 4/8), plastisch und dicht, mit gebleichten, senkrechten Bahnen, die leuchtend rostbraune Ränder besitzen, schichtungslos, allmählicher Übergang zum nächsten Horizont;
fB <sub>2</sub>	185—270 cm +	schwach lehmiger kiesiger Sand mit wenigen Sandbändern, gelblichrot (5 YR 4/8), das Material wird nach unten weniger plastisch, nur stellenweise erscheint in 250 cm Tiefe schon der normalgraue, unverwitterte Terrassenkies.

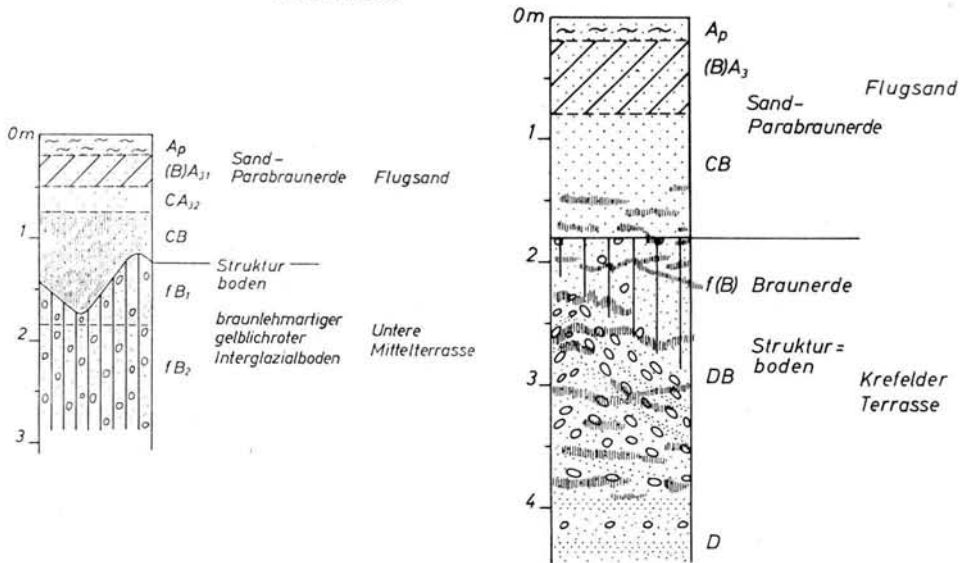


Abb. 16 (links). Profil Hilden. - Abb. 17 (rechts). Profil Richrath.

Die Schotter und Sande der uMT südöstlich Hilden sind durch eine intensive Bodenbildung zu einem braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden verwittert. Dieser interglaziale Boden scheint später nur noch wenig erodiert worden zu sein. Das Bodenmaterial ist noch sehr dicht und führt zu einer schwachen Pseudovergleyung in den unteren Partien des bis 1,5 m mächtigen Flugsands, der im Profil zu einer Sand-Parabraunerde verwittert ist. Bei einer nur 50 cm mächtigen Flugsandauflage sind Pseudogleye sehr verbreitet (W. PAAS 1959). Die Grenzlinie zwischen dem Flugsand und dem stark verwitterten Terrassenmaterial ist durch Kryoturbandation stark wellig ausgebildet. Möglicherweise ist in dem in die Terrassenschotter eingearbeiteten verlehnten Flugsandmaterial noch der Rest eines weiteren fossilen Bodens enthalten. Eine scharfe Grenze zwischen CB- und CA<sub>32</sub>-Horizont fehlt jedoch.

Die fragliche Terrasse, die auf Grund ihrer Höhenlage zur KT gestellt wurde, ist in zahlreichen Kiesgruben zwischen Hilden und Langenfeld gut aufgeschlossen.

Profil Richrath (36) (s. Abb. 17)

Kiesgrube östlich der Straße Hilden-Richrath, M.-Bl. Hilden (4807), 51 m über NN, eben, aufgenommen im Juli 1959.

Ap	0—20 cm	humoser Sand;
(B)A <sub>3</sub>	20—80 cm	sehr schwach lehmiger Sand, gelblichbraun (10 YR 5/4);
CB	80—180 cm	Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), im unteren Teil mit Tonanreicherungs-
		Steinsohle;
f(B)	180—220 cm	in Frosttaschen unterschiedlich mächtiger Sand mit einzelnen Kiesel-
		steinen, gelblichbraun (10 YR 5/4), wenige Tonanreicherungs-
		bänder vorhanden (5 YR 4/4), deutlich verlehmt;
DB	220—280 cm	kiesiger Sand, unverwittert, stark kryoturbar gestört, mit unruhig
		verlaufenden Tonanreicherungs-
D	280—500 cm+	unverwitterter Sand und kiesiger Sand.

Auf den Schottern und Sanden ist eine fossile Braunerde gebildet, die in den sandigeren Frosttaschen bis 1,20 m mächtig wird. Im Durchschnitt ist der Boden jedoch ca. 40 cm mächtig und entspricht damit den fossilen Braunerden auf der KT im linksrheinischen Gebiet (vgl. Profil Kaarst). Der Flugsand ist zu einer Sand-Parabraunerde verwittert. Tonanreicherungs-

bänder, die bei der Bildung dieses Bodens entstanden sind, reichen bis 4 m Tiefe.

Trotz fehlender Lößbedeckung gleichen sich die bodenkundlichen Verhältnisse auf der

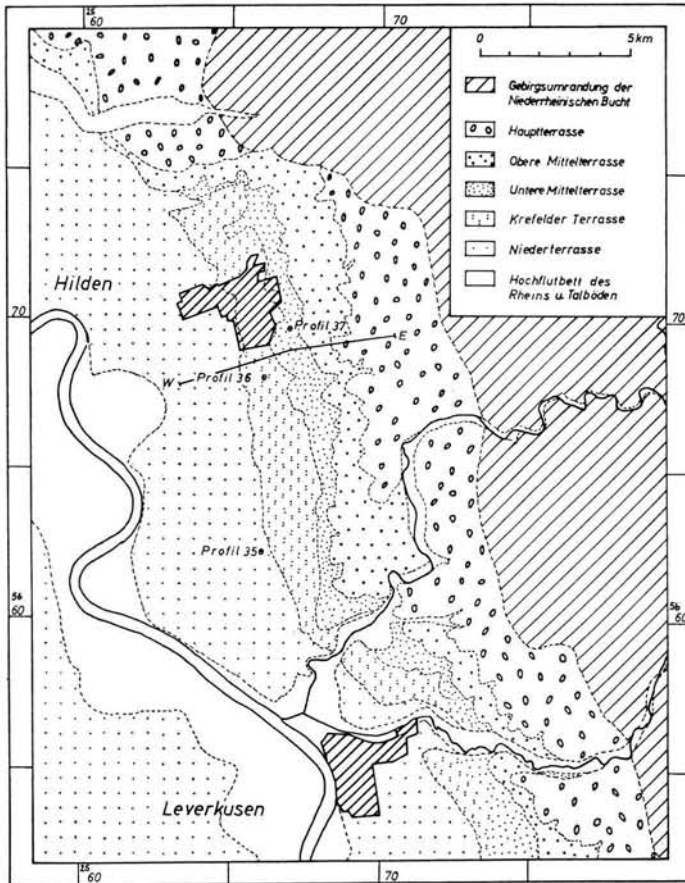


Abb. 18. Terrassengliederung auf der rechten Rheinseite zwischen Düsseldorf und Köln.

KT zwischen Hilden und Leverkusen und im Bereich der Krefelder Platte durchaus. Die Verbreitung dieser Terrasse im rechtsrheinischen Gebiet ist in Abb. 18 dargestellt.

Während nördlich der Wupper noch eine genaue Trennung von KT und uMT möglich ist, ist eine Unterscheidung zwischen Wupper und Dhünn nordwestlich von Leverkusen wegen des geringer werdenden vertikalen Abstands zwischen den beiden Stufen kaum noch möglich. Östlich von Leverkusen lassen sich die beiden Stufen nicht mehr trennen, sie konvergieren also im rechtsrheinischen Gebiet auf der gleichen Höhe wie im linksrheinischen Gebiet (vgl. Abb. 1).

#### 4. Die Untere Mittelterrasse (uMT) und die glazialen Schotter und Sande der Reißvereisung

**Verbreitung und Morphologie:** Die uMT besitzt im Niederrheinischen Tiefland beiderseits des Rheins eine große Verbreitung. Zwischen Bonn und Köln ist sie deutlich von der NT und der Oberen Mittelterrasse (oMT) abgesetzt und tritt in weiten, zusammenhängenden Flächen auf. Westlich und nordöstlich von Köln spaltet sie sich in die uMT und die KT. Die uMT besitzt eine sehr wellige und unruhige Oberfläche, und die Kiese und Sande verbergen sich im linksrheinischen Gebiet unter einer z. T. sehr mächtigen Lößdecke. Während die Terrasse linksrheinisch nur bis auf die Höhe von Neuß zu beobachten ist, ist sie rechtsrheinisch mit einigen Unterbrechungen bis Dinslaken zu verfolgen (H. W. QUITZOW 1956).

Gleichalt mit der uMT sind die Absätze der Reißvereisung i.e.S. (Drenthe). Im Ruhrgebiet konnten W. LÖSCHER (1922) und H. G. STEINMANN (1925) nachweisen, daß das Terrassenmaterial durch das Inlandeis noch gestört ist, daß es jedoch selber bereits nordisches Material enthält. Nach J. D. DE JONG (1956) setzen sich die Stauchmoränen im Niederrheingebiet fast ausschließlich aus aufgestauchten Kiesen und Sanden der uMT zusammen. Vor den Stauchmoränen haben sich Sander gebildet. Diese sind in den zahlreichen Inselbergen aufgeschlossen.

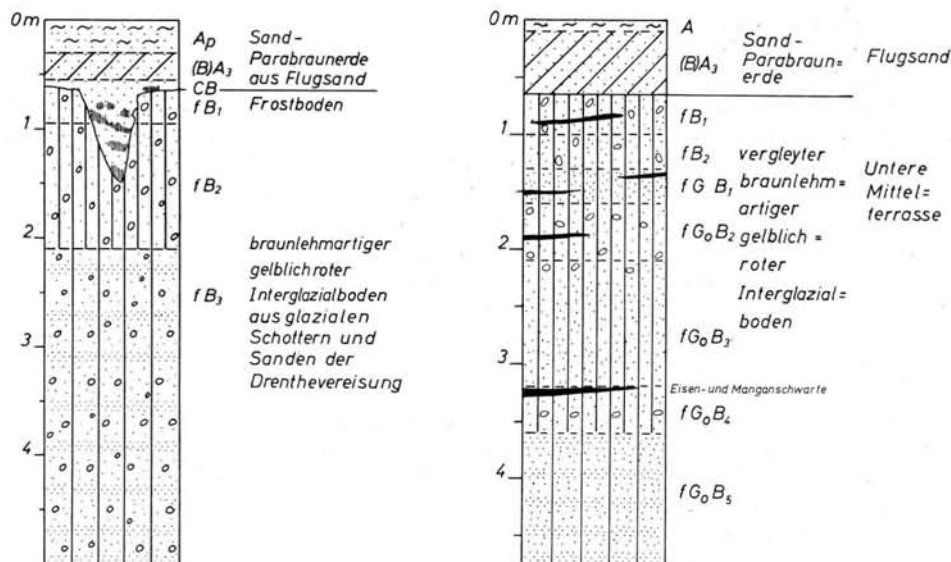
**Die fossilen Böden:** Die uMT und die glazialen Schotter und Sande der Reißvereisung sind in vielen Kiesgruben besonders im Randgebiet zu jüngeren Terrassen gut aufgeschlossen. Die bodenkundlichen Verhältnisse sind sehr einheitlich. Die fossilen Böden sind alle  $\pm$  erodiert, so daß meist nur noch die unteren Bodenhorizonte erhalten sind. Unterschiede treten nur in wenigen, durch Grundwasser beeinflussten Profilen auf. Ein wahrscheinlich nur wenig erodierter Boden ist am Egelsberg bei Krefeld aufgeschlossen.

##### Profil Egelsberg (11) (s. Abb. 19)

Müllgrube in der alten Kiesgrube am Egelsberg bei Krefeld-Traar, M.-Bl. Krefeld (4605), 42 m über NN, aufgenommen im Mai 1959.

Ap	0— 30 cm	humoser, schwach lehmiger Sand;
(B)A <sub>3</sub>	30— 55 cm	schwach lehmiger Sand, gelblichbraun (10 YR 5/6);
CB	55— 65 cm	Sand (Flugsand), lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), mit unregelmäßigen rötlichbraunen (5 YR 4/4) Tonanreicherungsbändern, in Frostspalten bis 150 cm Tiefe reichend, oberhalb der Terrassenschotter z. T. rostbraun gefleckt;
fB <sub>1</sub>	65— 95 cm	lehmiger kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 5/8), in feuchtem Zustand plastisch und klebend, trocken in kleine Polyeder zerfallend, schichtungslos;
fB <sub>2</sub>	95—210 cm	schwach lehmiger kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 5/8), schichtungslos;
fB <sub>3</sub>	210—500 cm+	Sand und kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 4/6), kräftig braun (7,5 YR 5/8) und bräunlichgelb (10 YR 6/6) gebändert, die Farbtintensität nimmt nach unten allmählich ab, Schichtung nur noch im oberen Teil schwach gestört.

Die Kiese sind durch eine intensive Bodenbildung stark verlehmt und kräftig gelblichrot gefärbt. Da das Bodenprofil nicht vollständig erhalten ist, ist eine sichere bodentypologische Ansprache nicht mehr möglich. E. MÜCKENHAUSEN (1954) bezeichnet diesen



Boden mit Vorbehalt als einen sandigen Braunlehm im Sinne W. L. KUBIĚNA's (1953), der wahrscheinlich dem Red Yellow-Podsolic soil der südöstlichen USA entspricht. Die typologischen Merkmale des Braunlehms, wie Plastizität des Bodenmaterials, große Dichte (Pseudovergleyung des überlagernden Flugsands!) und die intensive Färbung der B-Horizonte sind im Profil nachweisbar (s. HT).

Der Red-Yellow Podsolc soil der USA besitzt über dem dichten B-Horizont einen bis 30 cm mächtigen Verarmungshorizont ( $A_2$ -Horizont) und einen bis 5 cm mächtigen humosen Horizont ( $A_1$ -Horizont). Beide Horizonte fehlen im Profil Egelsberg. Stellenweise ist Flugsand mit den liegenden Schottern verwürgt, so daß hier der Eindruck von der Anwesenheit eines  $A_2$ -Horizonts entsteht. Die röntgenographische Untersuchung der Tonsubstanz hat ergeben, daß die Bodenbildung auf den Kiesen und Sanden der Drenthe-Vereisung nicht identisch ist mit dem Red-Yellow Podsolc soil. Dieser Boden der USA besitzt in der Tonfraktion ein Si/Al-Verhältnis von annähernd 2 : 1; die Tonminerale gehören in der Hauptsache der Kaolinit-Halloysit-Gruppe an. Die fossilen Böden des Arbeitsgebiets besitzen jedoch neben Kaolinit einen beträchtlichen Gehalt an Illit und Muskowit (vgl. die Röntgenanalyse). Die mikromorphologischen Untersuchungen zeigen wiederum enge Beziehungen zu den Braunlehmen an. Daher wird bei der bodentypologischen Ansprache dieser Böden der neutrale Begriff „braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden“ verwendet. Der über der Terrasse lagernde Flugsand ist zu einer Sand-Parabraunerde verwittert. Rötlichbraune Tonanreicherungsbander treten nur in Frostspalten deutlicher in Erscheinung. Weniger typisch sind die interglazialen Böden im nördlichen Niederrheingebiet ausgebildet; Verlehmung und Färbung sind nicht so kräftig (z. B. in der Kiesgrube zwischen Keppeln, Üdem und Goch (13) im Reichswald im Kreise Kleve). Die Böden sind hier vielleicht stärker erodiert worden; möglicherweise deutet sich hier schon eine regionale Klimaänderung an.

Gut ausgeprägt ist dagegen die intensive Verlehmung und Färbung in der Kiesgrube unterhalb der Ziegeleigrube Weglau bei Koblenz-Metternich (Profilbeschreibung bei H. REMY & W. PAAS 1959).

Die Bodenbildung auf der uMT sieht der Bodenbildung auf der HT und der oMT

sehr ähnlich; Plastizität, Verlehmung und Färbung des Bodens auf der jüngeren Terrasse sind jedoch geringer (vgl. Korngrößenanalyse und Dünnschliffuntersuchungen).

Die beschriebenen Profile stellen die normale, auf der uMT vorherrschende Bodenbildung dar. Abweichungen von dieser normalen Ausbildung stellen sich ein, sobald die Böden unter stärkerem Grundwassereinfluß gebildet wurden, oder wenn sie nachträglich in den Schwankungsbereich des Grundwassers gelangten.

Grundwassereinfluß müssen wir bei der Herausbildung vieler Bodenprofile auf der rechten Rheinseite zwischen Troisdorf und Köln annehmen. Merkmale dieser vom Grundwasser geprägten Interglazialböden sind: stellenweise Bleichung des Bodenmaterials durch Reduktion und Fortführung der Ton- und Eisensubstanz, Absatz von Eisen- und Manganverbindungen in verhärteten, schwarzen und rostbraunen Krusten und Schwarten und Bildung von Grundwasserhorizonten (Go-Horizonte), die sich durch ihre stumpfgelbe Farbtonung von den echten Verwitterungshorizonten unterscheiden.

Die Krustenbildung ist jedoch kein ausschließliches Merkmal für Grundwasserbildung. Nach E. MÜCKENHAUSEN (1950, 1954) können sie ausgefallte Verwitterungslösungen darstellen. Immer sind sie aber an Stellen größerer Feuchtigkeit (z. B. Hanglage) gebunden. In ebener Lage konnten sie bei fehlenden Grundwasserhorizonten trotz starker Verdichtung selbst auf dem Material der HT nicht beobachtet werden.

Ein anschauliches Bild der sekundär vergleyten braunlehmartigen gelblichroten Interglazialböden vermittelt das

Profil Brück (16) s. Abb. 20)

Kiesgrube bei Brück/Köln-Mülheim, M.-Bl. Mülheim/Köln (5008), 61 m über NN, Hang zur NT, aufgenommen im Juni 1959.

A	0—10 cm	humoser, schwach lehmiger Sand mit wenigen Kieselsteinen durchsetzt (Flugsand);
(B)A <sub>3</sub>	10—65 cm	schwach lehmiger Sand mit allmählichem Übergang zur Terrasse;
fB <sub>1</sub>	65—100 cm	schwach lehmiger kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 4/8), mit wenigen schwarzen Krusten; Kryoturbation vorhanden;
fB <sub>2</sub>	100—130 cm	kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 5/8);
fGoB <sub>1</sub>	130—160 cm	schluffiger Sand, bräunlichgelb (10 YR 6/8) mit schwarzen Krusten;
fGoB <sub>2</sub>	160—210 cm	kiesiger Sand, gelblichrot (5 YR 5/8), mit schwarzen Krusten, gestörte Lagerung;
fGoB <sub>3</sub>	210—320 cm	schwach lehmiger Sand, gelblichrot (5 YR 5/8), z. T. auch dunkler und heller gebändert und stumpfgelb getönt;
fGoB <sub>4</sub>	320—360 cm	kiesiger Sand, dunkelrötlichbraun (2,5 YR 3/4) und wenig gelblichrot gefärbt (5 YR 5/8), oben mit einem ca. 10 cm mächtigen schwarzen Band;
fGoB <sub>5</sub>	360—460 cm +	lehmiger Feinsand, gelblichbraun (10 YR 5/6).

Die Verknüpfung von Krustenbildung und Grundwasser wird besonders in der Kiesgrube Lind bei Wahn offensichtlich, wo der Abbau bis zum Grundwasserspiegel geht. Unmittelbar oberhalb des Grundwasserspiegels befinden sich schwarze Eisen- und Mangankrusten; linsenförmig in diese Schwarten ist stumpfgelblichrotes Bodenmaterial eingeschlossen.

**Zusammenfassung.** Die typische Bodenbildung der uMT ist ein braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden, der morphologisch dem sandigen Braunlehm im Sinne W. L. KUBIĚNA's oder dem Red-Yellow Podsolc soil der südöstlichen USA nahe steht. Durch Grundwasser wird dieser Boden bisweilen überprägt. Eisen- und Manganswarten und Grundwasserhorizonte sind Ausdruck dieser sekundären Vergleyung. Die ähnliche Bodenbildung auf der HT und der oMT ist im Vergleich zu der auf der uMT, der Frechener Bodenbildung (s. unten), noch wesentlich kräftiger.

**Die fossilen Böden in den Deckschichten**

Das Profil Frechen liegt auf der uMT; nur noch schwach ist die KT abgesetzt.

Profil Frechen (17) (Abb. 21)

Ziegeleigrube nordöstlich von Frechen, M.-Bl. Frechen (5006), 68 m über NN, sehr schwach nach O geneigt, aufgenommen am 17. 7. 1960. Profilaufbau der Deckschichten in der Ziegeleigrube:



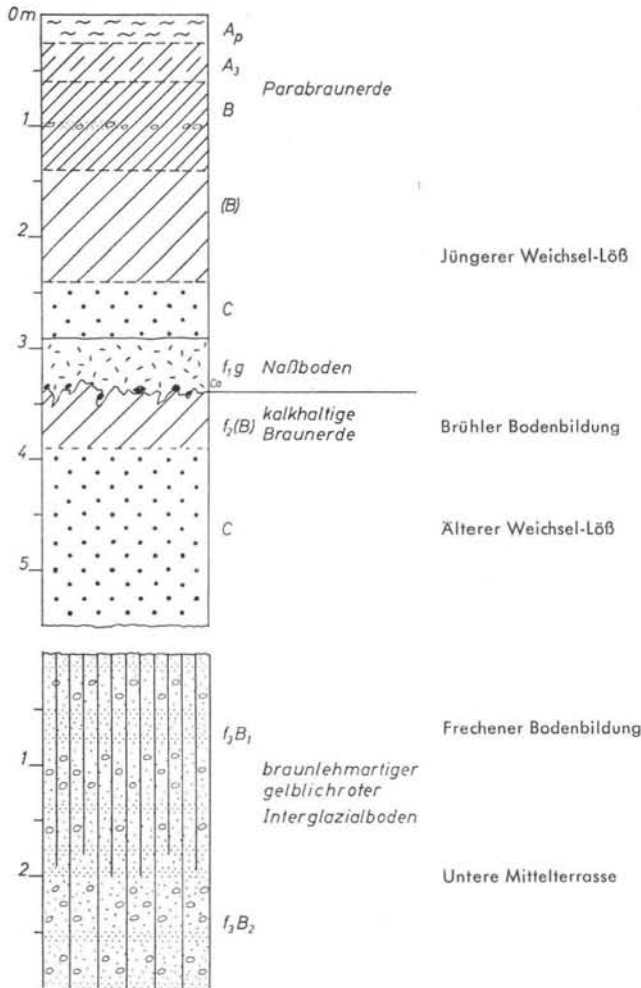


Abb. 21. Profil Frechen.

Ap	0— 25 cm	humoser feinsandiger Lehm;
A <sub>3</sub>	25— 60 cm	feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, braun;
B	60—140 cm	feinsandiger Lehm, Polyedergefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, kräftigbraun, bei 100 cm sandige und schwach kiesige Einlagerungen vorhanden, die nach N. sehr mächtig werden;
(B)	140—240 cm	feinsandiger Lehm, braun, Bröckelgefüge;
C	240—290 cm	Löß, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4);
f <sub>1g</sub>	290—340 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), schwach rostbraun und fahlgrau gefleckt, an der Basis Lößkindel vorhanden, mit dem Liegenden stark verwürgt;
f <sub>2</sub> (B)	340—390 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5—6/4), die oberen 10 cm sind bräunlichgelb (10 YR 6/8) gefärbt, Bröckelgefüge;
C	390—550 cm +	Löß, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), schwach gestreift.
<b>Profilaufbau der Terrasse in der Kiesgrube:</b>		
f <sub>3</sub> B <sub>1</sub>	0—200 cm	lehmiger kiesiger Sand, geblichrot (5 YR 5/6), mit vielen lehmigeren Einlagerungen (5 YR 4/6), nach unten allmählicher Übergang;
f <sub>3</sub> B <sub>2</sub>	200—300 cm +	schwach lehmiger kiesiger Sand, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), weniger stark gebändert.

Auf dem Schotterkörper ist noch deutlich der untere Teil des B-Horizonts eines braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens zu erkennen. In der Kiesgrube werden die Schotter überlagert von dem jüngsten Löß, auf dem im unteren Teil ein Naßboden ( $f_{1g}$ -Horizont) und oben die rezente Parabraunerde ausgebildet sind. Vollständiger ist das Lößprofil in der Ziegeleigrube, wo es nach unten durch eine stark verwürgte, kalkhaltige Braunerde ( $f_2(B)$ -Horizont) aus einem streifigen Löß ergänzt wird.

Die Ziegelei zwischen Kendenich und Kalscheuren (18) liegt schon südlich der Vereinigung der KT und uMT. Auch hier sind die Schotter kräftig verwittert; zum Unterschied vom Profil Frechen ist jedoch der Boden durch Grundwasser sekundär stark verändert, so daß bodentypologisch ein vergleyter braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden mit den typischen Merkmalen wie Dichte, Plastizität und Färbung vorliegt.

#### Profil Kalscheuren (18) (s. Abb. 22)

Alte Kies- und Lehmgrube der Ziegelei zwischen Kendenich und Kalscheuren, M.-Bl. Brühl (5107), 60 m über NN, sehr schwach nach O geneigt, aufgenommen am 19. 7. 1960:  
Ap 0—25 cm humoser feinsandiger Lehm (Lößlehm);

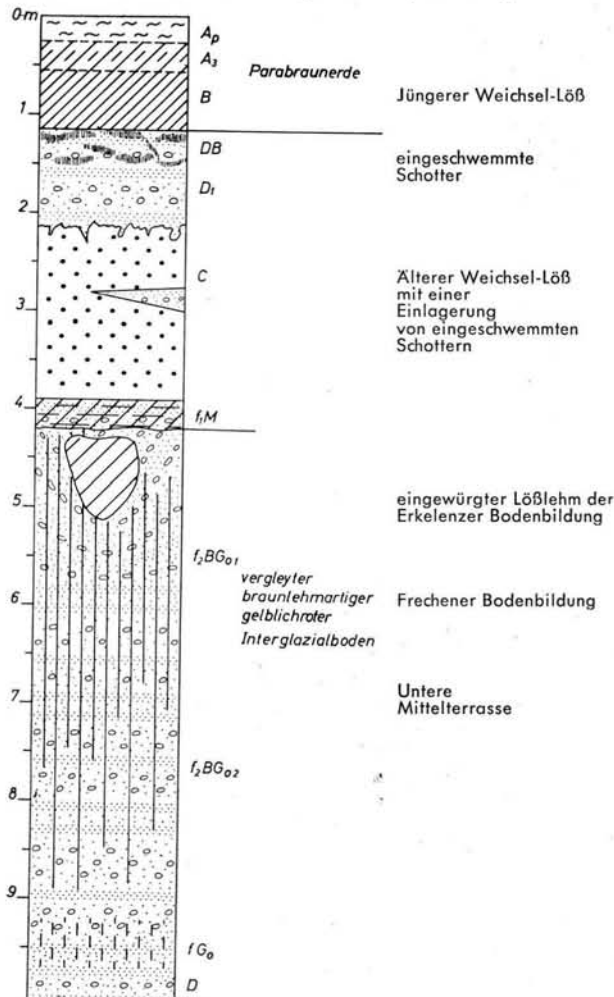


Abb. 22. Profil Kalscheuren.

A <sub>3</sub>	25— 55 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/4) Bröckelgefüge;
B	55—115 cm	feinsandiger Lehm, nach unten sandig werdend, Grenze zum Liegenden nicht scharf, braun;
D <sub>1</sub>	115—215 cm	schräg geschichteter kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), im oberen Teil mit Tonanreicherungsbändern (DB-Horizont), Grenze nach unten stellenweise kryoturbat gestört;
C	215—390 cm	Löß, nur stellenweise entkalkt, sehr fahlbraun (20 YR 6/3), im unteren Teil etwas dunkler gefärbt (10 YR 5/4), Schottereinlagerungen vorhanden;
f <sub>1</sub> M	390—420 cm	lehmiger kiesiger Sand, geschichtet, gelblichbraun (10 YR 5/6), Grenze nach unten scharf;
f <sub>2</sub> BGo <sub>1</sub>	420—750 cm	lehmiger kiesiger Sand, kräftig braun (7,5 YR 5/8), mit lehmigeren dunkelrötlichbraunen Bändern und dünnen schwarzen Eisen- und Manganschwarten; besonders im oberen Teil sind die Kiese wieder stellenweise normalgrau gefärbt. In die Terrassenschotter eingewürgt ist ein wenig bindiger, rostbraun und stark fahlgrau gefleckter feinsandiger Lehm;
f <sub>2</sub> BGo <sub>2</sub>	750—870 cm	kiesiger Sand, kräftig braun (7,5 YR 5/6) mit dünnen rötlichbraunen (5 YR 5/8) Bändern;
D <sub>2</sub>	870—950 cm +	kiesiger Sand, normalgrau, mit einem fossilen Grundwasserhorizont im unteren Teil (fGo-Horizont).

In die Schotter ist in Frostaschen ein wenig bindiger, pseudovergleyter Lößlehm eingewürgt. Möglicherweise ist dieser Lößlehm bei der gleichen Bodenbildung verwittert worden wie das stark kiesige, braune, umgelagerte Bodenmaterial (f<sub>1</sub>M-Horizont) unmittelbar im Hangenden der Terrassenschotter. Dieser Boden auf Löß ist zu Beginn der nächsten kalten Phase bis auf einen Rest erodiert und dann in Frostaschen in die Terrassenschotter eingestülpt worden. Fließendes Wasser scheint an der Erosion und an der Umlagerung des Bodenmaterials mitgewirkt zu haben.

Unverwitterte Kiese und Sande treten in und auf dem folgenden, etwas streifigen Löß auf, der nur stellenweise entkalkt und schwach verlehmt ist. Über den Schottern lagert schließlich ein geringmächtiger und sehr sandiger jüngster Löß, der zu einer Parabraunerde verwittert ist. In diesem Profil zeigt sich also, daß nach dem Absatz und der Verwitterung mindestens eines Lösses kurzfristige Einschwemmungen, kenntlich an den Schotterlagen, während der Ablagerung eines streifigen Lösses stattgefunden haben.

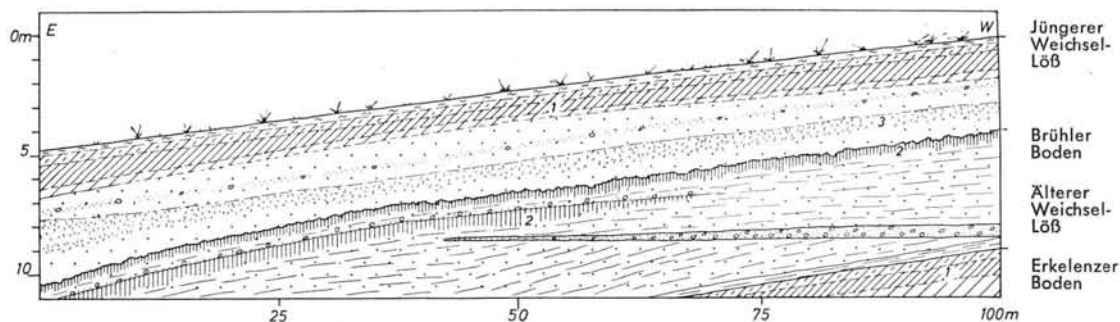


Abb. 23. Profil an der Südwand der nördlichen Ziegeleigrube Brühl.  
1 Parabraunerde, 2 kalkhaltige Braunerde, 3 Naßboden.

Schräggeschichtete Kiese und Sande im Hangenden einer fossilen Parabraunerde aus Löß finden sich ebenfalls in den Ziegeleigruben bei Brühl (15) (s. auch H. REMY 1960b). Die Aufschlüsse liegen mit 80 und 90 m über NN. schon im Hang zur oMT (s. Abb. 23). Die fossile Parabraunerde wird auf Grund ihrer bodenkundlichen Merkmale mit der Parabraunerde f<sub>3</sub> des Profils Erkelenz (vgl. HT) parallelisiert. Darüber folgen, in einem etwas streifigen Löß eingelagert, fluviatile Kiese und Sande. Durch eine Steinsohle und eine kalkhaltige Braunerde wird dieser Löß in 2 Teile gegliedert. Die Grenze zum jünger-

sten Löß wird durch eine mit dem hangenden Löß stark verwürgte, kalkhaltige Braunerde gebildet. Der jüngste Löß besitzt, wie im Profil Frechen (17), im unteren Teil einen mächtigen Naßboden und im mittleren Teil eine Flugsandeinlagerung. Durch die spät- und postglaziale Bodenbildung ist er zu einer fast 2 m mächtigen Parabraunerde verwittert.

**Zusammenfassung.** Für das Studium der Deckschichten bietet die uMT keine günstigen Voraussetzungen. In den meisten Aufschlüssen sind die Terrassenschotter nur von dem jüngsten Löß bedeckt. Erst im Hang zu der oMT stellen sich vollständigere Profile ein. Die fossile Parabraunerde im Profil Brühl wird mit dem Boden  $f_3$  des Profils Erkelenz parallelisiert. Gleichalt mit diesem Boden sind möglicherweise die stark erodierte Parabraunerde auf den fluviatilen Feinsanden im Profil Alfter ( $f_{1B}$ -Horizont) (s. KT) und ebenfalls die Bodenbildung auf dem stark pseudovergleyten, in die Terrasse eingewürgten Lößlehm im Profil Kalscheuren (Erkelener Bodenbildung).

Mit der Klimaverschlechterung zu Beginn der nächsten Kältephase wurde der gebildete Boden bis auf geringe Reste erodiert. Das Bodenmaterial der Profile Alfter ( $M_1$ -Horizont) und Kalscheuren ( $f_1M$ ) ist wahrscheinlich das Produkt dieses Umlagerungsprozesses.

Dann erfolgte der Absatz eines streifigen Lösses (Brühl, Kalscheuren, Frechen), der oberflächlich zu einer kalkhaltigen Braunerde verwittert ist (Brühler Boden). Eine weitere kalkhaltige Braunerde gliedert im Profil Brühl den schwach streifigen Löß noch einmal in zwei Teile. In diesem Löß sind zwischen Bonn und Köln in verschiedener Position schräg geschichtete, unverwitterte Kiese und Sande eingelagert: In Brühl finden sie sich unmittelbar über der Parabraunerde und im unteren Teil des streifigen Lösses, im Profil Kalscheuren treten sie zwischen dem streifigen und dem jüngsten Löß auf; unterhalb des jüngsten Lösses werden sie ebenfalls im Profil Alfter beobachtet. Zwischen der Bildung der fossilen Parabraunerde und der Bildung des jüngsten Lösses sind mit einem streifigen Löß über der uMT von Bonn bis Köln schräg geschichtete Kiese und Sande abgesetzt worden.

Die Deutung dieser Schotterlagen als Hochflutbildungen des Rheins ist wenig glaubhaft. Wahrscheinlicher ist die Annahme, daß die Kiese und Sande seitliche Einschwemmungen von der benachbarten Ville her darstellen. Zur Klärung dieser Frage wurden Schwermineralanalysen aus den Schotterlagen in Brühl und Kalscheuren durchgeführt, die freundlicherweise Dr. H. GEWEHR ausführte. Alle vier untersuchten Streupräparate zeigten eine Schwermineralführung, wie sie für die HT typisch ist. Pyroxene konnten nur ganz vereinzelt nachgewiesen werden; Turmalin, Granat, Epidot und Zirkon stellen den Hauptanteil.

Eine Überflutung der älteren Lößgebiete durch den Rhein im Bereich der uMT nördlich von Bonn nahm E. ZIMMERMANN (1918) an. In weiter Verbreitung fand er hier eine bis 2 m mächtige Schottereinlagerung zwischen zwei verschiedenaltigen Lößstufen, die er beide mit dem „jüngeren“ Löß des nördlichen Niederrheingebiets parallelisierte.

H. BREDDIN (1925) faßt dagegen die von E. ZIMMERMANN beobachtete ältere Lößstufe als eine Lehmeinlagerung in der uMT auf. Wie der „jüngere“ Löß nur außerhalb der NT verbreitet ist, so soll der „ältere“ Löß die uMT meiden.

Der jüngste Löß ist durch einen Naßboden (Frechen, Brühl) und durch Flugsandeinlagerungen im mittleren Teil gegliedert. Während des Spätglazials und des Holozäns verwitterte er zu einer Parabraunerde.

## 5. Die Obere Mittelterrasse (oMT)

**Verbreitung und Morphologie:** Die oMT tritt rechtsrheinisch als eine schmale Terrassenleiste unterhalb der HT von Bonn bis Duisburg am Gebirgsrand entlang auf. Linksrheinisch erreicht sie nach H. W. QUITZOW (1956) südöstlich von Grevenbroich und nach W. MONREAL (1959) bei Straelen auf dem Viersener Halbhorst eine größere flächenhafte Verbreitung.

Der Leuzitphonolithuff in den Mittelterrassenkiesen bei Gohr n. Neuß. Die Schotteroberkante im Aufschluß Gohr nördlich von Neuß liegt mit 61 m über NN im Niveau der uMT unmittelbar am Abfall zur NT (s. Abb. 1). Nach Westen steigt das Gelände allmählich zu einer kleinen Insel aus oMT an. R. VINKEN (1959) stellte das Schottermaterial auf Grund der starken Augitführung (z. T. 60—70% vulkanische Mineralien) zur uMT. Ein ähnlich hoher Gehalt an vulkanischen Mineralien herrscht nach R. VINKEN in dem Terrassenmaterial des Aufschlusses Anstel, der daher gleichfalls zur uMT gestellt wurde, obwohl er wenige Kilometer weiter nördlich im Hang von der oMT zur NT liegt. Der sehr hohe Gehalt an Brauner Hornblende (bis 29%) und der niedrige Quarzgehalt sollen durch Umlagerung der weiter südlich anstehenden oMT entstanden sein.

Bei der bodenkundlichen Profilaufnahme fand sich in der Kiesgrube Broich bei Gohr, 4,5 m unter der Terrassenoberkante, in der Schichtung ein bis 5 cm mächtiger Tuffhorizont, der durch Terrassenmaterial sehr verunreinigt ist. Eine qualitative Schwermineraluntersuchung durch Prof. J. FRECHEN ergab folgenden Schwermineralbestand:

Aegirinaugit bis Aegirin, z. T. idiomorph, starke Hahnenkamm bildung  
bräunlicher Augit mit Manganeinschluß (selten)  
Sanidin  
Hornblende, braun (frisch)  
Biotit, z. T. idiomorph (frisch und reichlich)  
Magnetit  
Apatit, fast idiomorphe Säulchen mit Poren, z. T. schwach abgerollt  
Titanit, idiomorph und kantenscharf (reichlich).

Daneben treten noch folgende Rheinminerale auf:

Epidot, Zirkon, Granat, Grüne Hornblende, brauner Turmalin (Schörl).

Der Tuff ist auf Grund seiner Mineralzusammensetzung als leuzitphonolithischer Tuff zu bezeichnen.

Tuffeinlagerungen in Kiesen und Sanden der Mittelterrassen sind bisher im Mittelrheingebiet in der Literatur aus der Mittleren Mittelterrasse (Apollinaristerrasse) bei Remagen (E. KAISER 1903) und ein leuzitphonolithischer Tuff auf der oMT von Leubsdorf südlich Linz (O. WILCKENS 1931) beschrieben worden. Aus der uMT ist bisher noch keine Bimsteinlagerung bekannt gemacht worden.

Neuere Untersuchungen (J. FRECHEN 1959) haben diese spärlichen Angaben in der Literatur bestätigt. So besitzt eine helle Tuffeinlagerung in den Kiesen und Sanden der oMT am kleinen Petersberg bei Niederbreisig nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof. J. FRECHEN folgende Mineralzusammensetzung:

Aegirinaugit bis Aegirin 80—90%  
Sanidin (wenig)  
Biotit  
Hornblende, gelb bis dunkelbraun, bräunlich-schwarz  
Magnetit (wenig)  
Apatit (reichlich)  
Titanit  
Granat

Auch hier liegt ein leuzitphonolithischer Tuff vor. Schon der qualitative Vergleich mit der Mineralzusammensetzung der Tuffeinlagerung von Gohr zeigt eine weitgehende Übereinstimmung, so daß es berechtigt erscheint, das Material auf die gleiche Eruption zurückzuführen.

So gehört wahrscheinlich das Material der Kiesgrube Gohr zur oMT, obwohl die Grube im Niveau der uMT liegt. Eine Umlagerung des Tuffbandes aus der oMT in die uMT hinein ist auszuschließen, da das vulkanische Material auf eine 50 cm mächtige Zone beschränkt ist. Gleichzeitig gehört der Aufschluß Anstel noch zur oMT. Die uMT stellt daher in diesem engen Gebiet keine eigene Aufschüttungsterrasse dar, sondern ist eine Erosionsform in der oMT.



### Die fossilen Böden auf der Oberen Mittelterrasse

Die fossilen Böden auf der oMT sind ähnlich ausgebildet wie die auf der jHT. Die Aufschlüsse sind sehr selten und bei der geringen Ausdehnung der Terrasse am Gebirgsrand meist stark erodiert. Auf Grund ihrer morphologischen Übereinstimmung werden die Böden der oMT zusammen mit denen der jHT bearbeitet.

### Die Deckschichten der Oberen Mittelterrasse

Da die oMT nur als schmale Leiste am Gebirgsrand entlang auftritt, sind die Deckschichten höchst lückenhaft entwickelt. H. REMY (1960) fand in dem Lößprofil über den Kiesen und Sanden der oMT am Rodderberg (10) zwei fossile Böden, die er mit Vorbehalt der Göttweiger und der Paudorfer Bodenbildung gleichstellt. Weitere, durch fossile Böden gegliederte Lößprofile im Hangenden der oMT sind bisher nicht bekannt geworden.

## 6. Die Jüngere Hauptterrasse (jHT)

**Verbreitung und Morphologie:** Die Hauptterrassen setzen sich aus drei verschiedenen Stufen zusammen, der Älteren Hauptterrasse (äHT), der Jüngeren Hauptterrasse (jHT) und der Unterstufe der Hauptterrasse (s. Abb. 1.). Die bodenkundliche Untersuchung beschränkt sich auf die in zahlreichen Gruben sehr gut aufgeschlossene mittlere Stufe. Diese tritt als Plateauterrasse (H. W. QUIRZOW 1956) rechtsrheinisch entlang dem Rheinischen Schiefergebirge, auf der Ville und dem Viersener Halbhorst auf; im westlichen Sendungsgebiet nehmen die Schotter große Flächen im Venloer Graben, im Erftbecken und auf der Rurscholle ein. Die übrigen Stufen besitzen nur lokale Bedeutung und sind schlecht aufgeschlossen.

### Die fossilen Böden auf der Jüngeren Hauptterrasse

Für die Untersuchung der fossilen Böden auf der HT eignen sich besonders die Aufschlüsse im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht, d. h. im pleistozänen Hebungsbereich. Hier sind die Schotter bei fehlender Lößbedeckung durch kräftige interglaziale Bodenbildungen stark verwittert. Dagegen ist im westlich gelegenen Senkungsgebiet diese Bodenbildung weit weniger auf den Hauptterrassenschottern verbreitet. Wahrscheinlich verhinderte in diesem Gebiet vielfach eine später wieder erodierte Lößlehmdecke, die heute nur noch lokal vorhanden ist, die Bildung eines interglazialen Bodens auf den Schottern und Sanden selbst. Nur an Geländekanten, wie im Tal der Rur, der Wurm, der Erft und anderer kleiner Flüsse und im südlichen Teil des Erft-Beckens sind die Schotter immer kräftig verwittert. Der typische Boden der HT fehlt im Bereich des Venloer Grabens westlich von Mönchen-Gladbach ganz.

Ein mächtiger, charakteristischer und wahrscheinlich nur wenig erodierter fossiler Boden auf den Schottern und Sanden der jHT ist bei Pützlohn (1) in der Rur-Scholle aufgeschlossen: Die Jülicher Bodenbildung.

### Profil Pützlohn (1)

Pützlohn, zwischen Weisweiler und Jülich, Tagebau Indegebiet, M.-Bl. Eschweiler (5103), schwach nach S geneigt, 137 m über NN, aufgenommen im November 1959.

	0— 40 cm	schwach kiesiger feinsandiger Lehm, verwürgter Rest des abgeräumten Bodens (Lößlehm);
A <sub>3</sub>	40— 55 cm	kiesiger Sand und sandiger Kies, an der Oberkante Steinsohle, nach unten allmählicher Übergang zum nächsten Horizont, normalgrau;
fB <sub>1</sub>	55— 240 cm	lehmiger sandiger Kies, gelblichrot (5 YR 4/8), plastisch und dicht, in trockenem Zustand in kleine, scharfkantige Polyeder zerfallend, schichtungslos, nach unten heller und weniger plastisch werdend;
fB <sub>2</sub>	240— 380 cm	lehmiger steiniger Kies, gelblichrot (5 YR 4/8), dicht;
fB <sub>3</sub>	380— 530 cm	lehmiger steiniger Kies, rot bis gelblichrot (2,5 YR 4/6—5 YR 4/8), mit wenigen gebleichten Stellen, nur stellenweise vorhanden;
fB <sub>4</sub>	530—1500 cm +	schwach lehmiger steiniger Kies, kräftigbraun, (7,5 YR 5/6), mit wenigen gelblichroten (5 YR 4/8) Bändern im oberen Teil, die Schichtung ist bis ca. 700 cm Tiefe gestört.

Mit den charakteristischen Merkmalen Plastizität, Intensität der Verlehmung, Färbung und Dichte gehört der beschriebene Boden einer Bodenklasse an, die W. L. KUBIĚNA (1953) „bolusartige Silikatböden (Plastosols)“ genannt hat. Eine genaue bodentypologische Ansprache ist wie bei der uMT wegen des Fehlens der oberen Bodenhorizonte nicht möglich. Auf Grund der Färbung ist der fossile Boden auf der HT als Braunlehm zu bezeichnen; und zwar ist auf dem sehr kiesigen Material ein „sandiger Braunlehm“ zu erwarten, der über einem dichten B-Horizont noch die Horizonte A<sub>2</sub> und A<sub>1</sub> (W. L. KUBIĚNA 1953) besitzt. Trotz starker Übereinstimmung mit dem Braunlehm KUBIĚNA's wird (s. uMT) in dieser Arbeit die Bezeichnung braunlehmartiger Interglazialboden verwandt.

Der beschriebene Boden liegt unmittelbar oberhalb des Tals der Inde, so daß das Regenwasser z. T. oberflächlich ohne nennenswerte Erosion abfließen kann. In ebener Lage neigt der fossile Boden der Hauptterrasse sehr zur Pseudovergleyung. Der sehr verdichtete Boden verhindert ein schnelles Versickern des Regenwassers, so daß die oberen Bodenhorizonte wie auch die Deckschichten durch Staunässe ein ausgeprägt marmoriertes Profil erhalten. In der Formsandgrube Lobberich (2) im Kreis Kempen-Krefeld auf dem Viersener Halbhorst ist der fossile Boden der HT durch Staunässe im oberen Teil stark lichtgrau gefleckt. Mit dieser Fleckung ist eine Abnahme der Farbintensität zu beobachten. Während die unteren Bodenhorizonte noch den Farbwert 5 YR 4/8 haben, beträgt dieser oben nur noch 5 YR 5/8. Sicherlich hat in den heute pseudovergleyten Profilen eine einheitliche Ausbildung der Bodenhorizonte bestanden wie im Profil Pützlohn (1), so daß die Pseudovergleyung ein sekundäres Merkmal dieser Böden ist. Im Bereich der HT sind Böden verbreitet, die durch Eisen- und Manganschwarten stark verdichtet und verfestigt sind. Mit der Bildung dieser Schwarten ist eine teilweise Bleichung der Schotter und Sande verbunden. Die Ursachen für die Schwartenbildung sind sehr verschieden.

a) Hangnässe: Die Kiesgrube am Rodderberg bei Mehlem befindet sich in der oMT, die ähnlich wie die HT verwittert ist. Das Bodenprofil ist typisch für einen durch Hangnässe geprägten braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden.

#### Profil Rodderberg (10) (s. Abb. 24)

Kiesgrube am Rodderberg bei Mehlem, stark nach NE zum Rheintal geneigt, 110 m über NN, aufgenommen im Juni 1959.

Der Boden ist z. T. abgetragen;

fb <sub>1</sub>	0—40 cm	schwach lehmiger, schwach kiesiger Sand, leuchtend gelblichrot (5 YR 4/8), etwas plastisch;
fb <sub>2</sub>	40—240 cm	schwach lehmiger kiesiger Sand und schwach lehmiger Sand in Wechsellagerung, in der Hauptsache gelblichrot gefärbt (5 YR 5/8), viele, bis 3 cm mächtige, schwarze Eisen- und Manganschwarten vorhanden; in Verbindung mit den schwarzen Bändern ist der Boden auch leuchtend gelblichrot (5 YR 4/8) und dunkelrot (2,5 YR 3/6) gefärbt;
fb <sub>3</sub>	240—500 cm	kiesiger Sand, sehr stark gelblichrot (5 YR 5/6) gebändert, nach unten zunehmend fahlbraun (10 YR 7/4) gefärbt;
fb <sub>4</sub>	500—700 cm +	kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4) mit gelblichroter Bänderung (5 YR 5/8).

Durch die Hangfeuchtigkeit wurden Eisen- und Manganverbindungen lokal gelöst, verlagert und in Schwarten wieder abgesetzt. Diese Schwarten besitzen einen durchschnittlichen Gehalt von 38,30% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 1,50% MnO (= 1,3 % Mn<sup>++</sup>). Die Schwartenbildung durch Hangnässe ist im Gegensatz zu der durch Grundwasser auf die oberen Bodenhorizonte beschränkt.

b) Grundwasser: In vielen Kiesgruben, z. B. der Formsandgrube Ratingen (3), sind die Schotter in ebener Lage durch mächtige Eisen- und Manganabsätze stark verfestigt. Neben diesen verfestigten Schwarten (s. uMT) finden sich meist noch normal verwitterte Partien. Hier ist der fossile Boden durch steigendes Grundwasser sekundär verändert worden. Eisen- und Manganverbindungen wurden im Grundwasserschwankungsbereich gelöst und

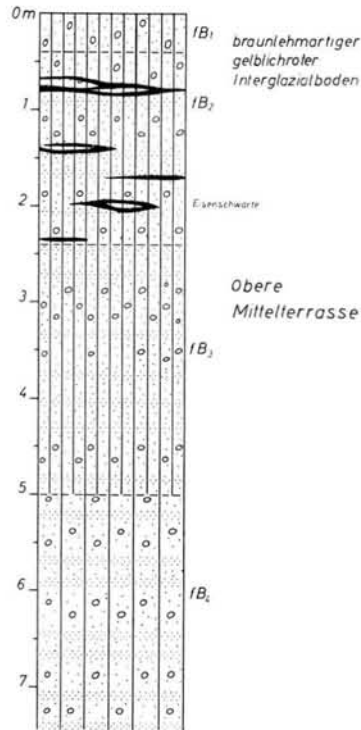


Abb. 24. Profil Rodderberg.

zu Schwarten angereichert. Im Gegensatz zur Pseudovergleyung ist die Schwartenbildung nicht auf die oberen Bodenhorizonte beschränkt, sondern sie kann das ganze Profil erfassen.

**Zusammenfassung.** Die Schotter der jHT und der oMT sind durch eine intensive Bodenbildung zu einem „braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden“ verwittert worden. An sehr trockenen Standorten ist das Bodenprofil einheitlich ausgebildet ohne irgendwelche Anzeichen der Staunässe. In ebener Lage und in Hanglage neigt der Boden jedoch zur Pseudovergleyung: Marmorierung und Schwartenbildung sind Merkmale der Vernässung. Daneben lassen sich die Eisen- und Manganschwarten z. T. auch auf sekundären Grundwassereinfluß zurückführen.

#### Die fossilen Böden in den Deckschichten

In der Grube der Ziegelei Gillrath bei Erkelenz ist im Gegensatz zu den meisten anderen Aufschlüssen kein Grundwassereinfluß und nur ein ganz geringer Staunässeinfluß vorhanden. So eignet sich dieser Aufschluß bei einer ziemlich großen Mächtigkeit der verschiedenaltigen Lössen gut für eine bodenkundliche Untersuchung der fossilen Böden in den Deckschichten der HT.

#### Profil Erkelenz (4) (s. Abb. 25)

Ziegeleigrube Gillrath, nördlich der Straße Erkelenz—Wockerath, M.-Bl. Titz (4904), Ostwand der Grube, 95 m über NN, aufgenommen am 10. 3. 1960.

Ap	0— 25 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelgelblichbraun (10 YR 4/4) (Lößlehm);
A <sub>3</sub>	25— 60 cm	feinsandiger Lehm, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4);
B <sub>1</sub>	60— 120 cm	feinsandiger Lehm, polyedrisches Gefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, gelblichbraun (7,5 YR 5/6);

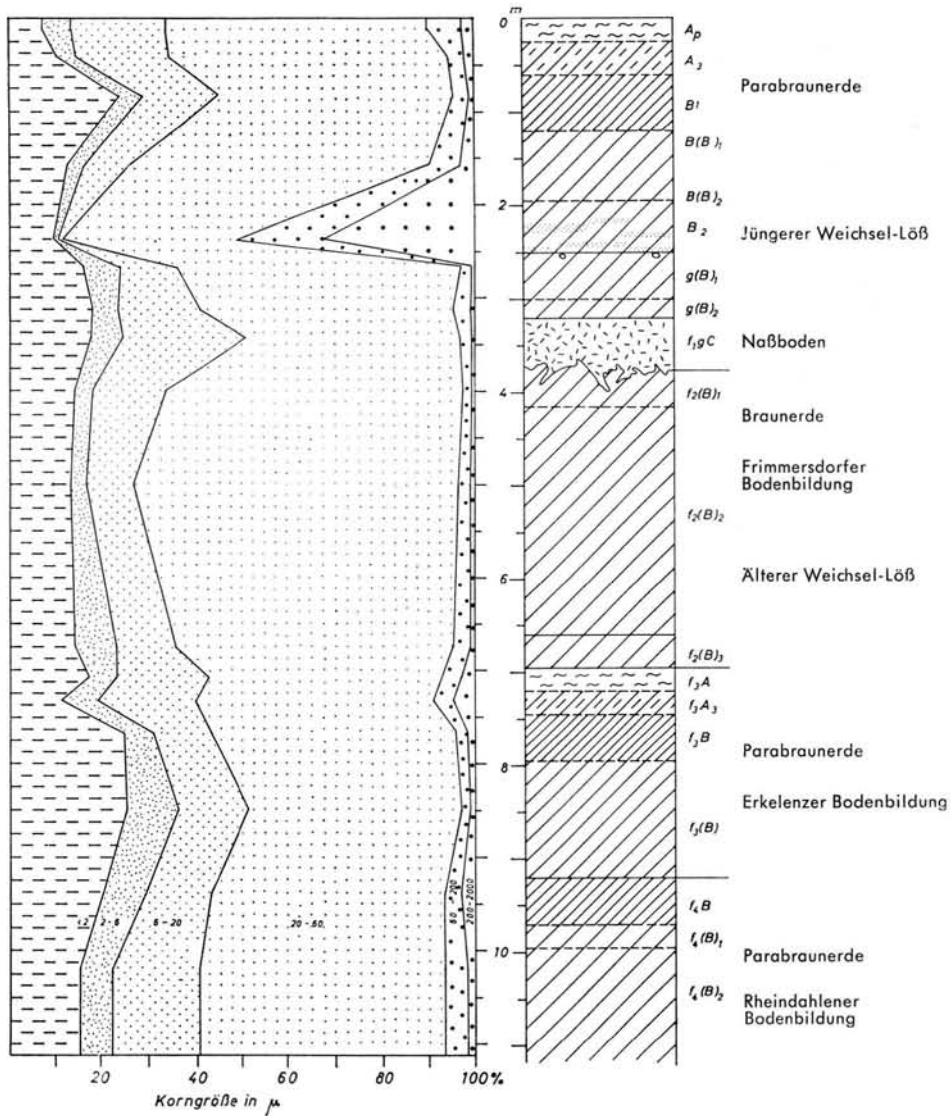


Abb. 25. Profil Erkelenz. Das Korngrößenendiagramm zeigt bei den Parabraunerden in der Zunahme der feinsten Korngrößen die Tondurchschlämmung aus den A-Horizonten in die B-Horizonte hinein und in der Zunahme der größeren Korngrößen die Einlagerung von Flugsand im jüngsten Löß.

- |                   |             |   |
|-------------------|-------------|---|
| B(B) <sub>1</sub> | 120— 140 cm | feinsandiger Lehm, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), Übergangsschicht, nur noch vereinzelt Tonhäutchen auf den Gefügeflächen, Polyeder- bis Bröckelgefüge, kleine, weißlichgraue Flecken vorhanden, wenig bindig;   |
| B(B) <sub>2</sub> | 140— 195 cm | feinsandiger Lehm, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), und lehmiger Feinsand, gelb (10 YR 7/6), in Wechsellagerung, Bröckelgefüge, Tonhäutchen nur noch selten zu beobachten;   |
| B <sub>2</sub>    | 195— 250 cm | wie B(B), jedoch feiner gebündert, im unteren Teil treten Sandbänder (bis 5 cm mächtig) auf, in denen z. T. Tonsubstanz angereichert ist (kräftigbraun, 7,5 YR 5/6), an der Basis mit einer Steinsohle eine scharfe Grenze zum Liegenden bildend; |

g(B) <sub>1</sub>	250— 300 cm	feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, lichtgelblichbraun (10 YR 6—7/4), stellenweise schwach bräunlichgelb (10 YR 6/8) und schmutziggrau gefleckt;
g(B) <sub>2</sub>	300— 320 cm	feinsandiger Lehm, wie g(B) <sub>1</sub> , etwas dunkler gefärbt, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4);
f <sub>1g</sub> C	320— 375 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, etwas heller als g(B) <sub>4</sub> gefärbt, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4), sehr schwach rostbraun und fahlgrau gefleckt, der Horizont ist sehr stark kryoturbat gestört und greift in Spalten und Taschen in den nächsten Horizont hinein;
f <sub>2</sub> (B) <sub>1</sub>	375— 425 cm	feinsandiger Lehm, im oberen Teil stark kryoturbat gestört, Bröckelgefüge, geschichtet (jedoch im oberen Teil weniger ausgeprägt), oben bräunlichgelb (10 YR 6/8), nach unten bald Übergang zu gelb (10 YR 7/8), allmählicher Übergang zu gelb (10 YR 7/8), allmählicher Übergang zum nächsten Horizont;
f <sub>2</sub> (B) <sub>2</sub>	425— 660 cm	deutlich geschichteter feinsandiger Lehm, hellere und dunklere Bänder vorhanden; die Grundfarbe ist bräunlichgelb (10 YR 6/6); Mangankonkretionen verbreitet;
f <sub>2</sub> (B) <sub>3</sub>	660— 695 cm	feinsandiger Lehm, wahrscheinlich umgelagertes Bodenmaterial), mit scharfer Grenze zum Hangenden, schichtungslos, bräunlichgelb (10 YR 5—5/6), Bröckelgefüge, auf Schichtfugen etwas blättrig absondernd; dieser Horizont wird nach Süden mächtiger und ist dann im oberen Teil fleckig ausgebildet (Naßboden);
f <sub>3</sub> A <sub>1</sub>	695— 720 cm	schwach humoser feinsandiger Lehm, dunkelgelblichbraun (10 YR 4/4), Bröckelgefüge, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>3</sub> A <sub>3</sub>	720— 745 cm	feinsandiger Lehm, lichtgelblichbraun (10 YR 6—7/4) Mangankonkretionen und wenige weißlichbraune Flecken vorhanden, Bröckelgefüge;
f <sub>3</sub> B	745— 795 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), Bröckelgefüge bis kantengerundetes Kleinpolyedergefüge, nur noch stellenweise Tonhäutchen auf den Gefügeflächen zu beobachten, wenige Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>3</sub> (B)	795— 920 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), Bröckel- bis Polyedergefüge, kleine weißlichgraue Flecken vorhanden, vielleicht ist im unteren Teil noch ein Rest A <sub>3</sub> des Bodens f <sub>4</sub> enthalten;
f <sub>4</sub> B	920— 970 cm	feinsandiger Lehm, schwach plattiges Polyeder-Gefüge, kräftigbraun (7,5 YR 5/4—6, etwas nach 10 YR neigend), Mangankonkretionen vorhanden, Mangananflüge auf den Klufflächen;
f <sub>4</sub> (B) <sub>1</sub>	970— 995 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/4, etwas nach 7,5 YR neigend), blättriges Bröckelgefüge, auf Klüften stellenweise noch Tonhäutchen und Mangananflüge vorhanden;
f <sub>4</sub> (B) <sub>2</sub>	995—1100 cm +	feinsandiger Lehm, schichtig absondernd, bräunlichgelb (10 YR 6/6), schwach heller und dunkler gestreift, stellenweise ist eine rostbraune Fleckung schwach angedeutet.

Die Lagerungsverhältnisse sind an der Ostwand regelmäßig (s. Abb. 25); die Oberfläche der unteren Böden fällt flach nach Norden ein. Dagegen ist das Profil an der Nordwand bewegter. Als ältestes ist ein schwach erodierter Boden (f<sub>4</sub>) aufgeschlossen. Trotz des Fehlens eines A<sub>1</sub>- und eines A<sub>3</sub>-Horizonts ist dieser Boden auf Grund der Ausbildung der Tonhäutchen im f<sub>4</sub>-Horizont als eine Parabraunerde anzusprechen. Der nächst jüngere Boden (f<sub>3</sub>) ist ebenfalls als eine Parabraunerde zu bezeichnen. Er unterscheidet sich von dem Boden f<sub>4</sub> deutlich durch die Struktur und die Farbe. Ferner zeigt die Korngrößenanalyse mit einem etwas höheren Tongehalt eine nur wenig kräftigere Verlehmung im Boden f<sub>3</sub> an. Weißlichgraue Flecken im f<sub>3</sub>(B)-Horizont deuten einen nur schwach wirkenden Staunässeinfluß des f<sub>4</sub>B-Horizonts an.

Dem Absatz des folgenden schichtigen Lösses, auf dem sich der Boden f<sub>2</sub> gebildet hat, geht eine kräftige Erosion voraus, die eine breite, an der Nordwand sichtbare Rinne geschaffen hat. Das Material ist mehr als 6 m tief entkalkt. In der benachbarten Ziegelei-grube Gottschalk, früher Heppener, befindet sich an der Grenze zum kalkhaltigen, schichtigen Löß eine ca. 5 cm dicke Kalkbank. Die Bodenbildung f<sub>2</sub> aus dem schichtigen Material ist typologisch nicht sicher anzusprechen, da der Boden z. T. erodiert ist. Auf Grund seiner heutigen Profilentwicklung ist er als eine z. T. erodierte Braunerde zu bezeichnen.



Nach der Bildung des Bodens  $f_2$  und dessen teilweiser Erosion folgt wieder eine Zeit der Lösssedimentation. Im unteren Teil dieses Lösses tritt ein durch die ganze Grube verfolgbarer Naßboden  $f_1$  auf, der meist mit stark kryoturbat gestörter Grenze unmittelbar auf der mehr oder weniger erodierten Braunerde  $f_2$  lagert.

Im Dünnschliff besitzt das Bodenmaterial noch typische Merkmale eines unverwitterten Lösses: die splittrigen Mineralkörner (20—60  $\mu$  Größe) sind in einer geflockten, grusigen Masse von kleineren und größeren Kalzitaggregaten eingebettet. Als Hinweis auf eine beginnende schwache Bodenbildung sind bräunliche wolkige Zonen anzusehen. Kleine zerrissene konkretionsartige Bildungen von gelblich-brauner Farbe sind Anzeichen einer Pseudovergleyung. Das Ausmaß dieser Staunässe ist nicht abzuschätzen, da der Boden infolge des hohen Kalkgehalts größere Eisenverlagerungen verhindert und so nur schlecht zeichnet.

Eine scharfe Begrenzung des Naßbodens nach oben fehlt. Diese allmähliche Abnahme der Fleckung läßt vermuten, daß die Pseudovergleyung gleichzeitig mit der Lössakkumulation wirksam war, der Naßboden ist z. T. syndimentär mit dem Löß entstanden. Der gefleckte Löß kennzeichnet so möglicherweise einen Abschnitt feuchterer Klimabedingungen während der Lösssedimentation. Auf den wenig einheitlichen Verlauf der letzten Kaltzeit weisen neben dem Naßboden Sandbänder hin ( $B_2$ -Horizont), die mit einer Steinsohle beginnen und den jüngsten Löß noch einmal untergliedern. Im Spätglazial und Holozän verwitterte der jüngste Löß zu einer Parabraunerde. Die mechanische Durchschlammung der Tonsubstanz reichte sogar bis 2,5 m Tiefe, wie kräftig-braune Tonanreicherungsänderungen in den sandigeren Teilen des  $B_2$ -Horizonts zeigen (vgl. Profil Wegberg).

Ganz entkalkt sind die Profile in den beiden Ziegeleigruben zwischen Wegberg und Üvekoven im Kreise Erkelenz. Die unmittelbar benachbarten Gruben liegen am Nordweststrand des großen Lößgebiets von Erkelenz. In einem flachen Hang hat sich hier inselartig eine bis ca. 10 m mächtige Lößlehmfolge erhalten:

#### Profil Wegberg (6) (s. Abb. 26)

Ziegelei Simons (Wegberger Ringofenziegelei), westlich der Straße Üvekoven—Wegberg, Kreis Erkelenz, Westseite der Abbauwand, M.-Bl. Wegberg (4803), 76 m über NN., schwach nach NE geneigt.

Ap	0— 30 cm	humoser, schwach sandiger feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 3/3);
A <sub>3</sub>	30— 60 cm	schwach sandiger feinsandiger Lehm, Polyedergefüge, manchmal auch etwas krümelig besonders auf Grabgängen, kräftigbraun (7,5 YR 5/6);
B <sub>1</sub>	60— 105 cm	Sand, bräunlichgelb (10 YR 6/6), mit dünnen lehmigen Sandbändern, gelblidrot (5 YR 5/6), Tonanreicherungsänderungen;
B <sub>2</sub>	105— 165 cm	lehmiger Sand (Tonganreicherungsänderungen), gelblidrot (5 YR 5/6) und kräftigbraun (7,5 YR 5/6), mit wenigen dünnen zwischengelagerten, ungestörten Sandbändern (bräunlichgelb (10 YR 6/6) und vereinzelt dünnen Einlagerungen von feinsandigem Lehm, die Grenze nach unten ist schwach kryoturbat gestört, an der Basis Steinsohle, z. T. auch eine geringmächtige Fließerde vorhanden);
B <sub>3</sub> f <sub>1</sub> (B)	165— 210 cm	feinsandiger Lehm, stellenweise ist Sandmaterial in Frostspalten in Frostspalten in diesem Horizont enthalten, Bröckelgefüge mit etwas horizontaler Absonderung, Tonhäutchen auf Klüften und Wurzelröhren, gelblichbraun (10 YR 5/8), Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>1</sub> (B) <sub>1</sub>	210— 300 cm	feinsandiger Lehm mit wenigen kryoturbat gestörten Sandbändern, gelblichbraun (10 YR 5/8), Bröckelgefüge mit etwas blättriger Absonderung, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>1g</sub> (B)	300— 320 cm	Sand mit wenigem feinsandigem Lehm vermischt, rötlichgelb (7,5 YR 6/8), rostbraun gefleckt, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>1</sub> (B) <sub>2</sub>	320— 405 cm	geschichteter feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (10 YR 5—6/6), an der Basis Steinsohle mit schwach gewellter Grenze zum nächsten Horizont, dünne mit Sand und kiesigem Sand gefüllte Frostspalten dringen ca. 30 cm in den nächsten Horizont hinein, blättriges Gefüge;

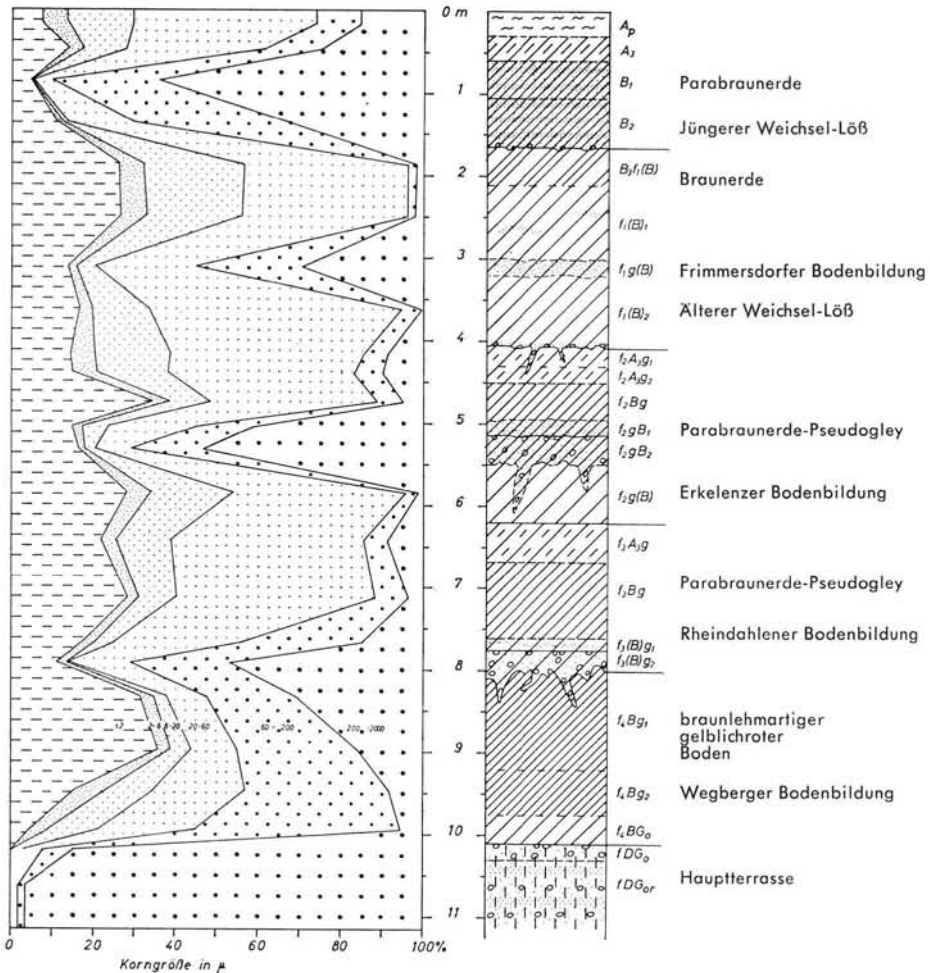


Abb. 26. Profil Wegberg. Die bodenkundlichen und geologischen Grenzen treten im Korngrößen-diagramm deutlich in Erscheinung: Verarmung der  $A_{3g}$ -Horizonte an Tonsubstanz gegenüber den Bg-Horizonten (bei den Parabraunerde-Pseudogleyen), Abschluß der Bodenbildung durch Solifluktion und damit Ablagerung von größerem Material, Flugsandbildung als Vorläufer der Lößakkumulation.

$f_2A_{3g1}$	405— 430 cm	feinsandiger Lehm mit bis zu 2 cm Durchmesser dicken Mangankonkretionen, Polygone gehen von diesem Horizont aus und reichen bis 40 cm in den Untergrund hinein, fahlgelb (2,5 Y 7/4), Bröckelgefüge;
$f_2A_{3g2}$	430— 450 cm	feinsandiger Lehm mit vielen dicken Mangankonkretionen, besonders starke Anreicherung oberhalb des $f_2Bg$ -Horizonts, Polygone vorhanden, fahlgelb (10 YR 7/4), Bröckelgefüge;
$f_2Bg$	450— 495 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), stark rostbraun (7,5 YR 6/8) und fahlgelb (2,5 Y 8/4) gefleckt, besonders in der Umgebung der Polygone starke rostbraune Fleckung, Bröckelgefüge bis kantengerundetes Kleinpolyedergefüge, Tonhäutchen auf Gefügeelementen nur schwach ausgebildet;
$f_2gB_1$	495— 515 cm	schwach kryoturbar gestörter lehmiger Sand (Flugsand), rötlichgelb (7,5 YR 6/6), schwach gewellte Grenze zum Hangenden und Liegenden, an der Basis Steinsohle, gelblichrote (5 YR 5/6) Tonanreicherungsbänder vorhanden, schwach rostbraun und fahlgrau gefleckt, besonders in der Nähe von Polygonen, Mangankonkretionen vorhanden;

f <sub>2g</sub> B <sub>2</sub>	515— 550 cm	stark verwürgter lehmiger kiesiger Sand und lehmiger Sand (Fließerde), greift in Taschen und Frostspalten in den Untergrund hinein, kräftigbraun (7,5 YR 5/8 und 7,5 YR 6/6), Polygone vorhanden, schwach rostbraun und fahlgrau gefleckt, große Mangankonkretionen vorhanden (Fließerde);
f <sub>2g</sub> (B)	550— 620 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/8), allmählicher Übergang nach unten, wenige Polygone vorhanden, Polyedergefüge, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>3</sub> A <sub>3g</sub>	620— 665 cm	feinsandiger Lehm, mit vielen, nach unten häufiger werdenden Mangankonkretionen, unmittelbar oberhalb des f <sub>3</sub> Bg-Horizonts besonders reichlich vorhanden, bräunlichgelb (10 YR 6/6), etwas blättrig absonderndes Bröckelgefüge;
f <sub>3</sub> Bg	665— 760 cm	feinsandiger Lehm mit vielen Polygonen, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen noch sichtbar, Kleinpolyedergefüge mit ausgeprägt plattiger Absonderung, Grundfarbe: bräunlichgelb (10 YR 6/6), auf den Gefügeflächen kräftigbraun (7,5 YR 5/6), fahlgelb (2,5 Y 8/4) und rötlichgelb (7,5 YR 6/8) gefärbt, allmählicher Übergang zum nächsten Horizont;
f <sub>3</sub> (B) <sub>g1</sub>	760— 775 cm	feinsandiger Lehm und lehmiger Sand in Wechsellagerung, fast ungestörte Lagerung, Polygone und Mangankonkretionen vorhanden bräunlichgelb (10 YR 6/6—8), stark rostbraun gefleckt, Bröckelgefüge;
f <sub>3</sub> (B) <sub>g2</sub>	775— 810 cm	schwach lehmiger Sand und kiesiger Sand, 20—150 cm mächtig, rötlichgelb (10 YR 6/8), Polygone reichen von oben bis in diesen Horizont hinein, fahlgrau und rostbraun gefleckt, kleine Mangankonkretionen vorhanden, sehr stark kryoturbar gestört, greift in Taschen und Spalten tief in den nächsten Horizont hinein (Fließerde);
f <sub>4</sub> B <sub>g1</sub>	810— 860 cm	sehr plastischer sandiger Lehm, leuchtend gelblichrot (5 YR 4/8), mit dem hangenden und liegenden Horizont stark verwürgt, Mangankonkretionen und fahlgraue Flecken vorhanden;
	860— 920 cm	schwach feinsandiger Lehm, gelblichrot (5 YR 5/8), mit größeren lichtgrauen (2,5 Y 7/2) Flecken, sehr plastisch und zäh, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>4</sub> B <sub>g2</sub>	920— 975 cm	sandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/8), weniger stark gebleicht, sehr plastisch;
f <sub>4</sub> B <sub>G0</sub>	975—1010 cm	feinsandiger Lehm und Sand in Wechsellagerung, sehr fahlbraun (10 YR 7/4—6) und kräftigbraun (7,5 YR 5/8) in Bändern gefärbt;
D <sub>G0</sub>	1010—1030 cm	kiesiger Sand, bräunlichgelb (10 YR 6/8), mit einem bis 10 cm mächtigen schwarzen Manganhorizont;
D <sub>Gor</sub>	1030—1070 cm +	kiesiger Sand, sehr fahlbraun (10 YR 8/4) wenige rostbraune Flecken vorhanden.

Besondere Bedeutung erlangt der Aufschluß der Ziegelei Simons durch das Vorkommen des kräftig verwitterten untersten Bodens (f<sub>4</sub>), der in allen untersuchten Lößprofilen des Arbeitsgebiets nicht mehr erhalten ist. Die Schichtenfolge fällt mit dem Gelände flach nach NE zu einem Tälchen ab. So ist nur in der SE-Ecke der Grube noch das Liegende der Lößfolge, die vergleyten Schotter und Sande der HT, aufgeschlossen. Das fossile Grundwasser hat sich bis in den hangenden Lößlehm (f<sub>4</sub>B<sub>G0</sub>-Horizont) hinein ausgewirkt. Mit dem allgemeinen flachen Einfallen der Schichten nach NE erfaßt die Vergleyung weitere jüngere Horizonte; die jüngste noch vom Grundwasser geprägte Bodenbildung ist in der NE-Ecke der Boden f<sub>2</sub>.

Das Material des Bodens f<sub>4</sub> ist stark sandig ausgebildet; Sandbänder leiten wie bei allen folgenden Lößbildungsperioden dieses Profils die Lößsedimentation ein. Rezent ist der Boden f<sub>4</sub> in Deutschland nicht bekannt. Die außerordentlich hohe Plastizität, die große Dichte, die intensive gelblichrote Färbung (5 YR 4/8) und die starke Verlehmung sind allgemeine Merkmale einer Bodenklasse, die W. L. KUBIĚNA (1953) „bolusartige Silikatböden (Plastosols)“ genannt hat. Eine typologische Bodenansprache ist wie bei den ähnlichen Bodenbildungen auf den Kiesen und Sanden der HT, der oHT und der uMT nur sehr schwer möglich. Im Schlibbild zeigt dieser Boden einige typische Merkmale des Braunlehms oder des ähnlich ausgebildeten amerikanischen Red-Yellow Podsolc soil. Da jedoch nicht feststeht, ob dieser Boden unter den gleichen Klimabedingungen gebildet

wurde und da eine abweichende Tonmineralgarnitur vorhanden ist, wird die neutrale Bezeichnung „braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden“ verwandt.

Der Bildung dieses Bodens schließt sich eine Zeit starken Bodenfließens an ( $f_3(B)g_2$ -Horizont). Dabei sind sicherlich auch die oberen Bodenhorizonte des Bodens  $f_4$ , der mit der Fließerde stark verwürgt ist, erodiert worden. Diese Zeugen kaltzeitlicher, feuchter Klimaverhältnisse leiten von der interglazialen Bodenbildung zu trockenen, kaltzeitlichen, der nächstjüngeren Lößbildung über. Dieser Löß ist während des nächsten Interstadials zu einem Parabraunerde-Pseudogley, dem Boden  $f_3$ , verwittert worden. Der starke Staunässeinfluß wird sicherlich durch den dichten Boden  $f_4$  verursacht.

Bodenfließen ( $f_{2g}(B)$ - und  $f_{2g}B_2$ -Horizont), Kryoturbation, anschließende Lößbildung mit Sandbändern im unteren Teil ( $f_{2g}B_1$ -Horizont) und Verwitterung zu einem Parabraunerde-Pseudogley sind auch aus dem Profilaufbau des fossilen Bodens  $f_2$  abzulesen. Die Bodenbildung ist auf Grund ihrer größeren Farbintensität, eines höheren Tongehalts (s. Abb. 26) und ihrer kräftigeren Pseudovergleyung stärker als die des Bodens  $f_3$ . Der starke Staunässeinfluß drückt sich ebenfalls aus in besonders dicken Eisen- und Mangan-konkretionen mit einem durchschnittlichen Gehalt von 12%  $Fe_2O_3$  und 1,16%  $MnO$ .

Der im Profil folgende schichtige Lößlehm ( $f_1(B)_2$ ) ist vom Grundwasser nicht mehr beeinflusst worden. Daher ist sicherlich der 2—3 m über dem heutigen Grundwasser vorkommende fossile Grundwasserhorizont im DGo-Horizont zur Zeit der Bildung des Bodens  $f_2$  entstanden. So ist es verständlich, daß trotz starker Vergleyung die einzelnen Horizonte des Bodens  $f_3$  durch Gefüge- und Dichteprüfung in der NE-Ecke noch zu erkennen sind. Als ein weiteres wichtiges Merkmal zur Gliederung von grundwasser-überprägten Lößprofilen erweist sich so neben der Gefügeuntersuchung das Vorkommen von Fließerden, die besonders dort nützlich sind, wo die Horizontgliederung auf Grund von bodenkundlichen Merkmalen unmöglich ist (vgl. Profil Giesenkirchen). Erosion und nachträgliche Überprägung durch die Parabraunerdebildung auf dem mit Sandbändern beginnenden jüngsten Löß machen eine eindeutige Ansprache des fossilen Bodens  $f_1$ , der sich auf dem im Profil folgenden schichtigen Lößlehm gebildet hat, unmöglich. Deutliche Hinweise auf eine eigene Bodenbildung aus dem schichtigen Material sind die sehr mächtige Entkalkung, die Zunahme der Farbintensität nach oben und die in spät- und postglazialen Böden ungewohnte Färbung im oberen Teil des Bodens  $f_1$ . Auf Grund der beschriebenen Merkmale ist der Boden  $f_1$  als erodierte Braunerde zu bezeichnen und mit dem Boden  $f_2$  des Profils Erkelenz zu parallelisieren.

Der jüngste Löß, der in seinem unteren Teil bei der unmittelbaren Nähe des Flugsandgebiets nördlich von Wegberg schon als Flugsand entwickelt ist, ist zu einer Parabraunerde verwittert. Mit dem Sandigerwerden des Bodenmaterials löst sich der einheitliche B-Horizont (Tonanreicherungs-horizont) zu vielen Tonanreicherungs-bändern auf.

Die Deutung eines zunehmenden Grundwassereinflusses im Boden  $f_2$  mit dem Einfallen der Schichten in östlicher Richtung findet ihre Bestätigung im Profilaufbau der ca. 600 m entfernt liegenden zweiten Wegberger Ziegeleigrube.

#### Profil Wegberg-Keller (7) (s. Abb. 27)

Ziegeleigrube Keller NE der Straße Üveken—Wegberg (am Grenzlandring), M.-Bl. Wegberg (4803), 68 m über NN., schwach geneigt, aufgenommen am 13. 3. 1960.

Ap	0—20 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 3/3) (Lößlehm);
A <sub>3</sub>	20—60 cm	feinsandiger Lehm, Polyeder- bis Bröckelgefüge, braun (7,5 YR 5/4);
B <sub>1</sub>	60—125 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), Polygone vorhanden, Polyedergefüge;
B <sub>2</sub>	125—145 cm	lehmiger Sand, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), mit Tonanreicherungs-bändern, rötlichbraun (5 YR 4/4); scharfe, leicht gewellte Grenzlinie nach unten, einzelne Frostspalten greifen bis in den nächsten Horizont hinein;

f <sub>1g1</sub>	145—235 cm	feinsandiger Lehm, rötlichgelb (7,5 YR 6/6) und sehr fahlbraun (10 YR 7/4) gefleckt und gestreift, in nördlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit zu und die starke Fleckung verschwindet, bräunlichgelb (10 YR 6/6—8), Bröckelgefüge;
f <sub>1g2</sub>	235—260 cm	feinsandiger Lehm, wie f <sub>1g1</sub> , jedoch stärker gefleckt, Grenze zum nächsten Horizont scharf und leicht gewellt;
f <sub>2A</sub>	260—263 cm	fertiges, humoses Bodenmaterial, sehr dunkelbraun (10 YR 2/2), Bröckelgefüge, 33450±700 Jahre (Gro-2188);
f <sub>2Gr2</sub>	263—350 cm	feinsandiger Lehm, lichtgrau (2,5 YR 7/2), mit wenigen rostbraunen Röhren, Bröckelgefüge;
f <sub>2Gr3</sub>	350—400 cm	feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, ziemlich dicht, lichtgrau (5 Y 6—7/2);
f <sub>2DGr4</sub>	400—420 cm +	kiesiger Sand, lichtgrau (5 Y 6—7/2).

Der unterste fossile Boden ist als Anmoor-Gley ausgebildet und noch vollständig erhalten. Eine quantitative Analyse des humosen Materials des f<sub>2AG</sub>-Horizonts ergab 1,70% organische Substanz; Mangan oder Eisen waren in der Probe nicht enthalten. Der Boden liegt ca. 8 m tiefer als der gleichaltrige Boden f<sub>2</sub> der Ziegeleigrube Simons (6), die jüngste, noch vom Grundwasser geprägte Bodenbildung dieses Profils.

Der im Profil folgende schichtige Lößlehm ist im südlichen Teil der Grube stark pseudovergleyt; nach Norden nimmt er jedoch sehr an Mächtigkeit zu und ist dort zu einer Braunerde mit ähnlichem Profilaufbau wie der fossile Boden f<sub>1</sub> des Profils Wegberg verwittert. Auf dem im unteren Teil sandigen jüngsten Löß ist im Spät- und Postglazial eine Parabraunerde gebildet worden. Das Profil der Ziegeleigrube Pauen (Erkelenz-Gerderath) (5) ist ähnlich entwickelt.

Für eine Gliederung der Niederrheinischen Löss sind genau horizontierte paläolithische Funde in der Ziegeleigrube Dreesen bei Rheindahlen (Meßtischblatt Mönchengladbach) (K. J. NARR 1951) sehr wertvoll. Einen ähnlichen Aufbau wie die Grube Dreesen zeigt die Ziegeleigrube Dahmen, die bei einer größeren Mächtigkeit der gesamten Schichtenfolge besser zu gliedern ist.

#### Profil Rheindahlen-Dahmen (8) (s. Abb. 28)

Nordwand der Ziegeleigrube Dahmen östlich der Straße Rheindahlen—Wickrath, M.-Bl. Mönchengladbach (4804), 77 m über NN, eben, aufgenommen am 7. 3. 1960.

Ap	0—25 cm	humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (10 YR 4/3), Bröckelgefüge;
A <sub>3</sub>	25—50 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), Bröckelgefüge;
B <sub>1</sub>	50—85 cm	feinsandiger Lehm, kräftigbraun (7,5 YR 5/6), Bröckel- bis Polyedergefüge, einzelne Polygone vorhanden, im unteren Teil treten wenige Sandbänder mit einer Steinsohle an der Basis auf;
B <sub>2</sub> f <sub>1</sub> (B)	85—115 cm	feinsandiger Lehm, gelblichbraun (10 YR 5/6), Bröckel- bis Polyedergefüge mit etwas plattiger Absonderung, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen;
(B)f <sub>1</sub> (B)	115—265 cm	geschichteter feinsandiger Lehm mit sandigen Einlagerungen, bräunlichgelb (10 YR 6/6), wenige Mangankonkretionen vorhanden, diskordant auf dem Untergrund lagernd;
f <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	265—300 cm	schwach humoser feinsandiger Lehm, Bröckelgefüge, gelblichbraun (10 YR 5/4), wenige Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>2</sub> A <sub>3</sub>	300—345 cm	feinsandiger Lehm, plattiges Gefüge, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4) und sehr fahlbraun gestreift, Mangankonkretionen vorhanden;
f <sub>2</sub> B	345—410 cm	feinsandiger Lehm, etwas plattiges Bröckel- bis kantengerundetes Kleinpolyedergefüge, nur wenige deutliche Tonhäutchen auf den Gefügeflächen sichtbar, Mangankonkretionen vorhanden, allmählicher Übergang zum Hangenden und Liegenden, kräftigbraun (7,5 YR 5/6);
f <sub>2</sub> (B)	410—540 cm	feinsandiger Lehm, bräunlichgelb (10 YR 6/6), etwas fahlgrau gestreift, Mangankonkretionen reichlich vorhanden, Mangananflüge auf Klüften, Bröckelgefüge;
f <sub>3</sub> B	540—585 cm	feinsandiger Lehm, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), Polyedergefüge, wenig deutliche Tonhäutchen auf den Gefügeelementen, Mangankonkretionen und Mangananflüge auf Klüften und Röhren reichlich vorhanden;
f <sub>3</sub> (B) <sub>g1</sub>	585—785 cm	feinsandiger Lehm, fahlgrau und rostbraun gefleckt, Mangankonkretionen vorhanden, etwas blättrig absondernd;



$f_3(B)g_2$	785—825 cm	lehmgiger Sand, gelblichbraun (10 YR 5/8), mit einer Steinsohle an der Oberfläche, wenige Mangankonkretionen vorhanden, stellenweise ist ein dichter, plastischer, schwach sandiger Lehm eingeknetet, stark fahlbraun und rostbraun gefleckt;
D	825—835 cm +	kiesiger Sand und Sand, weißlichgrau.

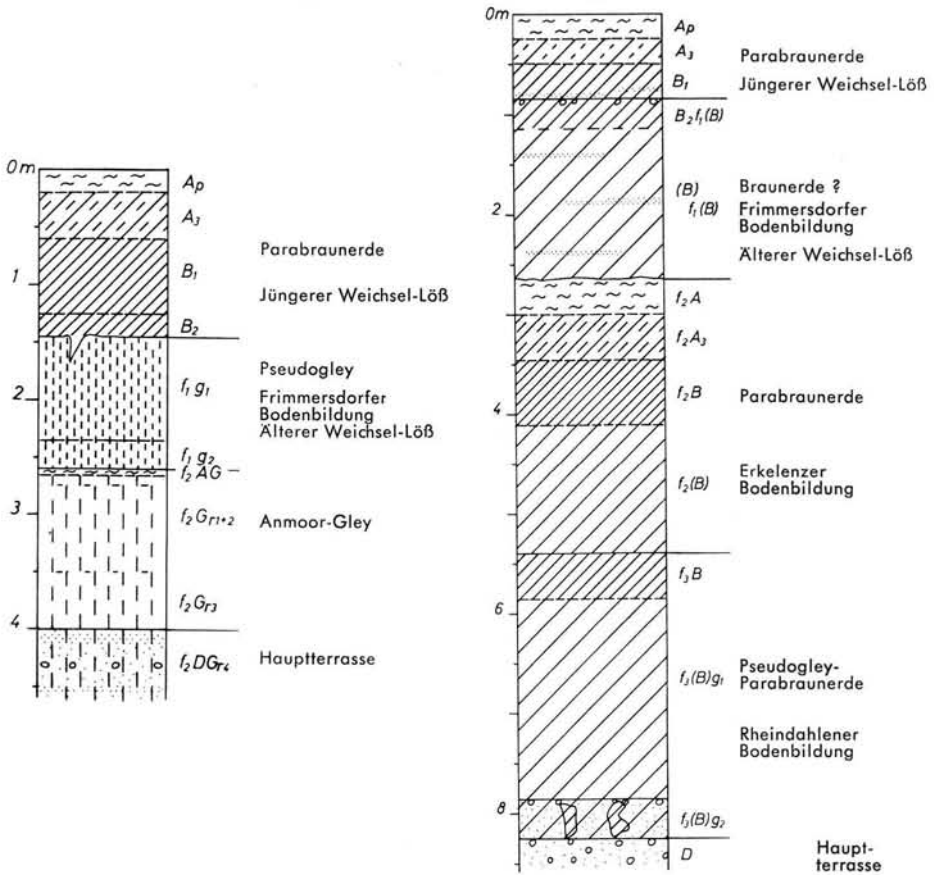


Abb. 27 (links). Profil Wegberg-Keller. - Abb. 28 (rechts). Profil Rheindahlen-Dahmen.

Über den unverwitterten Kiesen der HT folgt mit dem stark frostgestörten  $f_3(B)g_2$ -Horizont eine Fließerde, die wie im Profil Wegberg die Lößbildung einleitet. Das in die Fließerde eingearbeitete plastische Material ist möglicherweise der Rest eines intensiv verwitterten Bodens, der dem braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden des Profils Wegberg entspricht. Auch die weitere Profilentwicklung ist dem Wegberger Profil sehr ähnlich. Die Pseudovergleyung ist jedoch nicht so stark, ferner ist kein Grundwasser-einfluß vorhanden.

Die auf dem folgenden Löß gebildete Pseudogley-Parabraunerde mit den Horizonten  $f_3(B)g_1$  und  $f_3B$  ist z. T. erodiert. Durch Gefüge und Farbe deutlich von diesem Boden zu unterscheiden ist die stellenweise noch ganz erhaltene, auf dem nächstjüngeren Löß gebildete Parabraunerde (Boden  $f_2$ ).

K. J. NARR (1951) gibt als Fundstelle für die Moustier-Artefakte eine plattig ausgebildete Umlagerungszone zwischen zwei Verlehmungszonen in 3 und 4,5 m Tiefe der Ziegelei Dreesen an. Diesen beiden Verlehmungszonen entsprechen die Böden  $f_2$  und  $f_3$  des Profils Dahmen (8) in allen ihren charakteristischen bodenkundlichen Merkmalen. So

entspricht wahrscheinlich der  $f_2(B)$ -Horizont der Palaeolithe führenden Umlagerungszone der ca. 600 m entfernt liegenden Fundgrube.

Im Profil folgt nun bis zu dem mit Sandbändern über einer Steinsohle beginnenden jüngsten Löss ein schichtiger Lösslehm ( $B_2f_1(B)$ - und  $(B)f_1(B)$ -Horizont), der an der Ostwand im unteren Teil noch kalkhaltig ist. Wie in dem Profil Wegberg hat auch hier wahrscheinlich eine Bodenbildung mit anschließender starker Erosion auf dem schichtigen Material vor Absatz des jüngsten Lösses stattgefunden. Mit Vorbehalt wird daher der Boden  $f_1$  als eine Braunerde bezeichnet.

Sogar bis auf einen Rest von 40 cm wurde der Boden  $f_1$  auf dem schichtigen Material in der Ziegeleigrube Dreesen erodiert; eine Gliederung der geringmächtigen Lösslehmfolge oberhalb der beiden Verlehmungszonen ist, da die spät- und postglaziale Bodenbildung den fossilen Boden  $f_1$  ganz überprägt hat, nur noch durch die Steinsohle und die Sandbänder im unteren Teil des jüngsten Lösses möglich.

Auf dem jüngsten Löss hat sich wie in allen bisher beschriebenen Profilen eine Parabraunerde gebildet.

**Z u s a m m e n f a s s u n g.** Die beschriebenen Profile der Deckschichten der HT liegen alle in einem engbegrenzten Gebiet. Die in diesem Gebiet auftretenden gleichaltrigen Böden sind daher unter den gleichen klimatischen Bedingungen gebildet worden. Unterschiede in der bodentypologischen Ausbildung ergeben sich durch Grundwasser, Staunässe und verschiedenes Relief.

Sehr klar ist die Profilentwicklung im Aufschluß Gillrath bei Erkelenz. Dieser Aufschluß ist daher ein günstiger Ausgangspunkt, um die fossilen Böden miteinander zu parallelisieren. Die beiden Parabraunerden ( $f_4$  und  $f_3$ ) unterscheiden sich deutlich durch Farbe und Struktur. In gleicher charakteristischer Ausbildung treten beide Böden im Profil Rheindahlen (8) ( $f_3$  und  $f_2$ ) auf. In dem unteren Boden wirkt sich dazu ein geringer Staunäseeinfluß aus, so daß dieser als Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet ist. Noch stärker ist der Staunäseeinfluß im Profil Wegberg (6), wo die entsprechenden Böden beide als Parabraunerde-Pseudogleye auftreten ( $f_3$  und  $f_2$ ). Im Gefüge und in der Verlehmungsstärke sind sie trotz der starken Pseudovergleyung mit den entsprechenden Böden des Profils Erkelenz (4) zu vergleichen.

Der obere Parabraunerde-Pseudogley ( $f_2$ ) des Profils Wegberg (6) erfährt mit dem Abfallen des Geländes nach Osten eine zunehmende Vergleyung. In der Ostecke der Grube wird er schon durch einen typischen Gley vertreten. Schließlich tritt er in dem ca. 600 m entfernt aufgeschlossenen Profil Wegberg-Keller (7) 8 m tiefer sogar als Anmoor-Gley auf. Die Deckschichten dieser fossilen Böden sind in den Gruben Wegberg (6) und Wegberg-Keller (7) annähernd gleich ausgebildet.

Im Liegenden der beschriebenen Böden ist nur im Profil Wegberg (6) noch eine weitere kräftige Bodenbildung aufgeschlossen, der braunlehmartige gelblichrote Interglazialboden ( $f_4$ ). Als Rest ist er vielleicht noch in dem stark verwürgten  $f_3(B)g_2$ -Horizont des Profils Rheindahlen (8) enthalten.

Über den Parabraunerden, den Parabraunerde-Pseudogleyen, dem Naßgley und dem Anmoor-Gley folgt in allen Profilen ein schichtiger Lösslehm, der z. T. Höhenunterschiede ausgleicht, die durch Erosion nach der letzten Bodenbildung entstanden sind. Aus diesem Material ist eine heute z. T. erodierte Braunerde gebildet worden (Boden  $f_1$  der Profile Wegberg, Wegberg-Keller und Rheindahlen, Boden  $f_2$  des Profils Erkelenz).

Der jüngste Löss beginnt meist mit Sandbändern über einer Steinsohle. Teils wurde die Braunerde auf dem schichtigen Löss durch Solifluktion, teils durch Winderosion mehr oder weniger abgetragen. So ist es verständlich, daß der Naßboden  $f_1$  des Profils Erkelenz im Liegenden der Steinsohle und der Sandbänder meist erodiert ist.

Der jüngste Löss ist in allen beschriebenen Gruben zu einer Parabraunerde verwittert.

Aus dem Vergleich der Lößprofile ergibt sich damit folgendes bodenkundliches und geologisches Geschehen für die Deckschichten der HT:

1. Absatz der Hauptterrassenschotter; eine eigene Bodenbildung ist unter dem braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden von Wegberg nicht zu beobachten, aber theoretisch anzunehmen (vermutlich langer Hiatus: Cromer- und Holstein-Interglazial);
2. Lößbildung (Wegberg);
3. Bildung eines braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens (Wegberg:  $f_4$ ), Wegberger Bodenbildung;
4. Bodenfließen und Kryoturbation (Wegberg und Rheindahlen);
5. Lößbildung (Erkelenz, Wegberg und Rheindahlen);
6. Bildung einer Parabraunerde (Erkelenz:  $f_4$ ), einer Pseudogley-Parabraunerde (Rheindahlen:  $f_3$ ), Rheindahlener Bodenbildung;
7. Erosion und Bodenfließen (Wegberg, Erkelenz);
8. Lößbildung (in allen beschriebenen Gruben);
9. Bildung einer Parabraunerde (Erkelenz:  $f_3$ , Rheindahlen:  $f_2$ ), eines Parabraunerde-Pseudogleys (Wegberg:  $f_2$ ). Sehr hoher Grundwasserstand und damit Bildung eines Gleys (Wegberg:  $f_2$ ), Erkelenzer Bodenbildung;
10. Erosion (in allen Gruben) und Bodenfließen (Erkelenz und Wegberg);
11. Bildung eines schichtigen Lösses (in allen Gruben), Naßbodenbildung (Erkelenz);
12. Bildung einer heute z. T. erodierten Braunerde (in allen Gruben);
13. Bodenfließen und Erosion (in allen Gruben);
14. Lößbildung und Bildung eines Naßbodens im unteren Teil dieses Lösses (Erkelenz);
15. Winderosion und erneute Lößbildung mit einleitender Flugsandbildung (in allen Gruben);
16. Bildung einer Parabraunerde (in allen untersuchten Aufschlüssen).

## C. Untersuchungen im Laboratorium

### 1. Korngrößenanalysen

Von der HT bis zur NT ist eine Abnahme der Verwitterungsintensität und damit der Verlehmung zu beobachten. Um die Stärke der Verlehmung durch eine genaue mechanische Bodenanalyse zu erfassen, wurden mit Hilfe der Pipetmethode nach KÖHN die Korngrößenzusammensetzung charakteristischer Horizonte der fossilen und rezenten Böden auf den verschiedenen Terrassen untersucht. Als Dispergierungsmittel diente 250 ccm 0,04 n Natriumpyrophosphat. Um eine möglichst vollständige Dispergierung zu erreichen, wurde die Aufschlammung 15 min mit Ultraschall (Schallfix) behandelt.

#### a) Tonanreicherungs-bänder in der Niederterrasse

Charakteristisch für viele Niederterrassenaufschlüsse sind Tonanreicherungs-bänder, die bei der Bildung der Parabraunerden aus Hochflutlehm oder der Sand-Parabraunerden aus Flugsand entstanden sind. Der durchschnittliche Tongehalt liegt bei 8%, Schwankungen zwischen 4 und 12% sind jedoch möglich.

#### b) Fossile Böden und Tonanreicherungs-bänder in der Krefelder Terrasse

Die Verwitterung der fossilen Braunerde auf der KT ist nur schwach. Diese schwache Bodenbildung drückt sich ebenfalls in einem nur geringen Tongehalt aus, der zwischen 4 und 5% schwankt.

Höhere Tongehalte herrschen in den bräunlichroten Tonanreicherungs-bändern, die z. T. Reste einer fossilen erodierten Parabraunerde sind, z. T. aber auch bei der Entstehung der rezenten Parabraunerde aus dem jüngsten Löß entstanden sind. Der Tongehalt

in den Tonanreicherungsbandern liegt meist zwischen 6 und 9,5%, im Durchschnitt ist 8,5% Ton enthalten.

c) Fossile Böden auf der Unteren Mittelterrasse und aus den glazialen Schottern und Sanden der Drenthe-Vereisung

Sehr unterschiedliche Tongehalte herrschen in den fossilen Böden auf den Kiesen und Sanden der uMT. Die Intensität der Verwitterung dieses braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens ist jedoch nicht so groß wie die auf dem Hauptterrassenmaterial, so daß die Verlehmung auch nicht so stark ist. Die Tongehalte schwanken zwischen 8 und 12%; Gehalte bis zu 18% sind jedoch ebenfalls möglich. Der Durchschnittswert liegt bei ca. 11%.

d) Fossile Böden auf der Oberen Mittelterrasse

Obwohl bodentypologisch auf den Kiesen und Sanden der oMT der gleiche Boden verbreitet ist wie auf der HT, so sind die Tongehalte im Durchschnitt dennoch niedriger. Wahrscheinlich sind bei der flächenmäßig geringen Verbreitung der oMT diese Böden stärker erodiert worden. Die Gehalte liegen meist zwischen 10 und 19%; sehr häufig tritt der Wert 14% auf.

e) Fossile Böden auf der Jüngeren Hauptterrasse

Der braunlehmartige gelblichrote Interglazialboden auf den Kiesen und Sanden der jHT ist in allen Fällen mehr oder weniger stark erodiert, so daß dieser Boden heute in verschiedener Profilmächtigkeit und sehr unterschiedlicher Verlehmungsstärke vorliegt. So sind die großen Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung der fossilen Böden wahrscheinlich auf die ungleiche Erosion zurückzuführen.

Das Ausgangsgestein für die Bodenbildung ist für alle Gruben annähernd gleich. Unterschiede ergeben sich durch eine stärker sandige oder schotterreiche Zusammensetzung des Materials. Die unverwitterten Kiese und Sande besitzen keinen Tongehalt. In dem stark verwitterten plastischen Bodenmaterial ist dagegen meist ein Tongehalt von 10—20% enthalten, in weniger erodierten Bodenprofilen (Profil Pützlohn) ist sogar 30% und mehr enthalten. In den oberen Bodenhorizonten ist 19% ein häufig auftretender Wert.

## 2. Untersuchung der Tonsubstanz mit Hilfe der Röntgenanalyse

Die Untersuchung der fossilen Böden im Niederrheingebiet zeigt, daß die Terrassen auf Grund ihrer bodenkundlichen Merkmale zu drei Gruppen zusammengefaßt werden können: a. NT und KT, b. uMT und c. oMT und jHT. Die unterschiedliche Verlehmung, Färbung und Plastizität der Böden sind das Ergebnis der Bedingungen, unter denen die Böden gebildet wurden.

Daher ist zu erwarten, daß sich die Böden der drei Terrassengruppen neben den beschriebenen mikroskopischen Merkmalen auch in der Tonmineralgarnitur unterscheiden. Die Bildung bestimmter Tonminerale ist weitgehend abhängig von den herrschenden Klima- und Bodenverhältnissen sowie von der Dauer der Verwitterung. Montmorillonit z. B. bevorzugt mehr basische Böden, während Kaolinit, ein typisches Verwitterungsprodukt tropischer und subtropischer Böden, mehr neutrale bis schwach saure Reaktion bevorzugt. Kaolinit ist so bei den unter feuchtwarmen Klimabedingungen intensiv verwitterten, schwach sauren braunlehmartigen gelblichroten Interglazialböden stark angereichert zu erwarten, während Montmorillonit in den wenig entbasten, neutralen, unter feuchtgemäßtem Klima verwitterten Boden des Postglazials zu suchen ist.

Die erwarteten Unterschiede kommen bei den an 23 Proben durchgeführten qualitativen Röntgenanalysen nicht in der erwarteten Schärfe heraus. Unterschiede ergeben sich in der Ausbildung des Röntgenspektrums und in dem Fehlen, bzw. Auftreten von weiteren Tonmineralien.

### a. Niederterrasse und Krefelder Terrasse

Aus der KT und der NT wurden die Tonanreicherungsbänder, die bei der fossilen oder rezenten Parabraunerdebildung aus Löß oder Hochflutlehm oder bei der Bildung der Sand-Parabraunerde aus Flugsand entstanden sind, röntgenographisch untersucht. Die geringe Zahl der untersuchten Proben erlaubt es nicht, innerhalb dieser Gruppe Unterschiede herauszuarbeiten.

Die Durchkristallisation der Tonminerale ist in den Tonanreicherungsbändern im Vergleich zu den älteren Terrassen am besten. Die Basenverarmung, die Wirkung der peptisierenden Kieselsäure und der Abbau der Tonsubstanz sind nicht so groß wie in den fossilen Böden auf den älteren Terrassen.

So tritt neben Illit und Kaolinit, die vorherrschend sind, meist ein geringer Gehalt an Montmorillonit auf, ferner ein deutlicher Gehalt an Hydrobiotit und Vermikulit, der stellenweise 20% und mehr ausmacht.

Eisenoxydhydrate sind in zu geringem Anteil in der Tonmineralfraktion enthalten, als daß sie in nicht angereicherter Form nachgewiesen werden könnten.

### b. Untere Mittelterrasse und glaziale Schotter und Sande der Drenthe-Vereisung

Schlechter durchkristallisiert ist die Tonsubstanz in dem weniger stark verwitterten braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden der uMT.

Kaolinit und Illit sind wiederum zu gleichen Anteilen vorherrschend. Vermikulit läßt sich in fast allen untersuchten Proben nachweisen. Hydrobiotit konnte nicht nachgewiesen werden, Montmorillonit war nur schwach angedeutet in einer Probe vorhanden. Vermikulit, ein verhältnismäßig grobkörniger Montmorillonit, tritt als Zwischenprodukt auf bei der Umformung von Illit zu Kaolinit oder Montmorillonit (LAATSCH, 1957, S. 65).

Der Abbau des Illits zu Kaolinit geschieht offensichtlich in den fossilen Böden der Unteren Mittelterrasse weniger schnell und vollständig als in den Böden der älteren Stufen. Das Fehlen von Montmorillonit deutet aber feuchtwarme Klimaverhältnisse an, die schon eine weitgehende Entbasung und damit einen ziemlich schnellen Zerfall des Illits und Vermikulits im Gefolge hatten.

### c. Obere Mittelterrasse und die Jüngere Hauptterrasse

Die Tonmineralgarnitur des braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens auf der HT und der oMT ist gleich und rechtfertigt damit die gleiche bodentypologische Ansprache.

Bezeichnend für die Röntgendiagramme sind die breiten Basis-Interferenzen; die Tonminerale dieses fossilen Bodens sind also sehr schlecht durchkristallisiert. Diese mangelhafte Durchkristallisation beruht wahrscheinlich auf der in schwach saurem Milieu (pH 4-5) vorkommenden stark peptisierenden, wasserhaltigen, kolloidalen Kieselsäure und auf dem starken Zerfall der Tonminerale.

Der starke Abbau der Tonminerale drückt sich ebenfalls in der Zusammensetzung der Tonmineralfraktion aus. Meist konnten nur Kaolinit und Illit mit mehr oder weniger gleichem Anteil in den untersuchten Bodenproben der HT und der oMT nachgewiesen werden. Lediglich in zwei oberflächennah entnommenen Proben trat dazu ganz schwach angedeutet Montmorillonit, Vermikulit und Hydrobiotit auf. Diese geringen Vorkommen sind sicherlich auf Tondurchschlammung aus dem rezenten Boden aus wenig mächtigem Würm-Löß zurückzuführen.

Das fast ausschließliche Auftreten von Kaolinit und Illit zeigt wie die Färbung, Verlehmung und Plastizität eine sehr intensive und lange Verwitterung unter einem feuchtwarmen Klima an.

**Zusammenfassung:** Die geschilderten Unterschiede erlauben eine Trennung der Bodenbildungen auf a. NT und KT, b. uMT und c. oMT und HT. Die Ergebnisse



der Röntgenanalyse sind jedoch sehr vorsichtig zu deuten. Die charakteristischen Merkmale der Böden auf den jüngeren Terrassen können gleichfalls in den älteren Stufen auftreten, wenn spätere Bodenbildungen, wie Verwitterung und Tondurchschlammung, fossile Böden überprägen. Ferner sind bisweilen Montmorillonit, Vermikulit und Hydrobiotit in den jungen Parabraunerdebändern so wenig enthalten, daß sie mit Hilfe der Röntgenanalyse nicht mehr nachgewiesen werden können.

### 3. Untersuchung der Eisenoxyde und Eisenoxydhydrate mit Hilfe der Röntgenanalyse

Zwischen den Tonanreicherungsbändern in den Kiesen und Sanden der NT und der KT und den fossilen Böden auf den älteren Terrassen bestehen deutliche Unterschiede in der Färbung. Diese unterschiedlichen Farben werden wahrscheinlich durch verschiedene Eisenoxyd- und Eisenoxydhydratformen hervorgerufen.

Die Röntgenanalyse zeigt nun, daß Eisen in einem zu geringen Gehalt im Boden enthalten ist, als daß es in nicht angereicherter Form nachgewiesen werden könnte. Aber auch nach einer Anreicherung mit einem Magnetscheider gelingt es nur bei wenigen Proben, Goethit in Spuren nachzuweisen. Damit bestätigt sich die Beobachtung im Dünnschliff, daß das Eisen im Braunlehmteilplasma in sehr stark peptisierter Form enthalten ist. Etwas häufiger konnte Goethit in Grundwasserbildungen nachgewiesen werden.

Eisen- und Manganschwarten vom Rodderberg (10) mit einem Gehalt von 38,3%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (s. HT) schienen für eine röntgenographische Untersuchung besonders günstig zu sein. Trotz des hohen Gehalts an Eisen zeigt das Röntgendiagramm nur schwach Goethit mit einer sehr breiten Basisinterferenz an. Das Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat ist also trotz der starken Anreicherung nur sehr schlecht durchkristallisiert. Die Haematitlinien erschienen im Röntgendiagramm erst nach dreistündigem Glühen der Substanz über  $900^\circ\text{C}$ , nachdem das gesamte Eisen in Haematit überführt worden war.

### 4. Mikromorphologische Untersuchung der Böden auf den Rheinterrassen<sup>1)</sup>

Die im folgenden beschriebenen, mikromorphologischen Merkmale der fossilen Böden auf den Rheinterrassen sollen Unterschiede zwischen den verschiedenaltrigen Bodenbildungen herausstellen und eine genauere bodentypologische Ansprache ermöglichen.

#### a. Niederterrasse und Krefelder Terrasse

Die Untersuchung beschränkt sich auf die Tonanreicherungsbänder, die entstanden sind durch Tonmineraleinschlammung aus der über den Terrassenkiesen lagernden Parabraunerde aus Hochflutlehm oder Löß. Während die Bänder in der NT nachweisbar mit der rezenten Parabraunerde entstanden sind, können diese in der KT z. T. durch einen später erodierten fossilen Boden aus Löß gebildet worden sein.

Die Tonanreicherungsbänder setzen sich im Schliffbild vorwiegend aus kantengerundeten Skelettbestandteilen mit 200 bis 1000  $\mu$  Durchmesser zusammen. Unter den Mineralkörnern überwiegt Quarz. Die Quarzkörner werden von bei +N doppelbrechenden Plasmasäumen und -bändern umgeben (s. Abb. 29). Meist wird der Verband zwischen den Mineralkörnern durch Braunlehmteilplasma hergestellt, z. T. sind kleinere Zwischenräume ganz mit Plasma ausgefüllt. Dadurch erhält das Bodenmaterial seine Bindigkeit. Das Braunlehmteilplasma ist in den einzelnen Schliffen verschieden eisenhaltig, so daß die Färbung von hellgelb bis dunkelrötlichbraun reicht. Bisweilen zeigt die Grundsubstanz schaligen Aufbau, beim Austrocknen zerfällt sie entlang den vorgezeichneten Bahnen der Absonderung zwiebförmig.

<sup>1)</sup> Die Maßstabsfolien zu den Abbildungen wurden freundlicherweise von Dipl. agr. K. ZIMMERMANN, Institut f. Bodenkunde, Bonn, zur Verfügung gestellt.

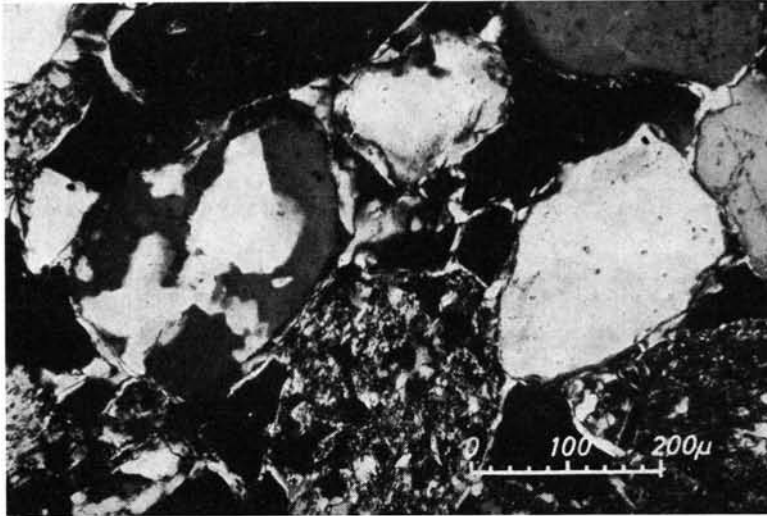


Abb. 29. Vergr. 125 : 1, NT, DB-Horizont, + N. Kantengerundete, fluviatile Skelettkörner mit doppelbrechenden, leuchtenden Plasmasäumen und Brücken.

Die Schliffbilder der NT und der KT unterscheiden sich nicht wesentlich. Die Skelettkörner der KT scheinen etwas dichter gelagert, die Plasmasäume und -brücken sind schwächer ausgebildet. Daher sind die Dichte und die Bindigkeit der Tonanreicherungsbänder der KT geringer als in der NT. Lößlehm neigt offensichtlich weniger stark zur Durchschlämmung als Hochflutlehm.

Das Bodenmaterial setzt sich damit ausschließlich aus Bodenskelett und Braunlehmteilplasma zusammen. Es gehört nicht zu einem echten Verwitterungshorizont, sondern entstand durch Toneinschlümmung in frische, unverwitterte Kiese und Sande hinein. Das Braunlehmteilplasma unterscheidet sich nicht von dem in den Parabraunerden aus Löß, Sandlöß und Flugsand.

#### b. Untere Mittelterrasse und glaziale Schotter und Sande der Reißvereisung

Erst bei der uMT steht für die mikromorphologische Untersuchung Bodenmaterial aus echten Verwitterungshorizonten zur Verfügung. Vollständige Bodenprofile gibt es nicht. Ein nur schwach erodierter Boden ist am Egelsberg bei Krefeld (11) auf den glazialen Schottern und Sanden der Drenthe-Vereisung aufgeschlossen. Die übrigen Profile auf der uMT sind fast alle stärker erodiert; vor allem fehlt der stark verlehnte obere Teil des B-Horizonts.

Die Skelettkörner sind weiterhin kantengerundet mit einer durchschnittlichen Größe von 50 bis 800  $\mu$ . Randlich sind die Mineralkörner stark angewittert, zwischen den großen Körnern liegen in einer Braunlehmteilplasma-Grundmasse kleine Mineralstückchen; Quarz überwiegt.

Im Gegensatz zu den jüngeren Terrassen beschränkt sich das Fließplasma nicht mehr nur auf Hüllen- und Brückenbildung um und zwischen den Mineralkörnern. Strangartig umfließt nun Braunlehmteilplasma die Skelettkörner. An sehr unregelmäßig verlaufenden Fließbahnen und an der starken Zerstückelung des Plasmas ist eine intensive Durchknetung des Bodens zu erkennen (s. Abb. 30). Konkretionsartige Bildungen fehlen. Dafür ist eine wenig häufige Bleichung des Braunlehmteilplasmas zu Graulehmteilplasma als Merkmal einer in dem dichten Material wirksamen Staunässe zu werten.



Abb. 30. Vergr. 50:1, uMT, fB-Horizont, +N. Große, kantengerundete, und kleine, splittrige Mineralkörner in einer strähnigen, dichten und verwürgten Grundmasse aus doppelbrechendem Braunlehmteilplasma eingebettet.

Die Intensität der Verlehmung nimmt nach unten schnell ab. Im unteren Teil des B-Horizonts gleicht das Schliffbild wieder dem der NT und der KT. Braunlehmteilplasma bildet nur noch Plasmasäume und schwache Brücken zwischen den Mineralkörnern.

Die mächtigen Braunlehmteilplasmastränge, in die das reichlich vorhandene Bodenskelett eingebettet ist, sind ein typisches Merkmal der Braunlehme. Die von W. L. KUBIĚNA (1953) beschriebenen randscharfen Konkretionen fehlen.

#### c. Obere Mittelterrasse und Hauptterrasse

Das Schliffbild der fossilen Böden auf der oMT und der HT ist ähnlich dem der uMT. Die stark verlehmte Zone im oberen Teil des B-Horizonts ist jedoch weitaus mächtiger

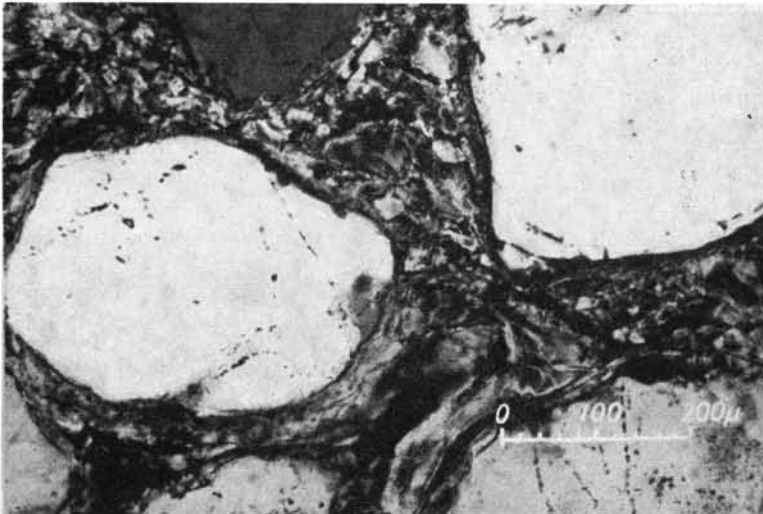


Abb. 31. Vergr. 125:1, HT, fB-Horizont, +N. Kantengerundete, fluviale Mineralkörner in dichtem, zerknietem Braunlehmteilplasma eingebettet.

als bei der uMT. Daher wird auch im Schliffbild meist trotz der starken Erosion noch die verdichtete Zone beobachtet.

Die Skelettkörner sind rundlich und verschieden groß, z. T. sind sie zerbrochen und durch Verwitterung randlich angeätzt. Ein sehr strähniges, zerbrochenes und zerkrümeltes Braunlehmteilplasma mit unterschiedlichem Gehalt an Eisen (s. Abb. 31) umkleidet die Mineralkörner und verleiht damit dem Boden die große Dichte. Mitunter ist das Plasma schalig ausgebildet. Nur ganz vereinzelt finden sich konkretionsartige Bildungen mit uncharakteristischen und zerrissenen Rändern, die einen Staunässeinfluß anzeigen.

Die sekundär vergleyten braunlehmartigen Interglazialböden der HT und der oMT unterscheiden sich im Schliffbild deutlich von den normalen Bodenbildungen. Die kantengerundeten Mineralkörner sind hier in einer dunkelbraunen, opaken Grundmasse eingebettet, die nur in den Randpartien einiger Leitbahnen Doppelbrechung zeigt und rötlich-gelb aufleuchtet. Es zeigt sich, daß hier Braunlehmteilplasma sekundär mit Eisen- und Manganverbindungen angereichert worden ist, so daß die Grundmasse dunkelbraun bis schwarz und opak wird. Diese Anreicherung führt schließlich bankweise zu einer steinähnlichen Verfestigung des Bodenmaterials.

## **D. Schlußfolgerungen**

### **1. Die stratigraphische Gliederung der Lößprofile**

Eine stratigraphische Gliederung von Lößprofilen in einem kleinen Arbeitsgebiet ist mit vielen Fehlerquellen verbunden. Die fossilen Böden, C<sup>14</sup>-Bestimmungen, Artefaktenfunde und der Vergleich mit anderen Lößprovinzen geben jedoch Daten, die selbst eine Gliederung in diesem engen Gebiet erlauben.

Die uMT, deren Drenthe-Alter durch ihre Verknüpfung mit den Endmoränen des nordischen Inlandeises als bewiesen gilt, ist für eine stratigraphische Gliederung der Löss besonders wichtig. Wie bei der bodenkundlichen Beschreibung dargelegt wurde, findet sich auf der uMT die kräftige Bodenbildung des sogenannten „braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens“, die in ähnlicher Ausbildung aus Löß im Profil Wegberg stattgefunden hat. Damit erweist sich diese Bodenbildung jünger als die Drenthe-Vereisung, so daß wir sie am ehesten in die letzte nachgewiesene echte Interglazialzeit, d. h. in die Eem-Warmzeit zu stellen geneigt sein könnten.

Nun müssen wir auch mit einer kräftigen Bodenbildung während der Ohe-Warmzeit (nach K. PICARD Treewärmeschwankung) rechnen, die zwischen dem Drenthe-Stadium und dem Warthe-Stadium liegt. Die Ohe-Warmzeit soll nach G. VON DER BRELIE (1955) den Charakter eines Interglazials gehabt haben. Nach E. MÜCKENHAUSEN (1939), K. PICARD (1960) und E. H. STREMMER (1960) sollen während der Ohe-Warmzeit (Treewärmeschwankung) stark gebleichte Böden entstanden sein, die eine sehr lange Bildungszeit mit wahrscheinlich wärmerem Klima als dem der Gegenwart verlangen. Die Böden aus dem Material des Warthe-Stadiums sollen denen aus dem Material der Weichsel-Vereisung näher stehen. So wird die Bildung des braunlehmartigen gelblichroten Bodens auf der uMT (Frechener Bodenbildung) und aus Löß (Wegberger Bodenbildung) mit H. REMY (1960b) in die noch etwas umstrittene Drenthe/Warthe-Warmzeit gestellt.

Aus diesen Erwägungen heraus müssen wir alle Löss im Hangenden der Wegberger Bodenbildung und alle mit ihnen parallelierten Bildungen der übrigen Gruben in die Warthe- und Würm-Eiszeit stellen. Über dem Wegberger Boden finden sich zwei Parabraunerde-Pseudogleye (f<sub>2</sub> und f<sub>3</sub>), die in Erkelenz beide als Parabraunerden ausgebildet sind (s. Abb. 25, 26). Zwei Parabraunerden folgen ebenfalls im unteren Teil des Profils der Ziegeleigrube Weglau bei Koblenz-Metternich (vgl. H. REMY & W. PAAS 1959, H. REMY 1960b) über der Frechener Bodenbildung aus Schottern der uMT der Mosel.

Die Bildung der jüngeren Parabraunerde (Erkelenzer Bodenbildung) war vor mindestens 48 000 Jahren abgeschlossen, wie  $C^{14}$ -Bestimmungen an Humusproben aus A-Horizonten der Erkelenzer Bodenbildung zeigen (Erkelenz: Gro-2675:  $48500 \pm 1600$  Jahre und Brühl nach freundlicher Mitteilung von H. REMY: Gro-2677:  $50000 \pm 2000$  Jahre). Die  $C^{14}$ -Bestimmungen, die älter sind als 30000 Jahre, müssen als Minimalwerte aufgefaßt werden, so daß das wirkliche Alter der Humusproben sicherlich größer ist. Die Erkelenzer Bodenbildung ist die letzte kräftige Bodenbildung in den rheinischen Lößprofilen.

Ähnliche Verhältnisse finden wir nach K. BRUNNACKER (1957) und J. FINK (1960) bei der Verlehmungszone des Linzer Komplexes im österreichischen und bayerischen Alpenvorland (=Stillfried A, = Oberfellabrunn der trockenen Lößlandschaft in Niederösterreich), wo es zur Ausbildung ähnlicher Bodentypen kam. Die Humuszonen dieses Komplexes besitzen ein vergleichbares Alter. So hat die Senftenberger Humuskohle oberhalb der Linzer Verlehmungszone ein Alter von mehr als 54000 Jahren; die Humuszonen des Oberfellabrunner Komplexes sind gleichfalls in einem Zeitraum entstanden, der vor 54000 Jahren zu Ende ging. Damit können wir mit großer Wahrscheinlichkeit die Erkelenzer Bodenbildung mit der von Stillfried A (=Linz) gleichsetzen.

Im österreichischen wie auch im bayrischen Alpenvorland findet sich auf der rißeiszeitlichen Hochterrasse stets nur eine kräftige Bodenbildung, die gleichalt ist mit der Stillfrieder Verlehmungszone. Diese letzte, kräftige fossile Bodenbildung vertritt daher in den Periglazialgebieten das Riß/Würm- (=Eem) Interglazial (J. FINK 1960, K. BRUNNACKER 1957). Damit ist die Erkelenzer Bodenbildung wahrscheinlich während der Eem-Warmzeit entstanden. Es folgt daraus, daß die Rheindahlener Bodenbildung (ältere Parabraunerde), die eine viel schwächere Verlehmung und Profilentwicklung aufweist, während einer Wärmeschwankung in der Warthe-Kaltzeit entstanden sein muß.

H. REMY (1960b) parallelisiert die Wegberger Bodenbildung gleichfalls mit der Drenthe/Warthe-Warmzeit, die Rheindahlener Bodenbildung sieht er jedoch als altersgleich an mit der Eem-Warmzeit, während der Erkelenzer Boden schon zum Altwürm gerechnet wird.

Wiederum eine andere Gliederung würde sich ergeben aus einem Vergleich mit der belgischen und nordfranzösischen Gliederung nach R. TAVERNIER & J. DE HEINZELIN (1957). Danach wäre die Wegberger Bodenbildung gleichalt mit der Eem-Warmzeit. Die Erkelenzer Bodenbildung hätte sich aus einem Altwürmlöß entwickelt, und der Rheindahlener Boden würde das Altwürm noch einmal in zwei Abschnitte gliedern.

Für die weniger ausgeprägte Krefelder, Frimmersdorfer und Brühler Bodenbildung im Hangenden des Erkelenzer Bodens gibt es keine sicheren stratigraphischen Hinweise. Möglicherweise sind diese Böden gleichalt mit dem Paudorfer Boden in Österreich.

Der sehr mächtige, einheitliche jüngste Löß oberhalb des Frimmersdorfer Bodens und des Naßbodens ist wie in Österreich und Süddeutschland sicherlich während des Maximums der Weichselvereisung (25000 bis 17000 Jahre v.h.) angeweht worden.

## 2. Der Ablauf des Jungpleistozäns im Niederrheingebiet auf Grund der Lößgliederung

Folgender Ablauf des Jungpleistozäns im Niederrheingebiet ergibt sich (s. Abb. 32): Nur wenige Angaben sind über den Drenthe-Löß zu machen; das Material ist sehr sandig und ganz verlehmt. Eine weitere Untergliederung der Drenthe-Ablagerungen auf Grund von Bodenbildungen ist bisher in dem hier behandelten Gebiet nicht möglich. Der Drenthe-Löß ist während der Drenthe/Warthe-Warmzeit zu einem braunlehmartigen gelblich-roten Boden verwittert. Diese Wegberger Bodenbildung mit ihrer kräftigen Verlehmung und Färbung deutet auf Klimabedingungen hin, die während späterer Perioden in diesem Raum nicht mehr erreicht wurden. Wahrscheinlich hat ein warmes und feuchtes Klima



geherrscht. Die starke Pseudovergleyung dieses Bodens ist ein sekundäres Merkmal, das später während feuchter Zeiten entstanden ist.

Die Warthe- und Weichsel-Eiszeit sind durch Klimaschwankungen in Abschnitte gegliedert. Die Schwankungen prägen sich in dem milden und feuchten Klima des Niederrheingebiets ungleich stärker in den Lößprofilen aus als in anderen mehr kontinentalen Lößprovinzen. So sind hier Klimaschwankungen kleineren Ausmaßes, die sich in trockenen Gebieten gar nicht erst ausprägen, durch Bodenbildungen nachzuweisen. Mit der Klimaverschlechterung zu Beginn der Wartheeiszeit setzte eine kräftige Solifluktion ein, der der interglaziale Boden zum größten Teil zum Opfer fiel. Nur in besonders günstigen Lagen hat sich Lößlehm erhalten können. Zum Bodenfließen kommen in weiten Gebieten Kryoturbationen hinzu, die typisch sind für den Zeitraum zwischen Bodenbildung und folgendem Lößabsatz.

Über der Fließerde folgt mit scharfer, ungestörter Grenze ein stets entkalkter älterer Warthe-Löß, der in einem kalten und trockenen Klima gebildet wurde. Die Rheindahlener Bodenbildung aus diesem Löß ist in keinem Fall ganz erhalten; meist tritt im oberen Teil ein ca. 50 cm mächtiger kräftigbrauner Horizont auf mit einem scharfkantigen Polyedergefüge und typischen Tonhäutchen auf den Gefügeelementen. Diese Merkmale weisen den Boden als Parabraunerde aus, die in einem feuchten und mäßig warmen Klima entstanden ist. Auf den feuchten Charakter dieser Bodenbildung deutet ebenfalls die häufig beobachtete Pseudovergleyung hin. Die Intensität der Bodenbildung läßt auf eine Wiederbewaldung in diesem Gebiet schließen. Der j. Warthe-Löß ist im Niederrheingebiet ziemlich einheitlich ausgebildet. Feuchtere Abschnitte zeichnen sich durch das Artefakte führende, schichtige Material der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen ab. Der Eem-Boden aus diesem Löß, die Erkelenzer Bodenbildung, wiederum eine Parabraunerde, ist in einigen Profilen noch ganz erhalten. Er zeigt eine sehr klare Horizontgliederung mit einem vom A<sub>3</sub>-Horizont sehr scharf abgesetzten Textur-B-Horizont. Das Gefüge des B-Horizonts ist meist bröckelig bis kantengerundet-kleinpolyedrisch. Dadurch unterscheidet es sich neben einer etwas helleren Färbung deutlich von der älteren Parabraunerde. Tondurchschlammung, häufige Pseudovergleyung und scharfe Horizontgliederung weisen für die Bildung des Erkelenzer Bodens ebenfalls ein feuchtes und mäßig warmes Klima nach. Gleichzeitig hat im Niederrheingebiet der höchste nachweisbare Grundwasserstand seit der Eem-Warmzeit geherrscht. Subtypen von Parabraunerde und Gley und echte Gleye konnten nachgewiesen werden. Der Boden weist eine größere Profilentwicklung und eine kräftigere Verlehmung als der Rheindahlener Boden auf, so daß wir erst recht für die Zeit dieser Bodenbildung, die intensiver als die heutige war, eine Wiederbewaldung des Niederrheingebiets annehmen müssen.

Der Ältere Weichsel-Löß ist im nördlichen Arbeitsgebiet meist ganz geschichtet und besitzt bisweilen an der Basis einen Geröllhorizont. In seiner Ausbildung entspricht er dem von F. BORDES (1954) beschriebenen limon à doublets. Im Tagebau Frimmersdorf-West treten in diesem sehr mächtigen Weichsel-Löß in mehrfacher Wiederholung kalkhaltige Braunerden und Naßböden auf. Seitlich verlieren sich diese Böden in schichtiges Material, das schließlich sogar die Frimmersdorfer Bodenbildung, die sich aus diesem Löß entwickelt hat, erfaßt. Dann ist die Grenze Älterer/Jüngerer Weichsel-Löß nur noch durch den Fazieswechsel zu erkennen. Daraus ergibt sich für die frühe Weichsel-Eiszeit eine Zeit sehr wechselnder Klimaverhältnisse, während der Bodenfließen, Lößbildung und Bildung von kalkhaltigen Braunerden und Naßböden in mehrfacher Wiederholung aufeinander folgten. Im ganzen gesehen haben keine ausgesprochen extrem kaltzeitlichen Klimabedingungen geherrscht. Große Lößmächtigkeiten haben sich nur in Hanglagen bilden und erhalten können; in ebener Lage ist der Ältere Weichsel-Löß meist viel geringmächtiger.

Im südlichen Teil des Arbeitsgebiets ist die ausgeprägte Schichtung des Älteren Weichsel-Lösses nicht vorhanden; das Material ist nur noch durch sandigere Einlagerungen

Stratigraphische Gliederung des Quartärs	Böden	Jüngere Hauptterrasse Obere und Mittlere Mittelterrasse	Untere Mittelterrasse	Krefelder Mittelterrasse	Niederterrasse	Hochflutbett des Rheins
Holozän Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Praeboreal		Verbreitete Bodentypen: Parabraunerde, Pseudogley, Gley			Verbreitete Bodentypen: Parabraunerde, Sand-Parabraunerde	Verbreiteter Bodentyp: Allochthoner brauner Kalkauenboden
	Jüngere Dryaszeit				Hochflutlehm, Dünen Bildung der Jüngeren Niederterrasse Allochthoner brauner Kalkauenboden	Bildung des Hochflutbetts
Weichsel-Eiszeit Alleröd Ältere Dryaszeit Bölling Älteste Dryaszeit	Mandarfer Bodenbildung					
		Lößbildung Naßbodenbildung im unteren Teil			Bildung der Älteren Niederterrasse	
	Frimmersdorfer Bodenbildung Brühler Bodenbildung	Vorkommende Bodentypen: N: Z.T. erodierte Braunerde S: Kalkhaltige Braunerde				
		Lößbildung, Bildung von Naßböden, kalkhaltigen Braunerden und eines Anmoor-Gleys, besonders im unteren Teil starkes Bodenfließen				
Eem-Warmzeit	Erkelener Bodenbildung	Vorkommende Bodentypen: Parabraunerde, Pseudogley-Parabraunerde, Parabraunerde-Pseudogley, Gley-Parabraunerde, Gley				
Warthe-Eiszeit		Lößbildung				
	Rheindahlener Bodenbildung	Vorkommende Bodentypen: Parabraunerde, Pseudogley-Parabraunerde, Pseudogley		nicht nachgewiesen		
		Lößbildung		Bildung der Krefelder Mittelterrasse		
Drenthe/Warthe-Warmzeit	Wegberger Bodenbildung Frechener Bodenbildung	Verbreiteter Bodentyp: Braunlehmartiger gelblichroter Boden				
Drenthe-Eiszeit		Lößbildung		Bildung der Unteren Mittelterrasse		
Holstein-Warmzeit	Jülicher Bodenbildung	Verbreiteter Bodentyp: Braunlehmartiger gelblichroter Boden				
Elster-Eiszeit und ältere Vereisungen		Bildung der Mittleren und Oberen Mittelterrasse und der Hauptterrasse				

Abb. 32. Stratigraphische Gliederung der Terrassen im Niederrheingebiet mit Hilfe ihrer Verwitterungsdecken und Deckschichten.

schwach gestreift. Im Aufschluß Brühl N (s. Abb. 23) läßt sich dieser Löß durch eine kalkhaltige Braunerde nur noch einmal untergliedern. Die Klimaschwankungen haben sich damit in der etwas trockeneren Landschaft von Bonn bis Köln nicht so stark ausgeprägt wie im nördlichen Niederrheingebiet.

Die Abgrenzung einer feuchteren und einer trockeneren Landschaft in der niederrheinischen Bucht zeigt sich auch in dem Boden auf dem älteren Weichsel-Löß. Dieser ist im Norden in normaler, ebener Lage durch Solifluktion und Winderosion mehr oder

weniger erodiert, so daß hier die typologische Ansprache nicht mit Sicherheit möglich ist. Mit Vorbehalt wird er als eine Braunerde angesprochen (Frimmersdorfer Boden).

Im südlichen Arbeitsgebiet ist der Boden (Brühler Boden) noch nicht entkalkt, hier prägt er sich nur durch eine schwache Verlehmung und Verbraunung aus, d. h. als eine geringmächtige kalkhaltige Braunerde.

Das jüngere Weichsel-Stadial begann mit Bodenfließen; Geröllhorizonte treten etwas seltener auf und erreichen eine geringere Mächtigkeit. So folgt über der Frimmersdorfer Bodenbildung meist ein sehr homogener jüngster Löß, der im zentralen Lößgebiet Mächtigkeiten von 5 m und mehr erreichen kann und im unteren Teil einen Naßboden enthält. Fast während der ganzen Lößbildung muß so ein sehr gleichbleibend kaltes und trockenes Klima geherrscht haben; die Lößfolge zeigt im zentralen Gebiet keine weitere Gliederung durch Bodenbildungen oder Fließerden. Lediglich während der Bildung des unteren Teiles haben zeitweise feuchtere Klimabedingungen geherrscht, wie der Naßboden und die starken Würgeerscheinungen an der Basis zeigen.

In den Randgebieten der Lößverbreitung kam es nach der Bildung eines geringmächtigen Lösses und des Naßbodens durch sehr starke Winde zu einer zeitweisen Unterbrechung der Lösssedimentation, stellenweise zu einer kräftigen Winderosion, der meist der Naßboden und Teile der Frimmersdorfer Bodenbildung zum Opfer fielen. Selbst bis zu 1 cm Durchmesser große Gerölle wurden auf der Oberfläche bewegt. Nach der Bildung einer Steinsohle wurden schließlich wieder Flugsand und mit abnehmender Windstärke Sandlöß und Löß angeweht. Im Grenzgebiet der Lößverbreitung wurden nur Flugsand und Sandlöß abgesetzt.

Im Spätglazial und Holozän verwitterte der jüngste Löß im Niederrheingebiet unter normalen Bedingungen zu einer Parabraunerde. Die Mächtigkeit dieses Bodens ist im südlichen Teil des Arbeitsgebiets im Durchschnitt geringer als im nördlichen. Die braune Streifung in dem Sandlöß und Flugsand ist bei der Bodenbildung entstanden: Tonsubstanz wurde aus dem Oberboden (A<sub>1</sub>- und A<sub>3</sub>-Horizont) nach unten durchgeschlämmt und in braunen Tonerdeanreicherungsbandern (B-Horizont) wieder abgesetzt. In feinem Lößmaterial hat sich der B-Horizont nicht aufgelöst, sondern hat einen einheitlichen B-Horizont mit den typischen Tonhäutchen auf den Gefügeelementen gebildet.

### 3. Vergleich der Lössen im Niederrheingebiet mit den Lössen Nordfrankreichs und Belgiens

Enge Beziehungen verbinden das Niederrheingebiet mit Nordfrankreich und Belgien. Bei einem ähnlichen Klima sind hier gleiche Bodentypen entstanden.

Der Wegberger Bodenbildung entspricht wahrscheinlich in Frankreich der sogenannte „limon rouge fendillé“, der in Belgien dem „sol de Rocourt“ entspricht. Diese Bodenbildungen werden dort jedoch in das Eem verlegt (R. TAVERNIER & J. DE HEINZELIN 1957). Jeder folgenden Periode der Lößbildung ging eine Solifluktion voraus, die einen Geröllhorizont („cailloutis“) bildet. Die Artefakte finden sich meist in diesen Fließerden.

Die Industrie des „moustérien de tradition acheuléenne“ findet sich in den basalen cailloutis des „loess récent I“, der stellenweise im unteren Teil humose Einlagerungen besitzt. Sehr häufig zeigt der „loess récent I“ an der Oberkante eine bis 2 m mächtige ausgesprochene Bodenprofilentwicklung. Die Oberfläche der Gefügeelemente weist typische Tonhäutchen auf. Damit zeigt dieser Boden, der „sol de Clypot“, eine ähnliche Ausbildung wie die Rheindahlener Bodenbildung in unserem Gebiet.

Die folgenden „cailloutis“ des „loes récent II“ führen Artefakte des oberen Moustiers (F. BORDES 1954). Stellenweise treten diese auch im unteren Teil des Lösses in humosen Einlagerungen auf. Selten ist der Boden auf dem „loes récent II“ noch erhalten; wenn er erhalten ist, zeigt er sehr deutlich den Charakter eines „sol hydromorphe à horizon B

textural bien développé“ (R. TAVERNIER & J. DE HEINZELIN 1957). Damit weist dieser Boden, der „sol de Kesselt“, gleiche Merkmale auf wie die Erkelenzer Bodenbildung des Niederrheingebiets. In den überlagernden cailloutis findet sich eine Chatelperron-Industrie (Périgord O).

Der „loess récent III“ tritt in Nordfrankreich und Belgien in zwei verschiedenen Fazies auf: 1. als ungeschichteter, pulvriger Löß (type Brabantien), der auf das Trockengebiet beschränkt ist, und 2. als geschichteter Löß (limon à doublets), der in den nördlichen meernahen Regionen verbreitet ist und stellenweise durch einen „caillouti“ zweigeteilt ist. Im mittleren Teil des „loess récent III“ findet sich das Périgord III und im oberen Teil, schon in der rezenten Verlehmungszone, der „terre à brique“, das Périgord IV (=Gravette) und das Protosolutré.

Die Altersbestimmung für das Périgord IV (spätes Aurignac mit Gravette-Spitzen) des Abri Pataud in Les Eyzies, Dordogne, ergab ein Alter von 24000 Jahren (RUBIN & SUESS 1955). Damit ist das Gravette in Frankreich gleichalt mit dem österreichischen, und der Ältere Weichsel-Löß im Niederrheingebiet und in Österreich vertritt fast den ganzen „loess récent III“, während der Jüngere Weichsel-Löß in Nordfrankreich nicht oder nur in ganz geringer Mächtigkeit vertreten ist.

Diese Deutung wird gestützt durch eine Beobachtung von R. TAVERNIER & J. DE HEINZELIN (1957): „Dans plusieurs affleurements dans la région sablo-limoneuse on trouve des dépôts sableux, parfois épais de plusieurs mètres, présentant un caractère éolien et des indices de climat froid, qui sont situés entre l'horizon Allerød et des formations qui, par leur position et leur facies, semblent appartenir au Limon Récent III. Sous ces dépôts sableux, la partie supérieure des formations du Limon Récent III présente parfois une lehmification qui indique une pédogenèse plus importante que celle qui correspond à l'oscillation Allerød.“

Da die Bölling-Schwankung nur eine unbedeutende Verlehmung hervorgerufen haben kann, ist in dieser begrabenen Bodenbildung auf dem „loess récent III“ die Frimmersdorfer Bodenbildung zu sehen, und der Jüngere Weichsel-Löß ist so wahrscheinlich in dem beschriebenen Gebiet durch lehmig-sandige Ablagerungen vertreten.

#### 4. Stratigraphische Gliederung der Terrassen im Niederrheingebiet mit Hilfe ihrer Böden und Deckschichten

Im Anschluß an die stratigraphische Gliederung der Deckschichten und den bodenkundlichen Vergleich der Terrassen im Niederrheingebiet soll nun eine Einordnung der Terrassen in die allgemeine Quartärgliederung versucht werden. Während die bodenkundliche Methode bei den jüngeren Terrassen noch eine genauere Altersbestimmung erlaubt, sind Schlußfolgerungen für die älteren Stufen nur in allgemeinerem Rahmen möglich. Das Ergebnis ist in Abb. 32 zusammengefaßt.

##### 1. Das Hochflutbett des Rheins

Nach der Bildung der Niederterrasse setzte zu Beginn des Holozäns die Ausräumung und damit die Anlage des Hochflutbetts des Rheins ein. Zu Beginn des Boreals hatte nach H. NIETSCHE (1940, 1953) bei Köln schon die Verlandung der zugehörigen, in die Oberfläche der Niederterrasse eingesenkten Rinnen begonnen. Der Absatz der Hochflutlehme und Dünen auf der Niederterrasse steht nach H. BREDDIN (1926) mit der Bildung des Hochflutbetts in direkter zeitlicher Beziehung. Stellenweise überlagern die Dünen sande die Hochflutbildungen; meist gehen jedoch beide Bildungen ineinander über.

Der typische Boden des Hochflutbetts ist der allochthone braune Kalkauenboden, der periodisch bei Rheinhochwasser aufgekalkt wird unter gleichzeitigem Absatz von rezentem Auenlehm. Dieser Boden zeigt damit, daß heute noch im Hochflutbett bei Hochflut eine

geringfügige Sedimentation stattfindet. In der übrigen Zeit, während der der Rhein sich auf sein Bett zurückgezogen hat, wird nicht mehr sedimentiert.

Im Hochflutbett hat der Rhein, wie die verlandeten Altwasserrinnen zeigen, seit dem frühen Boreal immer wieder bis in jüngste Zeit seinen Lauf geändert (A. STEEGER 1952).

## 2. Die Niederterrasse

Die morphologisch meist einheitliche NT des Niederrheingebiets setzt sich aus zwei Schotterkörpern zusammen, der äNT und der jNT.

### a) Die Jüngere Niederterrasse

Das Alter dieser jNT läßt sich recht genau festlegen. Im Profil Mondorf (32) liegt sie als geringmächtige, bimsführende Lage über dem allochthonen braunen Kalkauenboden des Alleröds, im Profil Beuel (31) über frostgestörten Kiesen und Sanden der äNT. Mit dem Praeboreal war die Aufschotterung schon abgeschlossen; denn schon mindestens im Boreal begann die Verlandung der Altwasserrinnen auf der Terrasse (H. NIETSCH 1940). Diese Beobachtungen verlegen die Bildungszeit der jNT eindeutig in die Jüngere Dryaszeit.

Die Erosion vor Ablagerung der Laacher Bims führenden Schotter ist nicht sicher festzulegen. Wahrscheinlich hat sie aber schon zu Beginn des Alleröds stattgefunden; denn der allerödzeitliche Brohltaltrass findet bei seiner Bildung schon ein tief unter das Niveau der äNT erodiertes Rheinbett vor (W. AHRENS 1930).

### b) Die Ältere Niederterrasse

Die Ausräumung der KT und der Beginn der Aufschotterung der äNT sind im Arbeitsgebiet mit bodenkundlichen Methoden nicht festzulegen. Aus der Einschaltung von vulkanischen Mineralien der Bimseruptionen schließen J. FRECHEN & G. VAN DEN BOOM (1959), daß die älteren Niederterrassenschotter aus mehreren übereinanderliegenden Teilschotterdecken bestehen, die im Würm II und III, möglicherweise auch schon im Würm I gebildet wurden.

Das Ende der Schotterbildung der äNT wird festgelegt durch die Bildung des allochthonen braunen Kalkauenbodens im Profil Mondorf (32), der auf Grund seiner starken Bimsführung in das Alleröd gestellt wird. Damit bildet die Ältere Dryaszeit die obere Grenze für die Ablagerung der Älteren Niederterrassenschotter.

## 3. Die Krefelder Terrasse und die Untere Mittelterrasse

Die KT wurde ursprünglich als eine Mittelterrasse angesehen (G. FLIEGEL 1910); sie sollte also während der vorletzten Vereisung entstanden sein. Während F. WILDSCHREY (1929) die KT ebenfalls noch als gleichalt mit der vorletzten Vereisung auffaßt, erklärt A. STEEGER (1925) sie als jünger, weil sie auch noch östlich der Stauchmoränen entwickelt ist. H. BREDDIN (1929) kommt auf Grund seiner Untersuchungen bei Straelen zu einer ähnlichen Folgerung; er bezeichnet die KT als Oberstufe der NT und stellt sie in die letzte Vereisung. A. STEEGER betont noch 1952, daß der Begriff „Krefelder Terrasse“ rein morphologisch aufzufassen sei. Auf Grund von bodenkundlichen Untersuchungen stellt E. MÜCKENHAUSEN (1954) die Bildung der „Jüngeren Mittelterrasse“ (KT) ebenfalls noch in das Würm.

In neuerer Zeit ist das rißeiszeitliche Alter der KT wieder stärker betont worden. So wird sie von W. QUITZOW (1956) in das Warthe-Stadium gestellt; K. N. THOME (1958, 1959) sieht in ihr überhaupt nur eine Erosionsterrasse, herausgeschnitten aus der uMT und entstanden bei dem staffelweisen Eisrückzug aus dem Niederrheintal nach dem Drenthevorstoß.



Die uMT und die glazialen Schotter und Sande der Reißvereisung sind gleichalt mit dem Maximalvorstoß der Norddeutschen Inlandvereisung, dem Drenthevorstoß der Saale-Vereisung (vgl. A. STEEGER 1913, 1925, W. LÖSCHER 1922, H. G. STEINMANN 1925, J. D. DE NOTA 1956).

Wie oben gezeigt wurde, ist die uMT zu einem braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden verwittert, der Frechener Bodenbildung. Dieser Boden, der während der Drenthe/Warthe-Warmzeit gebildet wurde, konnte auf der KT in keinem Aufschluß beobachtet werden. So liegt der Schluß nahe, daß die KT jünger als die Drenthe/Warthe-Warmzeit ist. Andererseits wurde bereits in einem jüngeren Warthe-Abschnitt über der KT ein jüngerer Warthe-Löß abgesetzt. Als Bildungszeit für die Aufschotterung ergibt sich damit ein älterer Warthe-Abschnitt.

Mit großer Wahrscheinlichkeit müssen wir die KT auch dann in die Warthe-Eiszeit stellen, wenn wir mit H. REMY (1960b) die Erkelenzer Bodenbildung in das Altwürm und die Rheindahlener Bodenbildung in das Eem stellen würden. Dann läge auf der KT, die wie die übrigen Terrassen des Niederrheingebiets sicherlich glazialklimatischer Entstehung ist, der Altwürmlöß. Wenn wir aber die Wegberger und die Frechener Bodenbildung in Anlehnung an die belgische und nordfranzösische Lößgliederung in die Eem-Warmzeit stellen würden, dann läge der Schluß nahe, daß die KT jünger als die Eem-Warmzeit und zu Beginn des Altwürms entstanden wäre.

Diese Ausführungen mögen zeigen, wie die stratigraphische Stellung gerade der KT von der Gliederung und der stratigraphischen Einstufung der Deckschichten abhängig ist. Daher ist eine klare und eindeutige Lösung der Altersfrage bei der KT mit Hilfe bodenkundlicher Methoden nur möglich im Rahmen einer endgültigen Klärung der Lößstratigraphie. Auf Grund der hier erarbeiteten Lößgliederung erweist sich die KT als eine echte Mittelterrasse.

#### 4. Die Obere Mittelterrasse und die Jüngere Hauptterrasse

Die Kiese und Sande der HT sowie der oMT und uMT sind zu einem braunlehmartigen interglazialen Boden verwittert. Die Bodenbildung auf den beiden älteren Stufen ist aber im Vergleich zu der drenthezeitlichen jüngeren Stufe sehr viel kräftiger. Die Verwitterung der uMT hat wahrscheinlich im Ohe-Interglazial stattgefunden. Die ungleich stärkere Bodenbildung der beiden älteren Stufen geht mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Summierung des Effektes älterer Interglazialzeiten zurück.

Die Aufschotterung der oMT wird heute allgemein in die frühe Mindeleiszeit, die der jHT in die Günzeiszeit gestellt. So hat die oMT neben der Verwitterung des Ohe-Interglazials noch die der Holstein-Warmzeit, die jHT dazu die der Cromer-Warmzeit erlebt.

Auf der jHT konnte in den Deckschichten nur in zwei Profilen Drenthelöß nachgewiesen werden. In allen übrigen Profilen ist nur noch ein mehr oder weniger vollständiges Würmlößprofil zu beachten. Die älteren Löss sind offenbar durch starke Solifluktion, Abspülung usw. weitgehend abgetragen worden.

### F. Angeführte Schriften

- AHRENS, W.: Die Trennung der „Niederterrasse“ am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. - Z. deutsch. geol. Ges. 82, S. 129-141, Berlin 1930.
- BORDES, F.: Les limons quaternaires du Bassin de la Seine. - Arch. Inst. Paléont. Humaine, Mém. 26, Paris 1954.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eisz. u. Geg. 4/5, S. 49-82, Öhringen 1954. - - Lößstratigraphie und palaeolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten. - Eisz. u. Geg. 7, S. 127-175, Öhringen 1956.

- BREDDIN, H.: Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. - Jb. preuß. geol. L.-A. 46 (1925), S. 635-662, Berlin 1926. - - Über Flußterrassen, diluviale und aluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. - Jb. preuß. geol. L.-A. 50 (1929), S. 806-845, Berlin 1930.
- v. D. BRELIE, G.: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Eisz. u. Geg. 6, S. 25-38, Öhringen 1955.
- BRELIE, G. v. D., KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 179-196, Krefeld 1959.
- v. D. BRELIE, G. u. REIN, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. - Geologie en Mijnbouw 18, S. 423-425, 1956.
- BRUNNACKER, K.: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeizeit. - Eisz. u. Geg. 7, S. 43-48, Öhringen 1956.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich. - Eisz. u. Geg. 7, S. 49-77, Öhringen 1956. - - Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitteilungen d. Geol. Ges. 53, S. 249-266, Wien 1960.
- FIRBAS, F.: Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. - Naturwiss. 40, S. 54-55, Berlin 1953.
- FRECHEN, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstufe in mittel- und süddeutschen Mooren. - Geol. Jb. 67, S. 209-230, Hannover 1952. - - Die Tuffe des Laacher Vulkangebotes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 363-370, Krefeld 1959.
- FRECHEN, J. & v. D. BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 89-125, Krefeld 1959.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Kärlich. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 267-282, Krefeld 1959.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jh. geol. Abt. württ. statist. L. A. 1, S. 54-59, Stuttgart 1951.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von  $C^{14}$ -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. - Eisz. u. Geg. 9, S. 155-187, Öhringen 1958.
- DE JONG, J. D.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. - Geologie en Mijnbouw, 18, S. 389-394, 1956.
- JUNGBLUTH, F. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. - Verh. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. 73, (1916), S. 1-103, Bonn 1917.
- KAISER, E.: Die Ausbildung des Rheintals zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. - Verh. 14. deutsch. Geographentag Köln 1903, S. 206-215, Berlin 1903. - - Die Entstehung des Rheintals. - Verh. Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte, Vortrag in Köln 1908.
- KUBIĚNA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart 1953. - - Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. - Eisz. u. Geg. 7, S. 102-112, Öhringen 1956.
- LAATSCH, W.: Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. - Dresden und Leipzig 1954.
- LÖSCHER, W.: Ruhrdiluvium und Eiszeitbildungen. - Glückauf 58, S. 229-231, Essen 1922.
- MAARLEVELD, G. C.: Ergebnisse von Kiesanalysen im Niederrheingebiet. - Geologie en Mijnbouw 18, S. 411-415, 1956.
- MONREAL, W.: Schwermineral- und Gerölluntersuchungen in den Flußterrassen östlich und westlich des Viersener Höhenzuges am linken Niederrheingebiet. - Decheniana 111, H. 2, S. 103-139, Bonn 1959.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Böden des Warthestadiums in Nordhannover im Vergleich zum westlichen Alt- und zum östlichen Jungdiluvium. - Abh. nat. Ver. Bremen 31, S. 334-346, Bremen 1939. - - Über gleyartige Böden im Rheinland. - Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 50 (95), S. 113-134, 1950. - - Fossile Böden im nördlichen Rheinland. Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 65 (110), S. 81-103, 1954. - - Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Wiss. Schriftenreihe des AID, XIV, Bad Godesberg 1957. - - Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 283-300, Krefeld 1959.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H.: Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1958.

- NARR, K. J.: Alt- und mittelpaläolithische Funde aus rheinischen Freilandstationen. - Bonner Jahrbücher 151, S. 5-51, Bonn 1951.
- NIETSCH, H.: Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln. - Z. deutsch. geol. Ges. 92, S. 350-364, Berlin 1940. - Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. - Z. deutsch. geol. Ges. 104, S. 29-40, Hannover 1953.
- PAAS, W.: Erläuterungen der bodenkundlichen Aufnahme an der Trasse der Nord-West-Ölleitung zwischen Ratingen und Rheindorf bei Leverkusen. - Nicht veröffentlicht; im Archiv des geologischen Landesamts in Krefeld, 1959.
- PICARD, K.: Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 2. Teil, S. 316-325, Hannover 1960.
- QUAAS, A.: Löß und lößähnliche Bildungen am Niederrhein. - Neues Jb. für Min. etc. 44, S. 274-342, Stuttgart 1921.
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. - Geologie en Mijnbouw 18, S. 357-373, 1956.
- REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Brühl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 323-330, Krefeld. - - Die zeitliche Stellung der Rodderbergteruffe im rheinischen Löß. - Decheniana 112, S. 271-278, Bonn 1960 (1960a). - - Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. Eisz. u. Geg. 11, S. 107-120, Öhringen 1960 (1960b).
- REMY, H. & PAAS, W.: Die Lößprofile von Koblenz-Metternich und Moselweiß. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 331-336, Krefeld 1959.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, I. Teil: Bodenkunde. - Stuttgart 1960.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eisz. u. Geg. 1, S. 109-130, Öhringen 1951.
- SOILS AND MEN, Yearbook of Agriculture. - Washington 1938.
- STEEGER, A.: Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen niederrheinischen Tieflande. - Abh. d. Ver. f. naturw. Erforschung d. Niederrheins, S. 137-163, Krefeld 1913. - - Das glaziale Diluvium des niederrheinischen Tieflandes. - Beitrag I-VIII. - Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver. 1923, S. 1-46, Bonn 1925. Beitrag VIII: 1925, S. 48-60, Bonn 1926. - - Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. - Geol. Rdsch. 34, S. 520-538, Stuttgart 1944. - - 100 Jahre Eiszeitforschung am Niederrhein. - Der Niederrhein 19, S. 57-63, Krefeld 1952. - - Weitere Beobachtungen über das Vorkommen von Bimsstein in den jüngsten Rheinterrassen des unteren Niederrheins. - Geol. Jb. 69, S. 387-390, Hannover 1954.
- STEINMANN, G.: Über das Diluvium am Rodderberge. - S.-Ber. naturh. Verh. Rheinl. u. Westf. f. 1906 A, S. 21-33, Bonn 1907. - - Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. - Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. (1924), S. 29-45, Bonn 1925.
- STREMME, H. E.: Bodenbildung auf Geschiebelehm verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 2. Teil, S. 299-308, Hannover 1960.
- TAVENIER, R. & HEINZELIN, J. DE: Chronologie du Pléistocène Supérieur, plus particulièrement en Belgique. - Geologie en Mijnbouw 19, S. 306-309, 1957.
- THOME, K. N.: Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. - Geol. Jb. 76, S. 261-308, Hannover 1958. - - Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 197-246, Krefeld 1959.
- VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen der östlichen Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 127-170, Krefeld 1959.
- WILCKENS, O.: Materialien und Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgegend von Bonn VIII. Leuzitphonolithuffe in der Hochterrasse von Leubsdorf bei Linz am Rhein. - Ber. d. niederrhein. geol. Ver. (1930/31), 24/25, S. 75-77, 1932.
- WILDSCHREY, Ed.: Das niederrheinische Diluvium. - Ber. d. niederrhein. geol. Ver. (1924), S. 45-68, Bonn 1925.
- WOLDSTEDT, P.: Probleme der Terrassenbildung. - Eisz. u. Geg. 2, S. 36-44, Öhringen, 1952 (1952a). - - Die Stellung des Niederrheingebietes im Rahmen des europäischen Quartärs. - Der Niederrhein 19, S. 55-56, 1952 (1952b). - - Saaleiszeit, Warthestadium und Weichseliszeit in Norddeutschland. - Eisz. u. Geg. 4/5, S. 34-48, Öhringen 1954. - - Über die Gliederung des Würmeiszeit und die Stellung der Lösses in ihr. - Eisz. u. Geg. 7, S. 78-86, Öhringen 1956. - - Das Eiszeitalter, Band I und II, Stuttgart 1954 und 1958. - - Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - Eisz. u. Geg. 11, S. 148-165, Öhringen 1960.
- WUNSTORF, W.: Über Löß und Schotterlehm im niederrheinischen Tiefland. - Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 69 (1912), S. 293-340, Bonn 1913.

- ZIMMERMANN II, E.: Löß und Decksand am Südrande der Niederrheinischen Bucht. - Jb. preuß. geol. L.-A. (1918), S. 155-179, Berlin 1920.
- ZIMMERMANN, K.: Zum Problem der maßstabgerechten Abbildung speziell von Bodendünnschliffen. - Zeiss-Mitteilungen 1, 10. Heft, S. 363-376, 1959.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. - Geologie en Mijnbouw 18, S. 395-401, 1956.
- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geol. Bavarica, Nr. 34, S. 1-95, München 1957.
- KAISER, K.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. - Köln und die Rheinlande, Festschrift zum XXXIII. Deutschen Geographentag vom 22. bis 26. Mai 1961 in Köln, Wiesbaden 1961.

Manusk. eingeg. 5. 6. 1961.

Anschrift des Verf.: Diplom-Geol. Dr. W. Paas, Institut f. Bodenkunde der Universität, Bonn, Nußallee 13.

## B. Buchbesprechungen

RUDOLF MUSIL (Herausgeber): **Mammalia pleistocaenica I.** - „Anthropos“ - supplement 1960 148 S. u. 41 Abb. - Mährisches Museum Brno (Brünn) 1960.

Das Mährische Museum besitzt heute die größte paläontologische Sammlung in Mitteleuropa (vor allem von pleistozänen Säugetieren). Mit einem mehrere hunderttausend Inventarnummern umfassenden osteologischen Material aus dem Pleistozän seines ungemein fundreichen Landes bietet dieses Museum gute Vergleichsmöglichkeiten für die Bestimmung neuer Funde. Seine ausgezeichnete Schausammlung ist das von Prof. Dr. KAREL ABSOLON begründete Anthropos-Museum. Daher ist die Herausgabe des neuen Internat. Jahrbuches „Anthropos“ für Paläontologie sehr zu begrüßen, dessen ersten Band der sehr rührige hervorragende Säugetierpaläontologe des Mährischen Museums, Dr. R. MUSIL, redigiert hat. Nach einer Einleitung (tschech., russ. und deutsch) von V. VLČEK, Mitglied des Zentralrats für Museen im zuständigen Ministerium in Prag, berichtet R. MUSIL (ebenfalls in 3 Sprachen) über die Verdienste tschechoslowakischer Forscher um die pleistozäne Osteologie und das Mährische Museum. 11 Säugetier-Paläontologen haben in deutscher, englischer, französischer bzw. russischer Sprache Beiträge (meistens mit Illustrationen) beigesteuert. L. APOSTOL beschreibt den ersten Fund einer (fragmentarischen) Altelafanten-Mandibel aus dem Riß/Würm-Interglazial bei Bukarest, N. J. BURČAK-ABRAMOVIČ vergleicht die Unterkieferbeziehung von *Spelaeo-arcos spelaeus*, *S. spelaeus rossicus* und *Ursus arctos* aus Höhlen an der Ostküste des Schwarzen Meeres mit der vom zentralen Braunbären. M. CRUSAFONT-PAIRÓ gibt einen Überblick über die pleistozänen Säugetierfaunen Spaniens, wo im N die erste „kalte“ Fauna erst im Würm erschien, aber Reste der interglazialen Fauna noch in jungpaläolithischen Kulturschichten gefunden worden sind. E. W. GUENTHER berichtet über die sedimentpetrographische Untersuchung von Lössprofilen für die Erforschung der Vorzeitklima. D. JÁNOSSY begründet die Bedeutung der moustérienzeitlichen Wirbeltier-Kleinf fauna in der Subalyuk-Höhle für den gleichen Zweck; sie spricht für ein erheblich milderer Klima als im Jungpaläolithikum. H. D. KAHLKE stellt auf Grund der Paläontologie und Stratigraphie die Säugetier-Steppenfauna der Kiese von Süßenborn bei Weimar in die Zeit vom Schlußabschnitt des Günz/Mindel-Interglazials bis in die Mindel-Eiszeit hinein. F.-E. KOPY gibt Auskunft über die weiteste südwestliche Verbreitung einiger Vertreter der „kalten“ Würm-Fauna (*Rangifer*, *Ovibos*, *Gulo*, *Leucocyon*, *Lepus timidus*, *Putorius eversmanni*) und — mit Verbreitungskarte, aber ohne Datierung — von *Saiga tatarica*, deren Reste am häufigsten in SW-Frankreich in jungpaläolithischen Kulturschichten gefunden sind; zu ergänzen ist der Fund von *La Chaise* im Moustérien). K. KOWALSKI beschreibt Reste von *Prospalax prisicus* NEHR. von 2 (ersten) Fundorten aus dem Pliozän Polens; M. MALEZ Reste des *Dicerorhinus etruscus* aus altpleistozänen Brekzien bei Split (Dalmatien) mit Begleitfauna. In ihrem Beitrag „Gedanken über Probleme der jungpleistozänen Warmzeiten im Ostalpengebiet“ standen MARIA MOTTL noch keine sedimentanalytischen Untersuchungsergebnisse und C<sup>14</sup>-Daten zur Verfügung; für die paläoklimatologische Auswertung umfassender eigener und fremder Höhlengrabungen war sie auf die Stratigraphie, die archäologischen, paläobotanischen und vor allem die paläofaunistischen Befunde angewiesen, die sie für eine feinere Faunenanalyse verwertete; die beiden Repolust-Kulturschichten stellt die Verf. auf Grund eines sehr umfangreichen, durch neue Grabungen ergänzten paläofaunistischen Materials in die zweite Hälfte des R/W-Interglazials (rostbraune phosphatreiche Lehm-schicht mit reicher Waldfauna, vor allem aber mit *Hystrix* sp. und *Ursus* aff. *deningeri*) bzw. in die Endphase dieses Interglazials (grausandige Schicht), während sie die graubraune sandige Schicht im Hangenden ins WI/II-Interstadial stellen möchte. Sehr auffällig ist, daß die Hauptmenge der Höhlenbärenreste in der rostbraunen Schicht und die kleinste Menge in der dem Interstadial WI/II zugewiesenen Ablagerung gefunden ist. Es muß nach Ansicht des Ref. im genannten Gebiet wegen der SO-Lage mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß Ablagerungen aus dem Frühwürm, vor allem aus den beiden Frühwürm-Interstadialen, irrtümlich für letzterinterglazial gehalten worden sind. Gewißheit über die Zeitstellung warmzeitlicher (im weiteren Sinne) Ablagerungen in diesen Alpenhöhlen könnte nur ihre C<sup>14</sup>-Datierung erbringen. Für die paläoklimatische Datierung sollte nur die Gliederung und Chronologie des Spätpleistozäns von WOLDSTEDT (1958) benutzt werden; ein „Riß-Würm II (Rixdorf)“ gibt es nicht, gemeint ist das Göttweiger Interstadial (WI/II), in das der Rixdorfer Horizont versuchsweise gestellt wird. Auf Grund von Gebiß- und Extremitäten-Resten wird *Equus (Asinus) hydruntinus*, ein Bewohner temperierter Steppen, von E. THENIUS erstmalig aus dem (jüngeren) Löß von Brünn beschrieben. Eine Zusammenfassung der Beiträge in russischer Sprache beschließt den reich und gut illustrierten Band, der eine wertvolle Bereicherung der paläontologischen Literatur ist.

H. GROSS.

M. SCHWARZBACH: **Das Klima der Vorzeit.** Eine Einführung in die Paläoklimatologie. - 2. vollständig neubearbeitete und erweiterte Auflage. 275 S., 134 Abb., Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1961. Preis DM 57.—.



Das im Jahre 1950 zuerst erschienene Buch liegt nunmehr in zweiter, völlig neu bearbeiteter Auflage vor. Die Grundeinteilung ist dieselbe geblieben. In einem ersten Teil behandelt der Verf., ausgehend vom heutigen Klima, die Zeugen für warmes, kühles, trockenes und feuchtes Klima, für Luftdruckverteilung (und Gewitter), schließlich für jahreszeitlichen und langfristigen Klimawechsel. In weiteren kurzen Kapiteln werden die — höchst unsicheren — rechnerischen Ermittlungen von Vorzeitklimaten und die modernen physikalischen Methoden zur Bestimmung vorzeitlicher Temperaturen behandelt.

Ein zweiter Teil betrachtet dann den Klimaablauf in der Endgeschichte, d. h. gibt eine historische Paläoklimatologie. Es werden die einzelnen Abschnitte der Erdgeschichte nacheinander behandelt, mit besonderer Berücksichtigung der Vereisungen, d. h. insbesondere der permischen und der quartären. Ein dritter Teil schließlich gibt eine Übersicht über die Klima-Hypothesen, wobei aus naheliegenden Gründen das quartäre Eiszeitalter eine besondere Berücksichtigung findet.

Das sehr empfehlenswerte Buch ist mit Kritik und Humor geschrieben. Der Verf. zeigt dabei eine erstaunliche Belesenheit, die in den z. T. sehr treffenden Zitaten zum Ausdruck kommt, die er den einzelnen Kapiteln voranstellt. P. WOLDSTEDT.

**BURKHARD FRENZEL: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit, II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens.** - Akad. d. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math.-nat. Kl. 1960, Nr. 6, 167 S., 36 Textabb., 14 Tab. u. 2 Faltkarten, Mainz 1960 (in Kommission bei Fr. Steiner, Wiesbaden). Preis DM 18.—.

Auf den soliden geologischen Grundlagen, die er im Teil I seines Werkes aufgebaut hat (vgl. die Rezension von P. WOLDSTEDT in diesem Jahrbuch Bd. 11, 1960, 221—222), versucht der Verf. auf Grund des gesamten ihm zugänglichen paläontologischen Materials die letzteiszeitliche und wärmezeitliche Vegetation Nord-Eurasiens zu rekonstruieren. Das paläontologische Material dieses riesigen Gebiets ist naturgemäß für manche Teile sehr spärlich; außerdem ist es ungleichwertig, vor allem das paläofloristische, da die Makrofossilien meistens noch nicht bis zur Art bestimmt sind und der NBP in den russischen Pollendiagrammen erst in neuester Zeit berücksichtigt, aber meistens nicht ausgewertet worden ist. Außerdem sind die stratigraphischen Angaben öfters wenig genau. Sehr zu begrüßen ist es, daß der Verf. auch die Paläofaunistik und dazu auch die urgeschichtlichen Fundschichten berücksichtigt hat.

Der erste Teil des Bandes schildert die Vegetation und die physischen Landschaften von Europa bis NO-Asien, von Mittelsibirien bis China während des Höchststandes der Letzten Eiszeit, aber nicht nur im zweiten Hochglazial um 18000 v. Chr., sondern auch in den früheren Stadialen (Faltkarte 1). Berichtigend sei angemerkt, daß die Fließerdeibildung am stärksten und längsten im Frühwürm (W I) erfolgt ist, aber auch die späteren Stadiale einleitete, während die „frühglaziale“ Fließerdeizeit von J. BÜDEL in den Beginn des zweiten Hochglazials gestellt worden ist, da er (bis 1959) seine Würmkaltzeit erst auf die Bildung des Göttweiger fossilen Bodens folgen ließ. Aus den fossilen Frostbodenformen und den paläontologischen Befunden schließt der Verf., daß vielfach mindestens zwei durch ein bedeutendes Interstadial von einander getrennte Phasen heftiger Solifluktion mit wahrscheinlich starker Ausdehnung der ewigen Gefrornis ermittelt werden können. Der Verf. stellte eine Zunahme ihres Areals in der Letzten Eiszeit auf ungefähr das Doppelte ihrer heutigen Ausdehnung fest, aber auch eine gewaltige Ausdehnung der Tundren und Kältesteppe (vgl. A. NEHRING 1892), nachdem der Wald des Letzten Interglazials weit nach Süden abgedrängt war. Dort bildete er als Haine Inseln in der Tundra bzw. Steppe auf dem Bergland, während dieses in Mittel- und Ostsibirien von Waldungen (deren „sibirische Zeder“ nach dem Verf. nicht *Pinus cembra*, sondern *P. sibirica* heißen muß) bedeckt war, die von Steppeninseln durchsetzt waren. Es fehlte also in der Letzten Eiszeit eine zusammenhängende Waldzone, die die Steppen von der Tundra trennte. Die Haine im Bereich der postglazialen Taiga-Zone sind wahrscheinlich wichtige Zentren für die Wiederbewaldung gewesen; aber die südlichen „Waldrefugien“ der Krim, Kaukasus und des mittelsibirischen Berglandes hatten nach dem Verf. keinen Einfluß auf die spät- und postglaziale Wiederbewaldung, da sie durch eine breite Steppenzone vom Bereich möglicher Bewaldung getrennt waren. Von den zahlreichen wiedergegebenen russischen Pollendiagrammen sind 2 von Lößprofilen besonders interessant, die am unteren Dnjepr bis in die Mindeleiszeit zurückreichen sollen (Abb. 7 u. 8).

Im zweiten Teil dieses Bandes untersucht der Verf. die Vegetation und die physischen Landschaften Nord-Eurasiens während des Maximums der postglazialen Wärmezeit, d. h. ungefähr der „mittleren Wärmezeit (Atlantikum)“ im Sinne von FIRBAS (1949) mit dem Höhepunkt um 4000 v. Chr. (Faltkarte 2). Die Untersuchung zeigt, wie gewaltig die Veränderungen sind, die in einem Zeitraum von ca. 18000 bis 4000 v. Chr. eingetreten sind. Die ewige Gefrornis ging sehr stark zurück und nahm in der Wärmezeit eine geringere Fläche ein als heute, um sich nach ihr wieder etwas auszudehnen. Das Areal der edlen Laubhölzer breitete sich von W nach O aus und das der sibirischen lichten Nadelwaldtypen der Taiga von O nach W und nach N. Dadurch wurde die Tundra vielfach (bis auf inselartige Relikte) vorübergehend vom Kontinent verdrängt. Gleichzeitig ent-

standen große Moore in Nordsibirien, wo heute Moorbildung fast ausgeschlossen ist. Der wärmezeitliche Wald bedeckte eine erheblich größere Fläche als in der Neuzeit vor dem Beginn der großen Rodungen und verdrängte bis auf das heutige geschlossene Steppengebiet des Südens die Waldsteppe und die Grassteppe, von der im Norden isolierte Steppeninseln als Relikte den eiszeitlichen Kältesteppen noch am meisten ähneln dürften. Es erscheint dem Verf. fraglich, ob die heutige Taiga mit der letzteiszeitlichen Taiga identisch ist; manche Pflanzengesellschaften sind nach der letzten Eiszeit neu gebildet, andere ausgestorben.

Ausreichendes Beobachtungsmaterial und eine Feingliederung der letzteiszeitlichen Vegetationsgeschichte fehlte, wie der Verf. hervorhebt, für die Lösung mancher Probleme, z. B. das der etwaigen Verbindung zwischen den Tundren und Steppen während der Letzten Eiszeit und der vielfach vermuteten starken Ausdehnung der südlichen Steppen und der Wanderung von Steppenpflanzen bis in den hohen Norden in einer „Xerotherm-Periode“ russischer Terminologie, ferner das Problem der Genese der Arealtypen bestimmter Pflanzenarten und ihrer Wanderwege.

Was der Verf. aber durch die kritische Auswertung einer riesigen Menge meist sehr schwer zugänglicher fremdsprachlicher (überwiegend russischer) Veröffentlichungen ermittelt und in klarer Form auch im vorliegenden Buch dargestellt hat, ist eine bewundernswürdige Leistung, für die nicht nur die Botaniker und Geographen, sondern auch die Quartärgeologen und Prähistoriker dem Verf. zu größtem Dank verpflichtet sind.

H. GROSS.

EMMY MERCEDES TODTMANN: **Gletscherforschungen auf Island** (Vatnajökull). - Universität Hamburg, Abhandl. a. d. Gebiet der Auslandskunde Bd. 65 - Reihe C (Naturwiss.) Bd. 19, 95 S., 36 Taf., 1 Karte, Cram, de Gruyter & Co., Hamburg 1960. Preis DM 45.—

Die Verf.n, die das Gebiet aus zahlreichen Reisen vorzüglich kennt, behandelt besonders ausführlich den Nordrand des Vatnajökulls, der ja auch — das dürfte unbestritten sein — eines der besten Gebiete zum Vergleich mit Norddeutschland ist. In allen Teilgebieten wird zunächst versucht, die einzelnen Eisrandlagen nach ihrem Alter zu gliedern. (Die Verf.n spricht dabei meist von „Moränen“, wenn sie „Endmoränen“ meint. Dieser auch sonst im Schrifttum öfter geübte Sprachgebrauch sollte doch vermieden werden). Daneben werden wichtige andere auftretende Formen, wie Oser, Toteisfelder, Sander usw., besprochen. Eine eingehende Behandlung erfahren die „Grundspaltenwälle“, die von der Verf.n — wohl mit Recht — als Abbildungen von Spalten am Grunde des Gletschers aufgefaßt werden.

In einem zweiten Teil werden dann die Gletscher am Südrand des Vatnajökulls behandelt, besonders der Skeidarar-, Kviár- und Breidamerkur-Gletscher. Ein Vergleich der Vorfelder im Norden und Süden beschließt die Betrachtungen. Diese werden ergänzt durch 36 Tafeln mit zum großen Teil recht instruktiven Photos und eine in ihrer Darstellung und Farbgebung ansprechende Karte vom Nordostrand des Vatnajökulls im Maßstabe 1 : 25000.

P. WOLDSTEDT.

K. P. UNGER, D. RAU: **Gliederung und Altersstellung der Lößablagerungen im Thüringer Becken und in dessen Randgebiet**. - Instytut Geol., Odbitka z tomu XXXIV prac (Czwartorzec Europy srodkowej i wschodniej) Warszawa 1961, 227-235, mit 4 Tabellen, 3 Textabb., 2 Tafeln, russ. und poln. Zusammenfass. INQUA Warszawa 1961.

Das Thüringer Becken (Höhenlage durchschnittlich  $\pm 200$  m über NN. Jahresdurchschnitt der Temperatur  $>8^{\circ}$  C und der Niederschlagssumme höchstens 500-550 mm) gehört zu den trockensten und wärmsten Gebieten Mitteleuropas. Daher versprochen die durch zahlreiche Ziegeleigruben gut aufgeschlossenen Lößablagerungen beste Vergleichsmöglichkeiten mit den Lößablagerungen von Mähren und Niederösterreich. Die Verf. untersuchten und beschrieben eingehend stratigraphisch und pedologisch mit Berücksichtigung der Terrassenmorphologie 4 Lößprofile, von denen das Lößpaket der Ziegelei Körner O von Mühlhausen 2 fossile Böden aufweist; der schwächere wird ins Paudorfer und der erheblich stärkere ins Göttweiger Interstadial gestellt, da das Liegende letztinterglaziale fossilführende fluviatile Sedimente auf der saaleeiszeitlichen Mittelterrasse II (Jungriß-, d. h. Warthe-T.) bilden. Folglich ist der hier als Schwemmlöß ausgebildete basale Löß jüngerer Löß I (SOERGEL) des Früh- oder Altwürms (W I SOERGEL) und der Göttweiger fossile Eoden nicht letztinterglazial, sondern würminterstadial. Nach den Verf. sind auch die eemzeitlichen Travertine von Burgtonna sowie von Weimar, Taubach und Ehringsdorf in gleicher terrassenmorphologischer Situation anzutreffen.

Aus dem kühleren und beträchtlich niederschlagsreicheren (bis 800 mm) Randgebiet (Höhenlage 450-520 m) wurden 3 Profile untersucht und beschrieben, in denen der nicht verwitterte Löß ganz überwiegend als Schwemm- bzw. Gley-Löß ausgebildet ist. Das wichtigste Profil ist das von Kahla unweit der Saale (S von Jena) auf der saaleeiszeitlichen Mittelterrasse I (Altriß-T.); es weist eine mächtige durch sehr intensive Verwitterung von Löß erzeugte „Untere Bodenbildung“ auf, die die Verf. mit Recht ins letzte Interglazial (Eem, R/W) stellen, und darüber die merklich weniger verwitterte „Obere Bodenbildung“ (Göttweig), während die oberste Bodenbildung (Paudorf) hier vergleyst ist.

Auf den fossilen Böden aller untersuchten Lößprofile liegt eine Fließerdenschicht, deren Mächtigkeit ebenso wie die des Schwemmlösses mit der Humidität des Klimas zunimmt. Ferner zeigen diese thüringischen Lößprofile im Vergleich zu den mährischen und niederösterreichischen den Einfluß erheblich geringerer Kontinentalität. Die „Obere“ und die „Untere Bodenbildung“ in ein „Eem-Interglazial“ mit 2 durch einen „Präwürm“-Löß getrennten fossilen Böden wie (nur!) bei Brünn zu stellen, lehnen die Verf. mit Recht ab, da in Thüringen zur Zeit der Ablagerung des jüngeren Löß I sehr große Eiskeile gebildet wurden; außerdem enthält der untere fossile Boden dieses zweigeteilten „R/W“-Bodens *Celtis*-Kerne, die bisher noch nicht einwandfrei für das Letzte Interglazial in Mitteleuropa nachgewiesen sind (der Ref.).

Die stratigraphische Einstufung ihrer Lößprofile wird durch die ebenso wichtigen sorgfältigen stratigraphischen und pedologischen Lößuntersuchungen im mittleren Saale- und Unstrut-Tal von R. RUSKE & M. WÜNSCHE (in Geologie Jg. 10, H. 1, 1961, 9-29) gestützt; ihr Naumburger Bodenkomplex über rißzeitlichen Sedimenten ist zweifellos, wie die Verf. annehmen, ebenfalls letztinterglazial (R/W) und der Löß in ihrem Hangenden Würm-Löß, der aber nur einen von den Verf. ins Interstadial WI/II gestellten fossilen Boden (die Kössener Verlehmungszone) aufweist.

UNGER & RAU schließen aus ihren Untersuchungsergebnissen, daß sie die von P. WOLDSTEDT (1958) und dem Ref. (1958) mitgeteilten Auffassungen über den Verlauf der Letzten Eiszeit für Mitteldeutschland bestätigen. Nach Ansicht des Ref. gilt das aber für ganz Mitteleuropa, so daß diese thüringischen Lößuntersuchungen die Spätpleistozän-Chronologien widerlegen, welche die Letzte Eiszeit erst nach der fälschlich für interglazial gehaltenen Bildungszeit des Göttweiger fossilen Bodens beginnen lassen, aber auch die „Beweisführung“ für das letztinterglaziale Alter (Eem, R/W) der Göttweiger Verlehmungszone widerlegen, weil sie im Hohlweg Göttweig-Furth (locus typicus bei Krems a. d. Donau) auf der „rißzeitlichen Hochterrasse (HT:R)“ liege (J. FINK in Mitteil. Geol. Ges. Wien, 53. Bd., 1960, S. 263, 264 und Tafel 2). Nach UNGER & RAU begann die Lößauflagerung auf der älteren Mittelterrasse I mit Riß-Löß und auf der jüngeren Mittelterrasse II in Thüringen mit Früh- oder Altwürm-Löß (von WI SOERGEL).

Es sei dem Ref. noch ein weiterer Hinweis gestattet. E. BRÜCKNER (Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz.-Geograph. Abh. hrsg. von A. PENCK, Bd. I, H. 1, S. 63 und 64, Wien 1886) hat bei Aschau, Gampern und Feldkirchen (O von Tittmoning) auf verfestigter älterer Moräne (Riß) eine ca. 1 m mächtige typische Lößschicht gefunden, die größtenteils mit unverfestigter jüngerer Moräne (an der Innenseite der äußersten Jugendmoräne) bedeckt ist; dieser von A. PENCK und E. BRÜCKNER auch späterhin (1909) für interglazial gehaltene Löß kann doch nur Früh- oder Altwürm-Löß sein, der vom Hauptwürm-Eis der maximalen Würm-Vereisungsphase überfahren ist und so auch die Zweiteilung der Würmeiszeit beweist.  
HUGO GROSS.

A. GABRIEL: **Die Wüsten der Erde und ihre Erforschung.** - Verständliche Wissenschaft, Naturwiss. Abt., Bd. 76, 167 S., 34 Abb., 5 Kärtchen, Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1961. Preis 8.80 DM.

Obwohl einzelne Wüsten in hervorragenden Monographien dargestellt sind, fehlt es an einer Gesamtdarstellung dieser für den Geologen so wichtigen lebensfeindlichen Räume der Erde. Der Verfasser gibt in lebendiger Sprache einen solchen Überblick, der sich an einen weiteren Leserkreis wendet, aber anthropogeographische Gesichtspunkte vielfach stärker in den Vordergrund stellt als naturwissenschaftliche. So verzichtet der Verf. ganz auf Diagramme u. ä.; er bringt wenig exakte Tatsachen über die Klimaverhältnisse und nicht viel über Flora und Fauna, berührt nur nebenbei die erdgeschichtliche Entwicklung (das Wort „Pluvial“ wird nicht gebracht!) und gar nicht die fossilen Wüsten und die Kältewüsten.  
M. SCHWARZBACH.

## C. Tagungsberichte

### Der VI. Internationale Quartär-Kongreß in Warschau

Als auf dem INQUA-Kongreß 1957 in Spanien über den nächsten Tagungsort verhandelt wurde, standen die Einladungen Deutschlands und Polens zur Wahl. Daß sich eine Mehrheit für Polen fand, war wohl nicht zuletzt darin begründet, daß es leider heute nicht so einfach ist, auf andere Weise einen direkten Einblick in die Forschungsergebnisse der Ostblockländer zu erhalten. Man muß jetzt, nach dem Kongreß, auch sagen, daß die Wahl durchaus glücklich war. Vielleicht kommt in unserer unheimlichen Zeit, in der immer mehr Mauern aller Art errichtet werden, einer internationalen Zusammenkunft an einem solchen Ort sogar erhöhte Bedeutung zu. Zudem hat wenigstens die irdische Atmosphäre mit einem stabilen Hoch während der Kongreßwochen ein vereinigtes Europa demonstriert und damit wesentlich zu dem guten und im großen und ganzen harmonischen Gelingen des Kongresses und der Exkursionen beigetragen.

Der eigentliche Kongreß fand vom 2.—7. September 1961 in Warschau statt. Nach der endgültigen Teilnehmerliste vereinigte er außer den polnischen Fachgenossen fast 300 nichtpolnische Eiszeitforscher, davon 54 aus dem östlichen, 27 aus dem westlichen Deutschland, 40 aus den USA, 28 aus der UdSSR, 27 aus Frankreich, 14 aus den Niederlanden, 13 aus der Tschechoslowakei, 12 aus Italien, 9 aus Dänemark, je 8 aus Großbritannien und Schweden und kleinere Delegationen aus 20 weiteren Staaten. Die Beteiligung war also recht gut<sup>1)</sup>. Präsident des Organisations-Komitees war W. SZAFER; ihm standen als Vizepräsidenten S. LESZCZYCKI, M. KLIMASZEWSKI, S. Z. ROZYCKI und E. RÜHLE zur Seite. Die eigentliche, sicher nicht leichte organisatorische Vorbereitung lag in den Händen des Generalsekretärs R. GALON. Für die Herausgabe der (viele kg schweren) Veröffentlichungen war J. DYLIK verantwortlich. Daneben hatten aber natürlich noch zahlreiche weitere Kollegen - bei den Exkursionen besonders A. JAHN, J. KONDRACKI, B. KRYGOWSKI, A. MALICKI und S. PIETKIEWICZ - am Gelingen des Kongresses ihren Anteil, denen allen der Dank der Teilnehmer gilt.



Abb. 1. Das Abzeichen des INQUA-Kongresses 1961. Mit *Dryas octopetala* griff man (ähnlich wie bei den beiden vorhergehenden Kongressen 1957 und 1953) auf die Quartär-Paläontologie zurück.

Die „Abstracts of papers“ brachten die Zusammenfassungen von 350 angemeldeten Vorträgen! Daß längst nicht alle gehalten wurden, wird den Organisatoren des Kongresses zusätzliche Kopfschmerzen bereitet haben, weil dadurch alle Zeitpläne durcheinander gebracht wurden. Für die Kongreß-Teilnehmer aber war es ein Glück, und es darf vielleicht auch hier einmal ausgesprochen werden, daß sich der Sinn der Kongresse durch die Überzahl von Vorträgen immer mehr fast zum Unsinn verkehrt<sup>2)</sup>. Ein großer Teil der vorgetragenen Ergebnisse ist ja längst bekannt; andere Vorträge behandeln Dinge, die zwar lokal durchaus wichtig sein können, aber nicht unbedingt die Aufmerksamkeit eines internationalen Gremiums erfordern, und nicht wenige werden so schnell, leise und undeutlich heruntergelesen, daß man nur allzu sehr merkt: dem Vortragenden kommt es gar nicht auf eine Diskussion seiner Ergebnisse an, sondern nur darauf, der geldgebenden Institution den formellen Nachweis eines „Vortrages“ zu liefern.

1) Die Liste des V. INQUA-Kongresses 1957 in Madrid-Barcelona gab ca. 230 ausländische Teilnehmer an, die des IV. Kongresses 1953 in Rom-Pisa ca. 160.

2) Diese Bemerkungen beziehen sich selbstverständlich ganz allgemein auf heutige wissenschaftliche Kongresse und nicht etwa speziell auf den Warschauer. In dem gleichen „Sinne“ hat kürzlich Prof. W. HÄVERNIK-Hamburg eine Betrachtung über den Internationalen Kongreß für Münz- und Geldgeschichte in Rom in der Hamburger Zeitung „Die Welt“ (30. 9. 1961) veröffentlicht.

Diese für heutige Kongresse allgemein typischen Mißstände traten in Warschau verstärkt in Erscheinung, weil man zuviel Sektionen gebildet hatte. In der Regel tagten 8 Sektionen gleichzeitig! So war es kein Wunder, daß man manchen Vortrag verpaßte, den man gern gehört hätte, und daß andererseits manchmal nur ein halbes Dutzend Zuhörer anwesend war. Hier hätte nur die Ablehnung zahlreicher Vortragsanmeldungen geholfen, ein Mittel, das (wie gern zugegeben sei) nicht leicht zu handhaben ist, wenn man es rigoros und damit wirklich wirksam zur Geltung bringen will.



Abb. 2. W. SZAFER (Krakau), Präsident des Organisations-Komitees, erläutert das Pollendiagramm von Grel am Schwarzen Dunajec. 19. 9. 1961.

Dankbar begrüßte man die Ankündigung „allgemeiner Vorträge“, die, an jedem Morgen den Einzelsitzungen vorangingen. Hier bietet sich ja durch Übersetzungen die Möglichkeit, die sprachlichen Schwierigkeiten zu überwinden, die nun einmal das gegenseitige Verständnis erschweren. (Als Kongresssprachen wurden Englisch, Deutsch, Französisch, Russisch benutzt, in den Diskussionen - auch auf den Exkursionen - wohl am meisten Englisch und Deutsch). Eine moderne Übersetzungsanlage mit umhängbaren Hörgeräten für die 4 angegebenen Sprachen stand im Auditorium Maximum zur Verfügung. Aber auch diese ideale Möglichkeit, einem großen und wißbegierigen Kreis neue Ergebnisse und Übersichten zu vermitteln, enttäuschte zum großen Teil. Schon, daß einzelne Redner gar nicht persönlich anwesend waren und ihre Ausführungen verlesen wurden, nahm dem Ganzen viel von seinem Reiz, so bei dem sicher von vielen mit Spannung erwarteten Vortrag von I. P. GERASSIMOW-Moskau, der zudem ganz im Allgemeinen stecken blieb und (wie leider auch der Vortrag von J. DRESCH-Paris) auf jede bildliche Anschauung verzichtete. Dazu bedarf es eines solchen Auditoriums nicht! Bedauerlicherweise war freilich auch die Projektionseinrichtung ganz ungenügend und stellte eine Art Anachronismus zu der akustischen Übertragungsanlage dar. Auf diese Weise wurden auch andere der großen Vorträge von vornherein stark beeinträchtigt.

Die meisten Vorträge wurden wohl in den Sektionen „Stratigraphie“ und „Geomorphologie“ gehalten. Auch die Sektionen „Periglazial“ und „Paläobotanik“ waren gut besetzt. Die Prähistorie trat dagegen zurück (sie stand erklärlicherweise 1953 in Italien und 1957 in Spanien mit den dortigen klassischen Fundplätzen viel mehr im Vordergrund). Bemerkenswert war, daß die Ausrichtung des Kongresses fast ganz in den Händen von Geographen lag, auch die Leitung der Exkursionen.

Als Fazit aus den Vorträgen läßt sich vielleicht ganz allgemein feststellen - soweit ein Einzelner das kann -, daß mindestens manche Gebiete der Quartärgeologie z. Zt. in einem Stadium eifriger Bestandsaufnahme sind, ohne daß grundlegend Neues sichtbar wäre (z. B. Periglazialforschung, Pollenanalyse). Die Stratigraphie hat viele offene Fragen, aber noch immer zu wenig geschlossene Profile. Wirklich neue Ausblicke zeigt jedoch die absolute Chronologie des Eiszeitalters, die Kalium-Argon-Methode dringt erfolgreich in diesen jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte vor, und andere Methoden werden folgen. Dann werden auch so wichtige moderne Teilgebiete wie die quartäre Tiefseeforschung (und natürlich auch die Stratigraphie ganz allgemein) neue Grundlagen erhalten.

Die Vorexkursionen führten in das Gebiet von Posen und Lublin sowie nach Ostpreußen und ins Riesengebirge. Die 14tägige Hauptexkursion gab einen Querschnitt von



Abb. 3. Das Nashorn von Starunia (*Rhinoceros tichorhinus*). Naturhist. Museum der polnischen Akademie der Wissenschaften in Krakau. Die Haut ist echt; dagegen sind u. a. die Hörner ergänzt, und ebenso waren die Haare nicht erhalten. Im Museum ist auch ein eindrucksvoller Gipsabguß des Kadavers in der Stellung, in der er gefunden wurde, ausgestellt. - - Nach einer Photographie des Museums.



Abb. 4. Das Meerauge (Morskie Oko) in der Hohen Tatra. Der Spiegel des Sees (früher, so auch bei J. PARTSCH, Fisch-See genannt) liegt bei 1393 m. Der 50 m tiefe See wird durch einen Felsriegel mit aufgesetzter Endmoräne abgedämmt. Darüber ein Kar, gleichfalls mit See; im Hintergrund die Meeraug-Spitze (Rysy; 2503 m) und andere Gipfel der Hohen Tatra. — Die würmeiszeitliche Schneegrenze lag in der Hohen Tatra bei 1500—1650 m. Der Biala Woda-Gletscher (zu dessen Tal-system das Meerauge gehört) hatte eine Länge von 14,2 km und war damit der längste Gletscher der Tatra. — Nach einer käuflichen Ansichtskarte.

der Ostseeküste bei Danzig bis zur Hohen Tatra. Sie zeigte also nacheinander das Areal der jüngsten Vereisung mit ihren Endmoränen, Rinnenseen usw., die Gebiete der älteren Glaziale (des „mitteleuropäischen“ = Saale- und des „Krakauer“ = Elster-Glazials) sowie des Lößgürtels und schließlich — von Zakopane aus — die Gebirgsvergletscherung der Tatra. Dabei gab es einen etwas längeren Aufenthalt in Krakau mit seinen historischen Erinnerungen, einem Besuch in dem schönen Geographischen und Botanischen Institut und einer Besichtigung des berühmten Wollhaarigen Nashorns, dessen Kadaver 1929 in den Erdwächsschichten von Starunia im (heute sowjetischen) Karpathenvorlande geborgen wurde. Ein Nachmittag war auch dem Jahrhundert alten, schon von GOETHE 1790 besuchten Salzbergwerk von Wieliczka bei Krakau gewidmet (mit Abendessen unter Tage!).

Ausgezeichnet war durchweg die Herrichtung der Aufschlüsse. Man hatte keine Kosten und Arbeitskräfte gescheut, um ganze Sandgrubenwände sauber abzustechen, neue Gruben anzulegen und sie leicht zugänglich zu machen und übersichtliche Profilaufnahmen herzustellen. So bekam man u. a. hervorragende Aufschlüsse von Kloturbildungen, Eiskeilen und — wie üblich, heftig umstrittenen — Lößprofilen zu sehen. Den orographischen und landschaftlichen Höhepunkt stellte der letzte Tag dar, der bei prachtvollstem Wetter in die herbstliche Hohe Tatra mit ihrer wundervollen, durch Joseph PARTSCH klassisch gewordenen und nun durch M. KLIMASZEWSKI mit neuen Ergebnissen demonstrierten Kar- und Talvergletscherungen führte. Gern hätte man sich gewünscht, daß ein paar Tage mehr auf diesen Teil der Exkursion gefallen wären.

Für eine gewisse Auflockerung der anstrengenden Tage sorgten u. a. mehrere Volkstanzveranstaltungen, ein Chopin-Konzert und eine zwar etwas lange und daher kühle, aber recht heitere Floßfahrt auf dem Dunajec im Vorland der Hohen Tatra. Die Befürchtungen, die mancher<sup>3)</sup> vor dem Kongreß bezüglich der touristischen Organisation geäußert hatte, erwiesen sich, von Kleinigkeiten abgesehen, als ziemlich unbegründet. Wenn auch „Mister“ oder „Miss Orbis“ — wie die jeden Autobus ständig begleitenden Vertreter des gleichnamigen staatlichen Reisebüros scherzhaft von uns genannt wurden — einen unerschöpflichen Gesprächsstoff lieferten (so bei der obligatorischen morgendlichen Verspätung, die seitens einer Stunde unterschritt), so fanden wir doch fast überall gute, z. T. ausgezeichnete Hotels vor. Es darf ja nicht vergessen werden, daß die technischen Schwierigkeiten sicher weit höher waren als in einem westlichen Lande.

Der nächste INQUA-Kongreß soll 1965 in den USA, voraussichtlich in Nebraska, stattfinden.  
Martin SCHWARZBACH, Köln.

### Über einige während der INQUA-Tagung in Polen behandelte paläobotanische Probleme

Die Floren- und Vegetationsgeschichte nahm während des INQUA-Kongresses eine besondere Stellung ein. Hierzu trugen nicht nur die Vorträge der paläobotanischen Sektion bei, sondern auch die vielfach vorzüglichen Aufschlüsse im Gelände, von denen an Hand gut ausgewerteter Pollenanalysen strittige Probleme an Ort und Stelle diskutiert werden konnten. Mit Bedauern muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß es angesichts der Fülle interessanter paläobotanischer Vorträge in Warschau nicht möglich war, an den Sitzungen anderer Sektionen teilzunehmen, obwohl gerade diese Möglichkeit — meiner Ansicht nach — einen der größten Gewinne der INQUA-Kongresse darstellen sollte.

Aus der großen Zahl der behandelten Probleme seien hier nur einige von allgemeinerer Bedeutung herausgegriffen. Die Exkursionen in die Umgebung von Lublin während des dort abgehaltenen Löß-Symposiums, wie aber auch die Eintages-Exkursion auf das Miechów-Plateau (nordöstlich von Krakau) und die durch den Südostteil Mittelpolens führende Exkursion *b* hatten uns detaillierte Einblicke in die Stratigraphie der jüngsten Lösses dieses Gebietes, damit aber auch in die Problematik der Gliederung der Letzten Eiszeit verschafft. Allgemein wurde deutlich, daß die für Niederösterreich, die Tschechoslowakei und Mitteldeutschland gültige Gliederung der jüngsten fossilen Böden in den (älteren) „Fellabrunner Bodenbildungskomplex“ („Stillfried A“) und den (jüngeren) „Paudorfer“- oder „Stillfried B“-Horizont ebenfalls für weite Teile Süd- und Mittelpolens typologisch wie auch in der Ausbildung des „Stillfried A-Komplexes“ zutrifft. Die Lagerungsverhältnisse der Bodenkomplexe dieses Typs in Süd- und Südost-Polen lehrten, daß diese Bodenbildungskomplexe in der Mehrzahl der Fälle tatsächlich mit jenen Niederösterreichs gleichalt waren. Im Gegensatz zu den anwesenden Paläopedologen der zuerst erwähnten drei Gebiete, sahen die polnischen Kollegen jedoch denjenigen Bodenkomplex, der typologisch dem „Stillfried A“ entspricht, als zum „Aurignac-Interstadial“ gehörend an. Zu Gunsten dieser Ansicht wurde aufgeführt, daß Aurignacien-Werkzeuge in Bodenkomplexen dieses Typs an anderer, von uns leider nicht aufgesuchter Stelle gefunden worden sind. Eine allseitig überzeugende Klärung dieses Problems konnte wegen des Fehlens archäologischer und paläontologischer Funde in den besichtigten Profilen nicht erzielt werden. Die reichen pollenanalytischen Studien, die in anderen Gebieten Polens durchgeführt worden sind, ließen jedoch eine Klärung von dieser Seite aus erwarten.

<sup>3)</sup> ich selber gehörte auch dazu.

Tatsächlich ist mehrfach während des Kongresses über Phasen in der Vegetationsgeschichte berichtet worden, die auf eine bedeutende Wärmeschwankung während der Letzten Eiszeit schließen lassen. MOSKVIN gliederte etwa in Lublin und während der von dort aus unternommenen Exkursionen das Jungpleistozän des osteuropäischen Teiles der UdSSR folgendermaßen: Mikulino-Interglazial = Eem; Kalinin-Vereisung = ?; Mologo-Sekšinsker Interstadial (oder Interglazial) = Göttweiger-Interstadial; Ostaškov-Vereisung = Brandenburger Stadium. Frau MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ beschrieb in den nordjugoslawischen Lössen über dem letztinterglazialen Boden eine fossile Schwarzerde mit Pollenkörnern von *Carpinus*, *Fagus* und *Salix*. Eine jüngere Schwarzerde im Hangenden der eben erwähnten enthielt hingegen nur Holzkohlen von *Picea* und *Pinus montana*. Die Schwarzerde mit *Carpinus*- und *Fagus*spollen wurde als Äquivalent des „Stillfried A“ im Sinne des „Göttweiger Interstadials“ angesehen. Der hier verzeichnete *Fagus*-Vorstoß dieses Interstadials war ja schon früher von KNEBLOVÁ aus dem Südteil der CSR beschrieben worden. Die jüngere Schwarzerde mit *Picea* und *Pinus montana* galt als Ausdruck der „Stillfried B“-Klimaschwankung. Ebenfalls in das „Aurignac-Interstadial“ wurden die in Konin und Józefów (bei Nowe Miasto, östl. Łódz), sowie bei Brzeziny (Dunajectal, nahe Czorstyn), vielleicht auch bei Dobra (in den Beskiden, südsüdöstlich von Krakau) aufgeschlossenen Sedimente einer letzteiszeitlichen Wärmeschwankung gestellt. Von diesen Vorkommen ist das von BORÓWKA-DŁUŻAKOWA bearbeitete von Konin das reichhaltigste. Es ist ein gutes Stück älter als 52000 Jahre (Gro 2566), aber jünger als eine „Steppen-Tundra-Zeit“ mit *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Hippophaë* u. a. Das eigentliche Interstadial, dessen Phasen der Vegetationsentwicklung nichts mit denjenigen des Eem-Interglazials gemein haben, wurde gekennzeichnet durch *Alnus* und *Tilia* (bis etwa 20%), sowie vereinzelt *Carpinus* und *Corylus* (BP etwa 70%). Es endete mit *Picea*- und *Abies*wäldern, in denen Spuren von *Quercus* und *Ulmus* vorkamen. Schließlich leitete eine *Pinus-Betula*-Waldtundra in den nächsten Kälteabschnitt über. Einen ähnlichen Übergang von einer *Pinus-Picea*-Phase mit wenigen Prozenten edler Laubbölzer (u. a. auch *Fagus*!) in eine *Picea-Pinus*-Phase fast ohne edle Laubbölzer (vereinzelt nur *Quercus* und *Ulmus*), gefolgt von einer „Steppen-Tundra-Zeit“, zeigt auch das Diagramm von Brzeziny. Wesentlich anderen Charakter weisen die Diagramme von Dobra und Józefów auf. In beiden Fällen handelt es sich um nördliche oder subalpine Nadelwaldtypen, die von zwei Solifluktuations-(Dobra), bzw. Kältezeiten (Józefów) eingeschlossen sind. Das Alter einer (nach DYLÍK durch rezente Wurzeln möglicherweise verfälschten Probe des Interstadials von Józefów wurde zu  $32860 \pm 2800$  Jahren bestimmt.

Den erwähnten „Interstadialen“ wird von den polnischen Kollegen die Bezeichnung „Aurignac-Interstadial“ zugelegt. Sind die vier Interstadialvorkommen aber tatsächlich miteinander gleichalt und entsprechen sie dem Aurignac-Göttweiger-Interstadial sensu Gross? Die Vorkommen von Konin und Brzeziny können leicht als Ausdruck von Wärmeschwankungen zu Beginn der Letzten Eiszeit angesehen werden, etwa entsprechend dem Brörup oder den von H. REICH ermittelten Wärmeschwankungen, die sich im Alpenvorland beim Übergang vom Eem zur Letzten Eiszeit abgespielt hatten, und die auch in den Vorträgen von ANDERSEN und JANCZYK-KOPIKOWA berührt wurden. Tatsächlich hält SRODOŃ das polnische „Aurignac-Interstadial“ für ein Äquivalent des Brörup-Interstadials und pflichtet damit ANDERSENS Annahme bei. Daß vor diesem „Interstadial“ eine Tundren-, gebietsweise auch eine Kältesteppenphase gelegen hat, dürfte nicht bezweifelt werden. Wie lang und wie ausgeprägt war sie jedoch? Welches Alter kommt schließlich den Interstadialen von Józefów und Dobra zu? Sind sie jünger als die von Konin und Brzeziny, aber älter (vgl. das möglicherweise „verjüngte“ C14-Alter von  $32860 \pm 2800$  in Józefów) als das „Paudorf“, mit dem das von HAFSTEN aus den Southern High Plains in den USA beschriebene „Rich Lake-Interpluvial“ (Ende 27000 v.h.) verglichen werden könnte?

Aus den Bemerkungen wird deutlich, in welchem Maße die Diskussion über die Gliederung der Letzten Eiszeit auch in der Paläobotanik noch im Fluß ist und daß es bisher nicht gelungen ist, von dieser Seite aus zur Klärung der anfangs erwähnten strittigen Probleme beizutragen.

Ein weiteres Problem von allgemeinerer Bedeutung ist das der eiszeitlichen Waldrefugien Mittel- und Südeuropas. FIRBAS und POP referierten über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse von der Lage letzteiszeitlicher Waldrefugien in Europa. Hiernach überdauernden Buchenwälder in nennenswertem Maße erst im Süd- und Südwestteil der Balkanhalbinsel die Klima-Unbilden der Letzten Eiszeit. Oben wurde jedoch bereits darauf aufmerksam gemacht, daß Hinweise auf einen interstadialen Laubwaldvorstoß einschließlich der Buche aus dem Nordteil Jugoslawiens, dem Südteil der Tschechoslowakei, den Beskiden und Konin (hier ohne Buche) vorliegen. Außerdem zeigt das an Ort und Stelle eingehend diskutierte Pollendiagramm des Moores „Na Grelu“ (bei Nowy Targ, Karpathen) bereits im Alleröd eine Waldphase mit *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Abies* und *Fagus*. Hieraus geht einerseits hervor, daß, selbst wenn noch nicht alle erwähnten Angaben als gesichert gelten sollten, mit ganz beträchtlichen pulsierenden Arealverschiebungen einzelner Laubholzarten während der Letzten Eiszeit gerechnet werden muß, andererseits aber, daß auch die Nord-Karpathen infolge ihrer reliefbedingten starken kleinklimatischen Gliederung als Gebiet möglicher, wenn auch kleiner, Laubholzrefugien höchste Beachtung verdienen.

Die bereits früher an anderer Stelle diskutierten karpologischen Untersuchungen von Frau JENTYS-SZAFEROWA an pleistozänen und pliozänen Früchten von *Carpinus betulus* zogen auch diesmal wieder das höchste Interesse auf sich. Hierbei geht es um das alte Problem, ob fossile Vertreter einer rezenten (morphologisch definierten) Pflanzenart zur Zeit ihres Gedeihens dieselben ökologischen Ansprüche gestellt haben wie die heutigen Individuen der betreffenden Art. Bei diesen Arbeiten wurde deutlich, daß ein statistisch gesicherter Formenwandel in der Gestalt und Größe der *Carpinus*-Früchte seit dem Ende des Tertiärs vonstatten gegangen ist. Es liegt auf der Hand, daß hiermit auch ein Wandel in den ökologischen Ansprüchen verknüpft gewesen sein kann, so daß der Wert dieser Art als Klimazeiger innerhalb eines bis in das Tertiär reichenden Zeitraumes beeinträchtigt wird. IVERSEN hatte mit Recht in seinem Vortrag über „Plant Indicators of Climate, Soil and other Factors of the Quaternary“ darauf hingewiesen, daß bei paläobotanischen Analysen im allgemeinen der Artbegriff weit gefaßt werden müsse und die Gliederung einer Art in mehrere Ökotypen nicht berücksichtigt werden könne. Hierdurch verringert sich aber zweifellos der Wert dieser Indikatoren. Daher ist es von hohem Interesse, daß es STASZKIEWICZ gelungen ist, die in Europa gegenwärtig gedeihenden Vertreter der Art *Pinus silvestris* nach der Form der Zapfen in sechs distinkte Rassen zu gliedern und die pleistozäne Arealgeschichte dieser Rassen in groben Zügen zu ermitteln. Zweifellos sind von dieser biometrischen Arbeitsrichtung noch wichtige Hinweise auf das Aufblühen einzelner Formenkreise, aber auch auf die Klimageschichte des Pleistozäns zu erwarten.

Diese kurzen Ausführungen mögen genügen, um zu zeigen, welche paläobotanischen Probleme während des INQUA-Kongresses eingehender diskutiert worden sind. Daneben gab es jedoch wiederholt Gelegenheit, an Hand sehr interessanter Vorträge bestimmte Fragen der pleistozänen Floren- und Vegetationsgeschichte zu erörtern, oder etwa an der klassischen Fundstelle in Mizerna nach einem Vortrag von Prof. SZAFER das ganze Problem der Plio/Pleistozängrenze und der Synchronisierung der beobachteten Erscheinungen über größere Entfernungen hinweg ausführlich zu besprechen, zumal da Miss LEOPOLD den Florenwandel dieser Zeitenwende, wie er sich im Nordwestteil der USA abgespielt hatte, bereits in Warschau beschrieben hatte.

Abschließend sei erwähnt, daß im Botanischen Institut der Polnischen Akademie der Wissenschaften in Krakau eine schöne und inhaltsreiche Ausstellung der wichtigsten paläobotanischen Forschungsergebnisse zur Pleistozängeschichte der Flora und Vegetation Polens eingerichtet worden war, die einen sehr guten Überblick über die bereits geleistete Arbeit (damit aber auch über das bewundernswerte Lebenswerk von Prof. SZAFER) gab. Hierfür, für die ausgezeichnete Vorbereitung der wichtigen Profile, und für die so interessanten Vorträge und Diskussionen sei Prof. SZAFER, seinen unermüdeten Mitarbeitern und den anderen polnischen Kollegen auch an dieser Stelle aufrichtig gedankt, wie auch für den herzlichen menschlichen Kontakt, der trotz der Schwierigkeiten unserer Zeit alle Teilnehmer dieses Kongresses miteinander verband.

B. Frenzel.



**Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch  
der Quartärvereinigung gedruckt werden  
sollen, werden gebeten, folgende Punkte  
zu beachten:**

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben sowie völlig druckfertig, an den Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Autornamen (im Druck **KAPITÄLCHEN**): unterbrochen unterstrichen (z. B. K. Richter). Fossilnamen (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

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

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

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.



**Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, 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 18 x 25 cm  
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch  
in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

**Rund um Hochifen und Gottesackergebiet**

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln  
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Dr. BERNHARD HAUFF: **Das Holzmadenbuch**

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura  
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie **80 Kunstdrucktafeln.**  
Ganzleinen **DM 12.—**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

**Die Lebewelt unserer Trias**

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers  
Ganzleinen **DM 11.70**, Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias“

**Der Weinberg als Lebensraum**

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text,  
gebunden **DM 9.80**

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.