

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

ZWEIUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 62 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 1 TAFEL

1971

Verlag Hobenlobe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	<i>Band 22</i>	<i>Seite 1-208</i>	<i>Öhringen/Württ., 31. Dezember 1971</i>
----------------------------------	----------------	--------------------	---

Deutsche Quartärvereinigung

3 Hannover-Buchholz,

Alfred-Bentz-Haus

Postscheckkonto Hannover 453 03

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

1. Vorsitzender : B. FRENZEL, 7 Stuttgart-Hohenheim,
Kirchner Straße 5
2. Vorsitzender : A. SEMMEL, 6 Frankfurt/M.,
Senckenberganlage 36
1. Schriftführer : K. H. PFEFFER, 6 Frankfurt/M.,
Senckenberganlage 36
2. Schriftführer : H. J. MÜLLER-BECK, 74 Tübingen, Schloß
- Schriftleiter des } E. SCHÖNHALS, 63 Gießen, Ludwigstraße 23
Jahrbuches : } R. HUCKRIEDE, 355 Marburg, Deutschhaus-
straße 10
- Schatzmeister : H. SCHNEEKLOTH, 3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
- Archivar : L. BENDA, 3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus

Beirat

- | | |
|----------------------------|------------------------|
| G. VON DER BRELIE, Krefeld | H. MENSCHING, Hannover |
| H. GRAUL, Heidelberg | K. PICARD, Kiel |
| R. HANTKE, Zürich | R. SCHÜTRUMPF, Köln |
| V. LOŽEK, Prag | H. SCHWABEDISSEN, Köln |
| G. C. MAARLEVELD, Ede | |
-

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 30.— DM,
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 15.— DM.
Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines
der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender
Jahrbücher sind an den Schatzmeister Dr. H. SCHNEEKLOTH,
3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an Prof. Dr.
E. SCHÖNHALS, 63 Gießen, Ludwigstraße 23.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

ZWEIUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 62 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 1 TAFEL

1971

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

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	<i>Band 22</i>	<i>Seite 1-208</i>	<i>Öhringen/Württ., 31. Dezember 1971</i>
----------------------------------	----------------	--------------------	---

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals u. R. Huckriede
Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich
Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

Seite

HUCKRIEDE, R.:

Über jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen 5— 16

HEINE, K.:

Fossile Bodenbildungen auf quartären Flußschottern an der Mittellahn
und ihre Bedeutung für die Terrassenstratigraphie 17— 22

SEMMEI, A. u. STÄBLEIN, G.:

Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken 23— 34

SCHROEDER-LANZ, H.:

Die ersten ¹⁴C-datierten Mittelwürmbildungen von der südlichen
Alentejoküste (Portugal) 35— 42

KEMPF, E. K.:

Ökologie, Taxonomie und Verbreitung der nichtmarinen Ostrakoden-
Gattung *Scottia* im Quartär von Europa 43— 63

SAMSON, P., RADULESCO, C. u. KISGYÖRGY, Z.:

Nouvelles données sur la faune de Mammifères du Villafranchien
inférieur de Capeni-Virghiş 64— 88

LIETZ, J. u. SCHWARZBACH, M.:

Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madera-
Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung 89—109

SCHMEIDL, H.:

Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im
westlichen Salzachgletschergebiet 110—126

BOCK, W.:

Jungpleistozäne Salztektonik im nördlichen Schleswig-Holstein 127—130

GRIPP, K.:

Über die Entstehung der Fjorde 131—147

GARLEFF, K. u. LEONTARIS, S. N.:

Jungquartäre Taleintiefung und Flächenbildung am Wilseder Berg (Lüne-
burger Heide) 148—155

<i>SMOLIKOVÁ, L.:</i>	Seite
Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung im Quartär	156—177

<i>KVASOV, D. D.:</i>	
Postulate einer Eiszeit-Theorie	178—187

B. Mitteilungen

<i>SINN, P.:</i>	
Zur Ausdehnung der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpen- vorland	188—191

C. Berichte - Tagungen

<i>ZAGWIJN, W. H. u. MENKE, B.:</i>	
Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet	192—195

D. Buchbesprechungen	196—208
---------------------------------------	---------

A. Aufsätze

Über jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen

Von REINHOLD HUCKRIEDE, Marburg

Zusammenfassung. Es wird versucht, das Interesse auf vorgeschichtliche anthropogene Sedimente Hessens zu lenken. Umgelagerter und von einer in situ entstandenen Braunerde bedeckter Löß am Fuß des Basalt-Hanges von Rhünda gehört nach Fauna und ^{14}C -Datierung in den älteren Teil des Subatlanticums. Eine ähnliche Fauna erweist den Löß vom Großen Mosen-Berg bei Homberg/Efze als ebenfalls im Jungholozän umgelagert. Die Löß-Umlagerung kann nur durch Wald-Rodung des vorgeschichtlichen Menschen erklärt werden. Beide Vorkommen liegen unter eisenzeitlichen Höhensiedlungen.

Summary. It is tried to draw attention to anthropogenic sediments in Hesse, which are of pre-mediaeval age. According to fauna and ^{14}C -analysis redeposited loess on foot of a basalt hill at Rhünda belongs to the older part of Subatlanticum. A loess from the slope of Großer Mosen-Berg near Homberg/Efze contains a similar Late Holocene fauna. These rain wash deposits are only to be explained by forest clearance activity of prehistoric man. Both of the localities are situated below Iron Age hill settlements.

Einleitung

Unter den anthropogenen Veränderungen der deutschen Mittelgebirgs-Landschaften hat der Geologe und Geomorphologe bekanntlich auch mit solchen zu tun, die vom Menschen unbeabsichtigt ausgelöst worden und dann nach natürlichen Vorbildern abgelaufen sind. Es sind hier die Vorgänge gemeint, die MORTENSEN (1955) „quasinatürlich“ genannt hat und die FELS (1965, 11) und RATHJENS (in MACHATSCHKE 1968, 174—175) als indirekte anthropogene Veränderung der Erdoberfläche von den direkten unterschieden haben. Vor allem handelt es sich um Hangerosion und Bodenverlagerung, die durch menschliche Eingriffe in die natürliche Vegetationsdecke und durch intensive landwirtschaftliche Bodennutzung hervorgerufen und in Gang gehalten werden. Nicht immer ist es allerdings einfach, diese Erscheinungen in hügeligem Terrain als kulturbedingt zu erweisen und abzutrennen von rein natürlichen Verlagerungs-Bildungen wie Hanggekriech, Schuttströme, Wanderschutt-Decken, Fließerden (KRUMME 1935, 52, ACKERMANN 1955, SCHNEIDER 1956).

Wenn auch die anthropogenen Bodenzerstörungs- und Umlagerungs-Vorgänge sich vielfach recht eindringlich vor unseren Augen abspielen, so vermitteln doch aber erst die Massen der Abspül-Sedimente ein rechtes Maß für diese Vorgänge. Zahlreiche Beispiele kräftiger Bodenumlagerung nennt die Literatur. Man liest von unter Bodenauftrag verschwundenen Grenzsteinen und teilweise zugeschlammten Kirchen und Mühlengebäuden (HAMM 1958, 22, CARLÉ 1949, WAGNER 1965), von mit Schwemmlehm bzw. Schwemmlöß bedeckten merowingischen Gräbern, Limes-Resten, Siedlungen und Wegen des Mittelalters (BÄRTLING 1926, SCHMITT 1952, 20—21 nach SCHÖNHALS, DÜRR 1953, 471) oder von braunem Feinlehm-Auftrag auf „Schwarzerde“ (MÜLLER 1952, 550). Viele Karten der geologischen Landesaufnahmen scheiden Abschlamm-Massen aus, und jeder, der mit einem Blick für solche Dinge durch die Landschaft geht, vor allem, wenn er als Geologe mit dem Bohrstock kartiert, wird eine Reihe weiterer Beispiele nennen können. Wie beträchtlich die in früheren Jahrhunderten durch menschliche Einwirkung umgelagerten Boden-Mengen sind, zeigen die ausgedehnten Decken des jüngeren Auelehms in unseren nordwest- und mitteldeutschen Flußauen, deren Bildung, wie seit den Aufsätzen von NATERMANN (1941, 291—292) und MENSCHING (1951a, b) wohl allgemein anerkannt ist, erst durch die intensive mittelalterliche Rodungstätigkeit und den Pflugbau in den Löß-Gebieten ermöglicht worden ist.

Die Masse der anthropogenen Umlagerungs-Bildungen fällt in das Mittelalter und die Zeit danach. Wie steht es nun aber mit solchen Bildungen aus früh- und vorgeschichtlichen Perioden in Hessen? Sobald der vorzeitliche Mensch als Bauer rodend in unsere Mittelgebirgs-Wälder drang, sie durch Viehtrieb lichtete, sobald Höhensiedlungen und Befestigungsanlagen auf Bergkuppen angelegt wurden, muß es zu Bodenbewegungen und damit auch zu Löß-Abspülung an den Hängen gekommen sein. Es müssen sich umgelagerte Löss- und Lehme als Decken ausgebreitet, zumindestens sich unter Hängen und in Mulden gesammelt haben, und in den Tälern müssen Auelehme aufgeschlickt worden sein.

Vielleicht war schon im Atlantikum (alter Fassung) der Einfluß des Menschen auf die mitteldeutschen Beckenlandschaften gar nicht gering. Wie zahlreich sind linienbandkeramische Siedlungen allein in Hessen. Die Rössener siedelten auf Höhen, in Norddeutschland wurden Auelehme als atlantisch datiert, und auch in West-Europa sind Rodungs-Hinweise im Atlantikum bekannt (ROUX & LEROI-GOURHAN 1965). Seit der Ausbreitung der Michelsberger Kultur in Hessen muß eine stärkere Löß-Umlagerung an den Berghängen erfolgt sein, gibt es hier doch mehrere Höhensiedlungen dieser Kultur (MÜLLER-KARPE 1951, 26, UENZE 1956, 74—76, HAARBERG 1963, 26), Spuren der „Schnurkeramik“ selbst im Knüll-Bergland (SCHARLAU 1941, 92, 1953b, 108) und auf Grund von Pollenauswertung eine dünne neolithische Besiedlung mit Waldweide im Vogelsberg (STECKHAN 1961, 531). UENZES (1953) instruktive Karten zeigen, daß die mittel- und endneolithischen Kulturen über die Beckenlandschaften Hessens hinausgreifen, während die Siedlungen der Bandkeramiker und Rössener diesen noch ziemlich verhaftet waren.

Für die Bronzezeit sind eine dichte Besiedlung und starke Eingriffe — sei es durch Ackerbau oder Viehweide — selbst in den Wäldern der Berggebiete wie Vogelsberg und Knüll nachgewiesen (SCHARLAU 1941, 93, 1953a, 16, 18, 28, UENZE 1960, 125—126, 131, 134, STECKHAN 1961, 538), insbesondere gilt das für die Hügelgräber-Bronzezeit, die das hessische Bergland mit Hügelgräber-Plätzen übersät (UENZE 1953, Karte 7). Eine räumlich noch mehr ausgedehnte und nachhaltige wirtschaftliche Nutzung der Bergwälder (Rhön) wird für die Hallstatt—La Tène-Perioden und frühgeschichtliche Zeit vertreten (SCHARLAU 1953a, 20—21); zahlreich sind Höhensiedlungen dieses Zeitabschnittes. Gerade für die vorchristliche Eisenzeit sind Hangabspülungen großen Ausmaßes anzunehmen.

Vormittelalterliche quasinatürliche Sedimente sind in Hessen noch kaum untersucht worden. Das mag, wie schon SCHARLAU (1953b; 108) feststellte, an der starken Hinwendung zur Erforschung der periglazialen Formung liegen und weil man lange Zeit jüngeren morphologischen Gestaltungsprozessen keinen integrierenden Wert beimaß. In den Nachbarländern Hessens haben jedoch vom vorgeschichtlichen Menschen bewirkte Bodenabtragsbildungen mehrfach Beachtung erfahren. SCHEFFER & MEYER (1958) konnten bei Göttingen zeigen, daß in dorfnahen Bereichen linearbandkeramisch besiedelter Hänge die im Laufe der Besiedlung eingetretene Erosion beachtliche Ausmaße annehmen konnte. Sie konnten diesem Befund zwar keine über den lokalen Bereich hinausgehende, großflächige Lehm-Akkumulation im Flußauen-Gebiet zuordnen, rechneten aber damit, daß die Senken der seitlichen Leine-Zuflüsse in dieser Zeit eine erhebliche Hanglehm-Zufuhr erhalten haben. Sie wiesen auf sicher vorgeschichtlich umgelagertes Löß-Material und Schlufflehm-Decken hin.

Im Flußsystem der Weser sind Auelehme des Zeitbereiches Atlantikum bis Subatlantikum gemeldet worden (LÜTTIG 1960); aus ihnen kennt man früheisenzeitliche Siedlungsspuren (STRAUTZ 1959, 1963, 287, NIETSCH 1959). Bei Göttingen rechnet man mit einem bronzezeitlichen Beginn dieser Auelehm-Ablagerung (HEMPEL 1956, 40, SCHEFFER & MEYER 1958, MEYER in ROHDENBURG, MEYER, WILLERDING & JANKUHN 1962). Eine gute Zusam-

menstellung über Alter und Ursachen der Auelehm-Akkumulation thüringischer Flüsse gab JÄGER (1962); ein Älterer Auelehm konnte dort in die Spätbronze- bis Früheisenzeit datiert werden. HÄNDEL (1967, 166, 187) stellt einen alten Auelehm Nordwest-Sachsens sogar in den Bereich zwischen 5000 und 4000 v. Chr., er denkt allerdings seine Bildung im wesentlichen bedingt durch eustatischen Meeresspiegelanstieg und feuchtes Klima. In Bayern weiß man vom Auemergel, der den Alm bedeckt, daß er im großen und ganzen mit der Hallstatt- und La Tène-zeitlichen Rodung im Zusammenhang steht (VIDAL u. a. 1966, 192).

All diese Befunde, vor allem die Verbreitung der Älteren Auelehme im Weser-System, lassen auch für Hessen auf eine nicht unwesentliche vorgeschichtliche anthropogene Abspülung von Löß schließen. Daß man in Hessen diese Umlagerungsvorgänge noch nicht erkannt hatte, mag an der mangelhaften Durchforschung der Flußsedimente liegen und daran, daß die Verlagerungs-Sedimente der Hangfüße aus ziemlich unverändertem Löß bestehen und leicht mit pleistozänem primären Löß zu verwechseln sind. Ein eindrucksvolles Beispiel für die Ähnlichkeit solcher sekundärer Löss mit primären bietet Rhünda in Niederhessen.

Der umgelagerte Löß von Rhünda

Aufschluß und Fauna. Ein am Hang eines Basalt-Berges oberhalb von Rhünda (Topograph. Karte 1 : 25 000, Bl. Gudensberg 4822) umgelagerter Löß offenbart sein jungholozänes Alter durch tierische und pflanzliche Reste sowie eine ¹⁴C-Datierung. Ein Waldrandweg am alten Rhündaer Basaltsteinbruch schließt ihn prächtig auf, und man sieht hier deutlich, wie er terrassenartig dem südwestlichen Sporn des Rhünder Berges angelagert ist. Wohl kaum würde ein Geologe bei gewöhnlichen Begehungen und Kartierungen diesen Löß als holozän verlagert erkennen, wäre nicht eine einwandfreie holozäne Fauna und Flora vorhanden. Die Aufschlußwände (2 bis 4 m) brechen in senkrechten Flächen; nicht selten sind Lößkindel und kalkige Wurzelröhrchen („Rhizosolenien“). Nagetier- und Anuren-Knöchelchen liegen in der gleichen Weise im Sediment, wie es bei zerfallenen und verschwemmten Eulen-Gewöllern im pleistozänen Löß der Fall ist. Den oberen Abschluß bildet ein brauner Boden mit einer nicht geringen Entkalkungs-Zone. Schließlich ließ auch der auffallende Terrassen-Anschnitt, dem der Waldrandweg folgt und der vor Anlage des Dorfes Rhünda von einer ehemals weiter nach E ausgreifenden Schlinge des Rhünder Baches geschaffen worden sein muß, keinen Gedanken an holozänes Alter aufkommen.

Auch der Verfasser hat, als er vor Jahren den Aufschluß und die benachbarten Löß-Anschnitte kennen lernte, nicht daran gezweifelt, einen würmzeitlichen primären Löß vor sich zu haben. Selbst als die ersten Faunen-Reste geborgen waren, die im echten Löß nicht vorzukommen pflegen, glaubte er — bestärkt durch die von BLANKENHORN vom nahen Großen Mosen-Berg (siehe S. 11) mitgeteilte ähnliche „Löß“-Fauna — immer noch an pleistozänes Alter und an Hinweise für kleine Wald-Inseln in der Löß-Landschaft. So wurde sogar gewagt, einige Wald-Schnecken dieses Hangsediments als pleistozäne Löß-Schnecken zu zitieren (HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN 1958, 121, Zeile 15 bis 18). Zwar stand sofort nach der Salzsäure-Probe fest, daß die Knöchelchen nicht „fossil“ sein konnten, aber es läßt sich auch bei den einwandfrei würmzeitlichen Kleinfauuna-Knochen von Altmorschen, Wildungen-Biedensteg, Treis a. d. Lumda und Wildweiberhäuschen bei Langenaubach gut erhaltenes Osseïn nachweisen. Übrigens ist auch beim berühmten-berühmtesten Kalktuff-(Dauch-)Menschenschädel von Rhünda („Frau von Rhünda“) — im Gegensatz zur Meldung E. JACOBSHAGENS (1957a, 69) — das Osseïn noch erhalten!

Mit der Fundstelle des Menschenschädels von Rhünda ist die hier behandelte Örtlichkeit nicht identisch; die Lokalitäten liegen 1 km voneinander entfernt. Auch die Schichtfolge am Basalt-

Hang hat nichts mit der des Menschen-Fundplatzes (HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN 1958) gemein. Hingewiesen sei an dieser Stelle auch noch einmal auf die erstaunlich unterschiedliche Bewertung, die der Fund — selbst bei gleichen Autoren — erfahren hat: als Neandertaler (E. JACOBSHAGEN 1957a, b), als Parallele zum Pĕdmost-Menschen (UENZE 1960b), als fossiler *Homo* der Pĕdmost/Brünn-Gruppe = Altschicht des Sapiens-Typus (HEBERER & KURTH 1962a, KURTH 1962a), als doch nicht zur „Altschicht“ gehörend (HEBERER & KURTH 1962b, KURTH 1962b), und schließlich ist er sogar als morphologisch uninteressanter *Homo sapiens* (HEBERER & KURTH 1963) bezeichnet worden. Eine ¹⁴C-Datierung von Kalksinter aus der Fundschicht ergab ein Alter von ca. 9000 Jahren (V. JACOBSHAGEN, MÜNNICH & VOGEL 1962).

Außer den tierischen und pflanzlichen Resten weisen aber auch noch andere Eigenschaften des umgelagerten Lösses von Rhünda auf ein jüngeres Alter hin. Das Sediment ist lockerer und pulveriger als der primäre Löß des Gebietes, und der Boden ist nur als Braunerde, nicht als Parabraunerde, anzusprechen.

Das Pleistozän im Liegenden ist am West-Ende des Waldweges angeschnitten. Der umgelagerte Löß liegt hier — ohne daß eine Bodenbildung eingeschaltet ist, d. h. mit Diskordanz — auf lößhaltiger Basalt-Fließerde mit zum Teil großen Basaltstücken. Diese Basaltfließerde ergab in der Mitte des Anschnittes (Hu 1186, etwa 1,0 bis 1,5 m über Waldweg-Niveau, = 1,35 bis 1,85 m unter Oberfläche) eine würmeiszeitliche Fauna:

Vallonia costata O. F. MÜLLER
Succinea oblonga DRAPARNAUD, Bruchstück h
Limax sp.
Pupilla muscorum densegyrata LOŽEK Bruchstücke h
Semilimax sp. h
 Regenwurm-Calcitkörner h
Microtus gregalis (PALLAS)

Im weiteren Verlauf des Waldweges ist dann nur noch der holozän umgelagerte Löß angeschnitten. Kurz vor dem Einbiegen dieses Weges in Richtung Steinbruch wurde folgendes Profil beobachtet:

1. (oben) 0,0 bis 1,3 m Braunerde aus umgelagertem Löß, in situ entstanden, kalkfrei
2. bis 1,4 m umgelagerter Löß, kalkhaltig, ohne Fauna
3. bis 1,8 m (= 2,1 bis 2,5 m über dem Waldrandweg) umgelagerter Löß, kalkhaltig, mit zahlreichen tierischen Resten, kleinen Löß-Kindeln und kalkigen Wurzelröhrchen
4. bis 2,1 m umgelagerter Löß, kalkhaltig, mit Löß-Kindeln, kalkigen Wurzelröhrchen und zahlreichen tierischen Resten
5. bis 2,4 m vermutlich umgelagerter Löß mit horizontalen Roststreifen, Löß-Kindeln und kalkigen Wurzelröhrchen. Hierin fanden sich ein Anuren-Parabasale und ein Kleinnager-Humerus (Hu 1050)
6. bis 2,7 m vermutlich umgelagerter kalkhaltiger Löß mit horizontalen Roststreifen, Löß-Kindeln und Bruchstücken von *Succinea* sp. Kalkige Wurzel-Reste unterscheiden sich nicht von solchen, die im pleistozänen Löß vorkommen (Hu 1051).

In der Schicht 3 (Hu 1048) wurden geborgen:

Holzkohle-Flitterchen
Acicula (Platyla) polita (HARTMANN)
Carychium minimum O. F. MÜLLER h
Cochlicopa lubrica (O. F. MÜLLER)
Vertigo pygmaea (DRAPARNAUD)
Vallonia costata O. F. MÜLLER
Vallonia excentrica (STERKI)
Ena montana (DRAPARNAUD)
Succinea oblonga DRAPARNAUD
Punctum pygmaeum (DRAPARNAUD)
Discus rotundatus (O. F. MÜLLER)
Aegopinella sp.
Vitrea contracta (WESTERLUND)
Milax sp.
Limax sp.
Ceciloides acicula (O. F. MÜLLER) h

Cochlodina laminata (MONTAGU)
Clausilia parvula FÉRUSAC
Clausilia bidentata (STRÖM)
 Clausiliiden-Reste indet.
 cf. *Bradybaena fruticum* (O. F. MÜLLER)
Perforatella (Monachoides) incarnata
 (O. F. MÜLLER)
Trichia sp. juv.
Helicigona (Helicigona) lapicida (LINNAEUS)
Helicodonta obvoluta (O. F. MÜLLER) juv.
Cepaea hortensis (O. F. MÜLLER)
Lumbricus sp. Calcit-Körnchen aus den Kalkdrüsen des Regenwurmes (siehe FORCART 1966: 396), in meinen früheren Aufsätzen im Vertrauen auf WENZ als *Avion* sp. ge-
 deutet

Käfer-Rest in Kalk-Erhaltung
Fisch-Schuppen
Anuren-Reste h
Sorex sp.

Apodemus cf. *sylvaticus* LINNAEUS
Microtus agrestis LINNAEUS oder *M. arvalis*
PALLAS

Schicht 4 (Hu 979 bis 982, Hu 1049) ergab:

Holzkohle-Flitterchen
Sambucus nigra LINNAEUS (Samen)
Sambucus racemosa LINNAEUS (Samen)
Acicula (Platyla) polita (HARTMANN)
Carychium minimum (O. F. MÜLLER) h
Cochlicopa lubrica (O. F. MÜLLER)
Azeca menkeana (C. PFEIFFER)
Vertigo pygmaea (DRAPARNAUD)
Vallonia costata (O. F. MÜLLER)
Vallonia excentrica (STERKI)
Acanthinula aculeata (O. F. MÜLLER)
Ena montana (DRAPARNAUD)
Punctum pygmaeum (DRAPARNAUD)
Discus rotundatus (O. F. MÜLLER) h
Nesovitrea petronella (PFEIFFER)
Oxychilus cellarius (O. F. MÜLLER)
Vitrea contracta (WESTERLUND)
Cecilioides acicula (O. F. MÜLLER)
Cochlodina laminata (MONTAGU)
Clausilia bidentata (STRÖM)
Iphigena plicatula (DRAPARNAUD)
Clausiliiden-Reste juv.
Bradybaena fruticum (O. F. MÜLLER)

Perforatella (Monachoides) incarnata
(O. F. MÜLLER)
Trichia sp.
Cepaea hortensis (O. F. MÜLLER)
Cepaea sp. indet.
Lumbricus-Calcitkörnchen
Oribatiden-Reste
Carabiden-Rest in Kalk-Erhaltung
Fisch-Knochen
Rana temporaria LINNAEUS h
Rana esculenta LINNAEUS
Rana sp. indet. h
Bufo bufo LINNAEUS
Sorex araneus LINNAEUS
Sorex minutus LINNAEUS
Apodemus sp.
Arvicola terrestris LINNAEUS
Microtus arvalis PALLAS
Microtus arvalis PALLAS oder *M. agrestis*
LINNAEUS
Clethrionomys glareolus SCHREBER
Kleinnager-Reste h
Rest eines mittelgroßen Säugetiers indet.

Einige Schritte weiter nach SW führte früher ein jetzt zugeschütteter Tunnel durch den umgelagerten Löß, der bis 3 m unter Oberfläche tierische und pflanzliche Reste enthält. Hier wurden im Jahre 1957 gesammelt:

Rubus sp. Brombeeren-Samen hh
Discus rotundatus (O. F. MÜLLER)
Limax cf. *tenellus* O. F. MÜLLER
Nesovitrea sp. juv.
Laciniaria sp. indet.
Clausiliiden-Rest indet.
Trichia sp. (Bruchstück)
Helicodonta obvolvata (O. F. MÜLLER)
Cepaea hortensis (O. F. MÜLLER)
Cepaea sp. indet.
Lumbricus sp. Calcit-Körnchen
Triturus sp.
Salamandra salamandra LINNAEUS
Anuren-Reste hh

Rana temporaria LINNAEUS
Rana esculenta LINNAEUS
Bufo bufo LINNAEUS
Anguis fragilis LINNAEUS
Sorex araneus LINNAEUS
Talpa cf. *europaea* LINNAEUS
Glis glis LINNAEUS M¹
Apodemus cf. *sylvaticus* LINNAEUS h
— cf. *flavicollis* MELCHIOR h
Arvicola terrestris LINNAEUS
Microtus agrestis LINNAEUS
— *agrestis* LINNAEUS oder *M. arvalis*
PALLAS h
Clethrionomys glareolus SCHREBER h

30 m nach SW im gleichen Weganschnitt (Hu 1163) fand sich wiederum eine reiche Fauna von Anuren, Nagern und Schnecken, mit Arten, die oben aufgeführt sind. Wieder sind vertreten:

Sambucus racemosa LINNAEUS
Acicula (Platyla) polita (HARTMANN) h
Carychium minimum O. F. MÜLLER

Clausilia parvula FÉRUSAC
Hinzu kommen: *Ena obscura* (O. F. MÜLLER)
Lacerta sp.

Alle diese eben aufgeführten Faunen können unmöglich zur Zeit der pleistozänen Löß-Anwehung gelebt haben. Zwar wird das eine oder andere Tier gelegentlich in würmzeitlichen mitteleuropäischen Faunen genannt, vor allem in den BRUNNERSchen Arbeiten, selbst anspruchsvolle Arten wie *Glis glis* (HELLER 1960, 8) oder *Discus rotundatus* (ANT 1963a, 78—79, 1963b, 81, 1965, 328); in ihrer Gesamtheit sind es aber typische Laubwald-Fau-

nen, echte Warmzeit-Vergesellschaftungen. Das zeigen insbesondere die temperaturanspruchsvollen Wald-Schnecken *Ena montana*, *Cochlodina laminata* und *Helicodonta obvoluta*, ferner *Glis glis*, der Siebenschläfer, der am liebsten im Eichen- und Buchenwald und nur ausnahmsweise im Nadelwald lebt (MOHR 1954, 27). Auch *Clethrionomys glareolus*, die Waldwühlmaus = Rötelmaus, meidet zumeist den Nadelwald; sie lebt auf nicht zu trockenem Boden, überall vom offenen Gelände bis zum Waldinnern (MOHR 1954, 42).

Für mildes Klima und mäßig feuchte Wälder (DEHM 1967) spricht die westliche, atlantische Art *Azeca menkeana*, die in Mitteleuropa als Interglazial- bzw. Holozän-Leitart gilt und die nun bei Rhünda wie in den meisten Teilen Hessens ausgestorben ist, ferner der Feuersalamander.

Ausgesprochene Bewohner trockener Gras-Hänge, Steppen-Formen, die sich mit der landwirtschaftlichen Kultur verbreitet haben, fehlen bei den Schnecken-Resten. Bei den Nagern könnte man die Feld- und Erdwühlmäuse mit Ackerkultur in Verbindung bringen. Es handelt sich jedoch um Beute, die von weit herbeigetragen sein kann. Die Gattung *Microtus* erreicht aber nicht oder gerade eben die Zahl der Rötelmaus- bzw. der *Apodemus*-Reste. Untersuchungen an heutigen Eulengewöllen von Waldrändern bei Rhünda ergaben ein gänzlich anderes Kleinnager-Spektrum, das sicherlich von den nahen Ackerflächen bestimmt ist: entweder nur Erd- und Feldwühlmäuse oder ein starkes Überwiegen dieser über *Apodemus* + *Mus*.

Alters-Aussage der tierischen Reste. Nach der Fauna scheidet mit Sicherheit Altholozän mit Einschluß eines Teiles des Atlantikums (im alten Sinne) aus. Schnecken vom boreoalpinen Verbreitungstyp (ANT 1965), wie man sie auch aus Hessen kennt (HUCKRIEDE 1965: *Vertigo genesii geyeri*, *Discus ruderatus*, *Clausilia cruciata*), fehlen gänzlich. Ob die Fauna das ganze Atlantikum ausschließt, ist nicht sicher. Der im Rhündaer Hangsediment fehlende *Discus ruderatus* ist in Böhmen noch im Atlantikum häufig, ja er gilt als Leitart für das mitteleuropäische Atlantikum (LOŽEK 1958, 35, 1964, 135, 1967, 103, LOŽEK & TYRÁČEK 1962, 185). *Helicodonta obvoluta* und die im Neolithikum des Amöneburger Beckens vorkommende *Azeca menkeana* sollen nach ANT (1967, 10) erst im Atlantikum nach Westfalen eingewandert sein. Es spricht also vieles für ein Alter, das jünger als Atlantikum ist.

Die Häufigkeit feuchtigkeitsverlangender Arten — *Carychium* ist sehr zahlreich, wird jedoch heute lebend nicht mehr am Hang gefunden — läßt an etwas feuchtere Zeiten als heutzutage denken. Ein Vorkommen der heute bei Rhünda ausgestorbenen *Azeca menkeana* im Mittelalter ist unwahrscheinlich; außerdem verbietet wohl auch der gut ausgeprägte Boden auf dem Hangsediment einen Verweis ins Mittelalter. Die Befunde lassen somit insgesamt eine Datierung in den älteren Teil des Subatlantikums (Vorchristliche Eisenzeit) mit seinem niederschlagsreicheren Klima-Charakter als die wahrscheinlichste ansprechen.

¹⁴C-Datierung. Aus dem Schlämmrückstand einiger Säcke umgelagerten Lösses wurden mit der Pinzette die Holzkohle-Bröckchen und Flitter ausgelesen. Um eine genügende Menge zu erhalten, mußte allerdings das Material aus allen Niveaus des umgelagerten Lösses (Hu 1048, Hu 1049) zusammengetragen werden. Diese Datierung wurde im ¹⁴C-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ausgeführt. Dr. GEYH teilte mit:

Hv 3210 : ¹⁴C-Modellalter (Jahre vor 1950): 2070 ± 450 Jahre

Auf Grund des geringen Kohlenstoff-Gehaltes der eingesandten Probe war nur eine recht ungenaue Altersbestimmung möglich. Dendrochronologisch korrigiert, entspricht das ¹⁴C-Alter und sein Fehler einem Zeitintervall zwischen 800 v. Chr. bis 300 n. Chr. Das ¹⁴C-Ergebnis verweist also auch auf den älteren Teil des Subatlantikums.

Der umgelagerte Löß vom Großen Mosen-Berg bei Homberg/Efze.

Ein weiteres Vorkommen umgelagerten Lösses mit holozäner Waldfauna läßt sich aus den Aufsammlungen BLANKENHORNS vom SW-Fuß des Großen Mosen-Bergs (Bl. Homberg 4922; 6 km südlich von Rhünda) erschließen, in einem Gebiet, dessen häufige Löß-Umlagerung schon SCHÖNHALS (1945, 111) hervorgehoben hat. BLANKENHORN (1920, 92) hat von hier aus „Löß“, „gelblichen sandig-kalkigen Lehm mit senkrechter Struktur, ausgezeichnet durch einige sogenannte Lößpuppen“ eine Fauna genannt: „*Helix hispida*, *obvoluta*, *hortensis*, *pulchella* etc., *Succinea oblonga*, *Pupa muscorum* und zahlreiche Knöchelchen von Nagetieren und kleinen wieselartigen Raubtieren, darunter auch Schädeln, Kiefern und Zähnen, die noch einer Spezialuntersuchung harren“.

Der bezeichnete Teil des Aufschlusses ist heute leider gänzlich verwachsen. An einer anderen Wand des gleichen Aufschlusses liegt auf Basalt-Tuffen eine 1 m mächtige Decke von fossilfreiem hellen Lößlehm mit Basalt-Stücken. In welchem Verhältnis sie zu BLANKENHORNS „Löß“ steht, ließ sich nicht ermitteln.

BLANKENHORNS Aufsammlungen oder Teile derselben vom Oktober 1912 sind ins Geol.-paläontol. Institut Marburg gelangt. Die Schneckengehäuse sind mit einem gelbbraunlichen kalkhaltigen Löß erfüllt. Bestimmt wurden:

<i>Pupilla</i> sp. indet. gebleicht, aus eiszeitlichem Löß stammend	<i>Cepaea hortensis</i> (O. F. MÜLLER)
<i>Ena montana</i> (DRAPARNAUD)	<i>Bufo bufo</i> LINNAEUS
<i>Succinea oblonga</i> DRAPARNAUD gebleicht, eiszeitlich	<i>Rana esculenta</i> LINNAEUS
<i>Discus rotundatus</i> (O. F. MÜLLER)	<i>Rana temporaria</i> LINNAEUS
<i>Oxychilus (Oxychilus) cellarius</i> (O. F. MÜLLER)	Vogel-Halswirbel
<i>Cochlodina laminata</i> (MONTAGU)	<i>Talpa europaea</i> LINNAEUS
<i>Bradybaena fruticum</i> (O. F. MÜLLER) h	<i>Lepus</i> sp. indet.
<i>Helicodonta obvoluta</i> (O. F. MÜLLER) h	<i>Glis glis</i> LINNAEUS
<i>Isognomostoma isognomostoma</i> (SCHRÖTER)	<i>Clethrionomys glareolus</i> SCHREBER
	<i>Lutra lutra</i> LINNAEUS, Kralle

Abgesehen von den beiden umgelagerten typischen Lößschnecken, hat man wiederum eine warmzeitliche, d. h. holozäne Fauna ohne altholozäne Leitarten vor sich. Sie ähnelt der von Rhünda. Unter den Gastropoden kommt hinzu *Isognomostoma isognomostoma*. In Hessen ist sie jetzt sehr selten, findet sich lebend, aber vereinzelt, durch das ganze nordwestdeutsche bewaldete Bergland (ANT 1963a, 32). Am SW-Hang des Gr. Mosen-Bergs lebt sie gewiß nicht mehr, wie auch die anderen echten Laubwald-Schnecken an dem heute trockenen grasig-buschigen Hang vergeblich gesucht werden und sicherlich auch im Hoch- und Endmittelalter hier nicht mehr gedeihen konnten.

Menschliche Tätigkeit hat die holozäne Lößverlagerung ausgelöst

Die Hangfuß-Sedimente von Rhünda sind durch Abspülung des oberhalb am Hang in stellenweise bis 5 m Mächtigkeit anstehenden würmzeitlichen reinen äolischen Lösses, also leicht abschlämmbaren und leicht abfrierenden (SCHMID 1955, 11—13) Materials, entstanden. Da Vertebraten-Reste, die nur aus zerfallenen Eulen-Gewöllen stammen können, dem Abspül-Sediment in nicht geringer Zahl beigemengt sind, muß der Vorgang sich über einen relativ langen Zeitraum erstreckt haben. Das Umlagerungs-Sediment ist also nicht das Werk nur einiger weniger heftiger Regengüsse.

Wie läßt sich nun die Fauna eines feuchten bis mäßig feuchten Laubwaldes vereinbaren mit einer solchen auffälligen Umlagerung? Ist unser Wald nicht erosionsfeindlich, hält er nicht mit Wurzeln, der Kraut- und Strauch-Schicht, Streudecke und Moosteppichen den Boden fest? Natürlich verhindert eine Waldbedeckung im hügeligen Terrain nicht jede Abspülung (THEINERT 1933, 65—66), aber was hier bei Rhünda geschehen ist, ist unter dichter Waldbedeckung kaum denkbar. Erklärbar wird die junge Löß-Verlagerung erst

dann, wenn man Lichtung oder gar Rodung des Waldes annimmt. Auf Rodungs-Lichtungen im Wald weist nun auch wirklich die Häufigkeit der Samen von Holunder und Brombeere und der *Apodemus*-Reste. Der Schwarze Holunder ist ein Nitrat-Zehrer und Kulturfolger. Auch die Holzkohle-Bröckchen weisen auf die Tätigkeit des Menschen, möglicherweise auf Rodung mit Feuer. Allerdings können sie auch von Siedlungen herabgespült worden sein, die auf der Bergkuppe lagen.

In der Tat fanden sich bei der Begehung des vom Rhünder Berg nach WSW ziehenden Basaltsporns auf der Hochfläche, also oberhalb der Löß-Aufschlüsse, Spuren menschlicher Besiedlung: aus wohl neolithischer Zeit Kieselschiefer-Abschläge und Scherben, die auch von Herrn Landesarchäologen Dr. GENSEN als eisenzeitlich angesehen werden, ein Wetzstein-Rest und zerschlagene Quarz-Kiesel, wie sie zur Magerung der Keramik gebraucht worden sind. Auf dem Gipfel des Rhünder Berges selbst sind seit langem vorgeschichtliche Wälle bekannt (LANGE 1913, EISENTRAUT in BLANKENHORN 1917, VI, MÜLLER-KARPE 1951, 58, HAARBERG 1963). Eine jungneolithische Besiedlung des Gipfels ist durch Michelsberger Funde erwiesen. Der eigentliche Ausbau der Wall-Anlagen dürfte nach den Funden in die vorchristliche Eisenzeit (800 v. Chr. bis Chr. Geburt), also in Hallstatt- und La Tène-Zeit fallen (freundliche Mitteilung der Herren Bergmann und Haarberg). Mangels Grabung und Überprüfung denkt Dr. Bergmann vorläufig an die Mitte dieser Epoche. Dr. Gensen zeigte dem Verfasser Zeichnungen von La Tène-Scherben, die auf dem Rhünder Berg gefunden worden sind.

Ein Zusammenhang unseres Löß-Umlagerungssediments mit diesen Höhensiedlungen liegt auf der Hand. Die ¹⁴C-Datierung steht mit der eisenzeitlichen Besiedlung im Einklang.

Am Großen Mosen-Berg, bei Homberg/Efze, dem anderen Fundort umgelagerter Löße, sind keine Wall-Anlagen bekannt, und nach dem Fund-Archiv des Amtes für Bodentalertümer in Marburg und Mitteilungen der Herren Bergmann und Haarberg war hier auch noch nichts Vorgeschichtliches gefunden worden. Zwar blieb das Absuchen des begrasteten Hanges ohne Erfolg, doch brachten auf der Höhe beim Segelfliegerhaus nur zwei, drei Spatenstiche sogleich zwei vermutlich eisenzeitliche Scherben und einen Kieselschiefer-Abspliß zum Vorschein. Wiederum Hinweise für eine Höhensiedlung oberhalb einer Lokalität mit umgelagertem Löß!

Weitere Vorkommen vorgeschichtlich verlagerten Boden- und Löß-Materials in Hessen?

SCHWALM (1919, 174) erwähnt im Lößlehm von Ascherode (Bl. Ziegenhain 5021) ein bituminöses Band, das Eicheln und Bucheckern aufweist. In der Sammlung des verstorbenen Prof. E. JACOBSHAGEN liegt eine *Cepaea nemoralis* aus Lößlehm der Ziegelei Anraff (Bl. Bad Wildungen 4820), und bei der Begehung der Grube führte der obere Teil des jüngeren Lösses unter dem holozänen Boden *Helix pomatia* LINNAEUS. Auch die von UENZE (1956, 56—58) besprochenen sterilen Deckschichten auf den niederhessischen bandkeramischen Siedlungen können wohl hier genannt werden. Weiter im SW Hessens ist die Nennung von *Garrulus glandarius* LINNAEUS

Tropidonotus tessellatus LAUR = *Natrix tessalata* LAUR.

Anguis fragilis LINNAEUS

Salamandra maculata LAUR. = *Salamandra salamandra* LINNAEUS

Bufo calamita LAUR.

Hyla arborea LINNAEUS

in der Löß-Fauna von Hahnstätten (Bl. Kettenbach 5714) durch SANDBERGER (1883, 1884) recht verdächtig auf nacheiszeitliches Alter.

Vermutlich ist vorgeschichtliche holozäne Löß-Umlagerung im hessischen Bergland nicht selten. Sicherlich werden sich bei näherem Hinsehen noch zahlreiche Beispiele derselben ausmachen lassen, vor allem an den Akkumulations-Bereichen der Berghänge.

Zu den oben beschriebenen Vorkommen vorgeschichtlich umgelagerter Lössen an den Hängen muß es in den hessischen Tälern auch die Auen-Fazies geben, d. h. wie in Niedersachsen, den Älteren Auelehm. Man kennt aber bislang solche Bildungen in Hessen nicht. LANG (1954, 58—62) beschrieb alte „Auelehme“ aus dem Lahn-Tal unterhalb Marburg. Sie werden jedoch von Laacher Bims überdeckt und sind somit als würmzeitliche oder spätglaziale natürliche Flußtal-Sedimente anzusehen. MÄCKEL (1969) hat bei Gießen keine echten vormittelalterlichen Auelehme nachweisen können. Weite Strecken der hessischen Flußauen sind aber noch nicht genügend untersucht worden.

Danksagung

Für die ¹⁴C-Datierung sei Herrn Dr. Geyh, Hannover, für Diskussion im Gelände den Herren Prof. Dr. Schönhals, Prof. Dr. Rohdenburg, Dr. Harrach, Gießen, für vorgeschichtlichen Rat und Auskünfte den Herren Dr. Bergmann, Kassel, Rektor Haarberg, Niederstein, und Dr. Gensen, Marburg, herzlich gedankt.

Literatur

- ACKERMANN, E.: Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. — Geol. Rdsch., **43**, 328—341, 6 Abb., Stuttgart 1955.
- ANT, H.: Faunistische, ökologische und tiergeographische Untersuchungen zur Verbreitung der Landschnecken in Nordwestdeutschland. — Abh. Landesmus. Naturkunde Münster Westf., **25**, H. 1, 125 S., 24 Abb., Münster 1963 [1963a].
- : Die würm-periglaziale Molluskenfauna des Lippe- und Ahse-Tales bei Hamm. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. **1963**, 77—86, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1963 [1963b].
- : Der boreoalpine Verbreitungstypus bei europäischen Landgastropoden. — Verh. deutsch. zool. Ges., Zool. Anz. Suppl., **28**, 326—335, 5 Abb., Leipzig 1965.
- : Die Geschichte der westfälischen Landschneckenfauna. — Veröff. naturwiss. Vereinig. Lüdenscheid, **7**, 35—47, Lüdenscheid 1967.
- BÄRTLING, R.: Über einen Laufsteg im Liegenden des jüngeren Löß bei Hörde i. W. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, Monatsber. 138—145, 4 Abb., Berlin 1926.
- BLANKENHORN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Bl. Gudensberg. — 113 S., Berlin 1919.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Bl. Homberg a. d. Efze. — 128 S., 2 Abb., 3 Taf., Berlin 1920.
- CARLÉ, W.: Zur Altersstellung junger Talfüllungen in Süddeutschland. — Natur u. Volk, **79**, 113—119, 2 Abb., Frankfurt/M. 1949.
- DEHM, R.: Die Landschnecke *Discus rudervatus* im Postglazial Süddeutschlands. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläontol. u. hist. Geol., **7**, 135—155, 1 Abb., München 1967.
- DÜRR, F.: Vulkanische Schwerminerale in Bodenprofilen Württembergs. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. **1953**, 465—472, 1 Abb., Stuttgart 1953.
- FELS, E.: Nochmals: Anthropogene Geomorphologie. — Petermanns geogr. Mitt., **109**, 9—15, Gotha-Leipzig 1965.
- FORCART, L.: Die Schneckenfauna des Isteiner Klotzes im Wandel der Zeiten. In: Der Isteiner Klotz, S. 369—408, Abb. 231—237, 8 Tab., Freiburg i. Br. (Rombach) 1966.
- HAARBERG, R.: Beobachtungen an vor- und frühgeschichtlichen Höhensiedlungen Niederhessens. — Z. Ver. hess. Geschichte u. Landeskunde, **74**, 9—30, 8 Abb., Kassel 1963.
- HÄNDEL, D.: Das Holozän in den nordwestsächsischen Flußauen. — Hercynia N.F., **4**, 152—198, 21 Abb., 1 Tab., Leipzig 1967.
- HAMM, F.: Warum stecken Erzeugnisse längst vergangener Geschlechter meistens im Erdboden? — Die Kunde N. F., **9**, 20—27, Hannover 1958.
- HEBERER, G. & KURTH, G.: Fundumstände, relative Datierung und Typus des oberpleistozänen Schädels von Rhünda (Hessen). — Anthropologie, **1**, 23—28, 4 Abb., Brünn 1962 [1962a].
- : Rhünda 1956 - 1960 - 1962. Das Ende eines „Neandertalers“. — Homo, **13**, 152—161, 10 Abb., 1962 [1962b].
- : Bemerkungen zu Das „Alter des Schädels von Rhünda“ III. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**, 104—106, Öhringen 1963.

- HELLER, F.: Das Diluvialprofil in der Jungfernhöhle bei Tiefenellern, Landkreis Bamberg. — Erlanger geol. Abh., **34**, 3—17, 1 Taf., Erlangen 1960.
- HEMPEL, L.: Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 35—42, 3 Abb., Öhringen 1956.
- HUCKRIEDE, R.: Eine frühholozäne *ruđeratus*-Fauna im Amöneburger Becken (Mollusca, Hessen). — Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **93**, 196—206, 1 Taf., Wiesbaden 1965.
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Der Fundplatz des Menschenschädels von Rhünda (Niederrhessen). — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. **1958**, 114—129, 2 Abb., Stuttgart 1958.
- JACOBSHAGEN, E.: Der Schädelrest der Frau von Rhünda (Bezirk Kassel) — Anatom. Anz., **104**, 64—87, 8 Abb., Jena 1957 [1957a].
- : Zur Lösung des morphologischen Neandertaler-Problems. — Z. Morphol. Antropol., **48**, 254—267, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1957 [1957b].
- JACOBSHAGEN, V., MÜNNICH, K. O. & VOGEL, J. C.: Das Alter des Schädels von Rhünda. III. C¹⁴-Datierung der Fundschicht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 138—140, Öhringen 1962.
- JÄGER, K.-D.: Über Alter und Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse. — Praehist. Z., **40**, 1—59, 23 Abb., 1 Karte, Berlin 1962.
- KRUNME, O.: Frost und Schnee in ihrer Wirkung auf den Boden im Hochtaunus. — Diss. Frankfurt/M. 1935, 73 S., 16 Abb., 1 Taf., Stockach (R. Möll) 1935.
- KURTH, G.: Die morphologische Einstufung menschlicher Fossilfunde und ihr Aussagewert für stratigraphische wie kulturgeschichtliche Datierungen und daraus Großzusammenhänge. — Anthropologie, **1**, 29—32, Brunn 1962 [1962a].
- : Die Entzauberung des Rhünda-Neandertalers. — Kosmos, **58**, 465—469, 4 Abb., Stuttgart 1962 [1962b].
- LANG, H. D.: Jungquartäre Ablagerungen im Flußgebiet der oberen und mittleren Lahn und ihrer Nebenflüsse. — 91 S., unveröff. Diplomarbeit Marburg 1954.
- LANGE, W.: Der Rhündaer Berg in Niederhessen. — Praehist. Z., **5**, 460—467, 2 Abb., Leipzig 1913.
- LOŽEK, V.: Stratigraphie und Weichtiere der holozänen Travertine in Háj bei Turňa. — Anthropozoikum, **7**, 27—36, 6 Taf., Prag 1958.
- : Das Profil durch die Nitra-Aue bei Opatovce und einige Bemerkungen zur Problematik der Flußablagerungen. — Sbornik Geol. Věd. anthropozoikum, R. A., **1**, 33—47, 2 Abb., 2 Tab., Prag 1963.
- : Stratigraphische Bedeutung der Quartärmollusken. — Rep. VIth Intern. Congr. on Quaternary Warsaw 1961, 131—143, Lodz 1964.
- : Beiträge der Molluskenforschung zur prähistorischen Archäologie Mitteleuropas. — Archäol. Z., **1**, 88—138, 19 Abb., 8 Tab., Berlin 1967.
- LOŽEK, V. & TYRÁČEK, J.: Die holozänen Travertine von Bernatice an der Oder. — Anthropozoikum, **10**, 171—188, 6 Abb., 2 Taf., Prag 1962.
- LÜTTIG, G.: Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **11**, 39—50, 4 Abb., Öhringen 1960.
- MACHATSCHEK, F. (bearbeitet von H. GRAUL u. C. RATHJENS): Geomorphologie. — 9. Aufl., 209 S., 87 Abb., Stuttgart (B. G. Teubner) 1968.
- MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 138—174, 18 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Öhringen 1969.
- MENSCHING, H.: Die Entstehung der Auelehmdecken in Nordwestdeutschland. — Proc. 3^d intern. Congr. Sedimentol. Groningen-Wageningen 1951, 193—210, 7 Abb., The Hague (Martinus Nijhoff) 1951 [1951a].
- : Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. — Erdkunde, **5**, 60—70, 5 Abb., Bonn 1951 [1951b].
- MOHR, E.: Die freilebenden Nagetiere Deutschlands und der Nachbarländer. — 212 S., 200 Abb., 3. Aufl., Jena (G. Fischer) 1954.
- MORTENSEN, H.: Die „quasinatürliche“ Oberflächenformung als Forschungsproblem. — Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt-Univ. Greifswald, **4**, mathem.-naturwiss. Reihe 6/7, 625—628, Greifswald 1955.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000. Bl. 5224 Eiterfeld, 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1967.
- MÜLLER, S.: Die Unterscheidung echter Bodenhorizonte und geologischer Schichtung in Bodenprofilen Nordwürttembergs. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. **1952**, 545—550, 2 Abb., Stuttgart 1952.
- MÜLLER-KARPE, H.: Niederhessische Urgeschichte. — Schriften zur Urgeschichte, **4**, 81 S., 8 Abb., 68 Taf., Melsungen 1951.
- NATERMANN, E.: Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmabildung des Wesertales. — Arch. Landes- u. Volkskunde Niedersachsen, **9**, 288—309, 8 Abb., Hannover 1941.

- NIETSCH, H.: Vorgeschichtsfunde in Weserauenlehm. — Die Kunde N. F., **10**, 256—260, 1 Abb. Hannover 1959.
- REICHEL, G.: Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. — Petermanns geograph. Mitt., **97**, 245—261, 2 Abb., Gotha 1953.
- ROHDENBURG, H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Göttinger bodenkundl. Ber., **6**, 3—107, 39 Abb., Göttingen 1968.
- ROHDENBURG, H., MEYER, B., WILLERDING, U. & JANKUHN, H.: Quartärgeomorphologische, bodenkundliche, paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarzerde-Insel mit einer wahrscheinlich spätneolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineau. — Göttinger Jb. **1962**, 36—56, 6 Abb., 1 Bild, Göttingen 1962.
- ROUX, I. & LEROI-GOURIHAN, A.: Les défrichements de la période atlantique. — Bull. Soc. préhist. franç., **41**, 309—315, 1 Abb., Paris 1965.
- SANDBERGER, F.: Über eine Lößfauna vom Zollhaus bei Hahnstätten unweit Diez. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. **1883**, II, 182—183, Stuttgart 1883.
- : *Lanistes* fossil in Tertiär-Schichten bei Troja. Weitere Würbelthiere aus dem Löß vom Zollhaus bei Hahnstätten. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. **1884**, I, 73—74, Stuttgart 1884.
- SCHARLAU, K.: Siedlung und Landschaft im Knüllgebiet. Ein Beitrag zu den kulturgeographischen Problemen Hessens. — Forsch. deutsch. Landeskunde, **37**, X + 355 S., 28 Karten, Leipzig 1941.
- : Die Bedeutung der Pollenanalyse für das Freiland-Wald-Problem unter besonderer Berücksichtigung der Altlandschaften im Hessischen Bergland. — Ber. zur deutsch. Landeskunde, **13**, 3 Abb., Bad Godesberg 1953 [1953a].
- : Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den hessischen Basaltberglandschaften. — Erdkunde, **7**, 99—110, Bonn 1953 [1953b].
- SCHIEFFER, F. & MEYER, B.: Bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinetalgrabens. — Göttinger Jb. **1958**, 3—19, 3 Abb., Göttingen 1958.
- SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. — 144 S., 27 Abb., 2 Taf., Heidelberg (Alfred Hüthig) 1955.
- SCHMITT, O.: Grundlagen und Verbreitung der Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet mit einer Untersuchung über Bodenzerstörung durch Starkregen im Vorspessart. — Rhein-mainische Forschungen, **33**, 130 S., 72 Abb., 1 Taf., Frankfurt/M. 1952.
- SCHNEIDER, H. D.: Rezente und pleistozäne Schuttbildung im Taunus. Eine analytisch-morphogenetische Untersuchung. — 6 S., Diss. Mainz 1956.
- SCHÖNHALS, E.: Über verschiedenaltige Lössе und ihre fossilen Verwitterungsdecken bei Homberg a. d. Efze (Bez. Kassel). — Ber. Reichsamt Bodenforsch. **1944**, 111—119, 2 Abb., Wien 1945.
- SCHWALM, J. H.: Mit Rucksack und Hammer durch Kellerwald und Knüll. — 186 S., zahlr. Abb., Marburg (Elwert) 1919.
- SEMMEI, A.: Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **92**, 275—285, 1 Tab., Wiesbaden 1964.
- : Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter geograph. Hefte, **45**, 133 S., 35 Abb., Frankfurt 1968.
- STECKHAN, H.-U.: Pollenanalytisch-vegetationsgeschichtliche Untersuchung zur frühen Siedlungsgeschichte im Vogelsberg, Knüll und Solling. — Flora, **150**, 514—551, 6 Abb., Jena 1961.
- STRAUTZ, W.: Früheisenzeitliche Siedlungsspuren in einem älteren Auelehm des Wesertales bei Wellie (Kreis Nienburg). — Die Kunde N. F., **10**, 69—86, 8 Abb., 1 Taf., Hannover 1959.
- : Auelehm-bildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte der nordwestdeutschen Flußauen. — Beitr. Landespflege, **1** (Festschr. H. F. Wiepking), 273—314, 14 Abb., Stuttgart 1963.
- THEINERT, H.: Die abtragende Kraft des Regens. — 76 S., Diss. Rostock 1933.
- UENZ, O.: Vorgeschichte der hessischen Senke in Karten. — 64 S., 15 Karten, Marburg (Elwert) 1953.
- : Vorgeschichte von Nordhessen. Zweiter Teil. Die ersten Bauern (Jungsteinzeit). — 45—120, Taf. 18—57, Abb. 3—22, Marburg (Elwert) 1956.
- : Vorgeschichte von Nordhessen. Dritter Teil. Hirten und Salzsieder (Bronzezeit). — S. 121—192, Abb. 23—36, Taf. B u. 58—116, Marburg (Elwert) 1960 [1960a].
- : Altsteinzeitlicher Schädel von Rhünda, Kr. Melsungen. — Germania, **38**, S. 155, Taf. 32—33, 1960 [1960b].
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & VOGEL, J. C.: Der Alm im Erdinger Moos. — Geologica bavarica, **56**, 177—200, 3 Abb., 4 Tab., 2 Beil. München 1966.

WAGNER, G.: Die Bodenabtragung im Wandlungsprozeß der Kulturlandschaft. Untersuchungen über das Problem der „Bodenerosion“ in verschiedenen Landschaften Süddeutschlands. — Ber. z. deutsch. Landeskd., **35**, 91—111, 4 Abb., Bad Godesberg 1965.

Manusk. eingeg. 7. 9. 1970.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. R. Huckriede, 355 Marburg, Geol.-paläont. Institut der Universität, Deutschhausstraße 10.

Fossile Bodenbildungen auf quartären Flußschottern an der Mittellahn und ihre Bedeutung für die Terrassenstratigraphie

Von KLAUS HEINE, Bonn

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Umfangreiche Untersuchungen der fossilen Böden auf Lahnterrassenschottern im Gelände und im Labor haben gezeigt, daß unterschiedliche Bodenbildungen für die einzelnen Terrassengruppen charakteristisch sind. Sie können bei der Terrassenstratigraphie von Nutzen sein.

Summary. The weathering of the gravels of the terraces of the river Lahn is described. Comprehensive investigations have shown that different types of fossil soils are characteristic for the different groups of terraces. The fossil soils can be used with regard to a stratigraphy of the terraces.

Die Hänge des Mittellahntals werden im Bereich Marburgs von verschiedenen Terrassenniveaus gegliedert. Sieben morphologisch einwandfrei auszugliedernde Terrassenkomplexe konnten ermittelt werden. Ein schematisches Querprofil zeigt die Anordnung der Terrassen in ihrer vertikalen Abfolge (Abb. 1). Nur die Terrassengruppen von der Talfüllung bis zur 40—60-m-Terrasse besitzen mehr oder weniger mächtige fluviale Schotterablagerungen. Die 70—80-m-Terrasse ist lediglich als Felsterrasse ausgebildet. Im flächenhaft ausgebildeten 300-m-Niveau sind vereinzelt Leseschotter anzutreffen.

Bisher wurden keine Versuche unternommen, die Terrassenreste zeitlich zu fixieren. Weder das Alter der Terrassen noch die Ursachen ihrer Bildung waren bekannt. Petrographische und Schwermineral-Analysen der Flußschotter — von LANG 1955 ausgeführt — konnten die stratigraphische Stellung der Terrassensedimente nicht klären. In der Regel sind die Schotterablagerungen der Terrassen äußerst geringmächtig — die Beträge schwanken zwischen wenigen Dezimetern bis maximal 6,5 m in der Hauptterrasse —. Aus diesem Grunde sind ältere Terrassensedimente oft so stark verwittert, daß weder die petrographische noch die Schwermineral-Analyse Aussagen liefern kann, abgesehen von der allgemeinen Tendenz, daß sich der Verwitterung gegenüber resistente Komponenten relativ anreichern, und zwar in den höher gelegenen Terrassen am stärksten.

Auch eine genaue Untersuchung und Betrachtung der Deckschichten über den verschiedenen Terrassensedimenten führt nicht wesentlich weiter. Wohl ist zu beobachten, daß die Schotter der Talaue von einem Auelehm (Ausediment) und die niedrigste (2—4 m), mor-

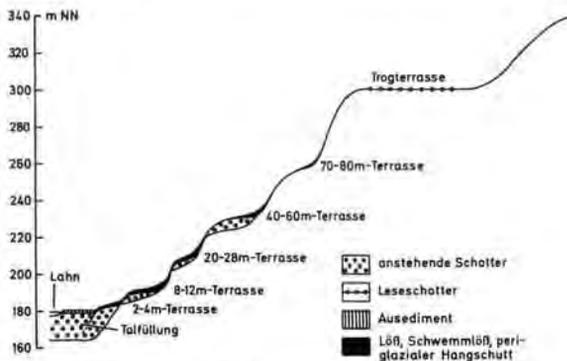


Abb. 1. Schematisches Talquerprofil der Lahn bei Marburg.

phologisch ausgewiesene Terrasse in der Regel von umgelagertem Löß bedeckt sind; die anderen Terrassenkörper zeigen im allgemeinen die gleichen Verhältnisse hinsichtlich der Deckschichten, nämlich eine Überdeckung mit Solifluktionsschutt und/oder Schwemmlöß oder Löß. Da die Deckschichten aufgrund der topographischen Verhältnisse kein älteres als würmglaziales Alter aufweisen, läßt sich mit Hilfe der Deckschichten nur ein Mindestalter ermitteln. Präwürmzeitliche Deckschichten über Terrassenschottern sind wegen der geringen Ausmaße der Terrassenreste und wegen der oft zum Lahntal hin einfallenden Terrassenoberflächen bereits vor der Ausbildung der jüngeren Deckschichten abgetragen worden. In keinem Fall wurde im Mittellahntal über fluviatilen Schottern eine Abfolge von Deckschichten bekannt, die a priori auf eine mindel- oder gar gүнzeitliche Sedimentation der liegenden Schotter hindeutete.

War es somit also nicht möglich, eine genaue Datierung der Terrassensedimente anhand der morphologischen Befunde, der Deckschichten, der petrographischen sowie Schwermineral-Analyse vorzunehmen, so blieb die Hoffnung bei einer genauen Untersuchung der Bodenbildungen auf den Schottern selbst Anhaltspunkte für eine stratigraphische Einordnung der Terrassen zu gewinnen. Dabei wurden die Beobachtungen im Gelände durch Untersuchungen im Labor ergänzt. Bei der Probenentnahme wurde darauf geachtet, daß das Material einem Schotterkörper entnommen wurde, der aufgrund seiner petrographischen Verhältnisse als typisch für den Mittellahnlauf anzusehen ist; dabei spielen Gerölle aus dem Rheinischen Schiefergebirge und den Buntsandsteingebieten um Marburg eine besondere Rolle, während Komponenten aus Gebieten des sedimentären und basaltischen Tertiärs nur selten beigemischt sind. Bestimmt wurden die Korngrößen, pH- und Farbwerte, CaCO₃-Gehalt sowie Humusanteil, hydrolytische und Austausch-Azidität, S-, T-, T-S- und V-Wert, die Tonmineralgarnitur mit Hilfe der röntgenographischen Analyse und des Elektronenmikroskops. Die Ergebnisse erlauben eine Datierung der Sedimente an der Mittellahn und lassen eine Parallelisierung der Lahnterrassen bei Marburg mit den Mittelreinterrassen zu.

Die Beobachtungen im Gelände sowie die Untersuchungen im Laboratorium bestätigen die Annahme einer glazial-klimatischen Terrassenaufschotterung (HEINE 1970). Als jüngste Bildungen dürfen die Schotter der Talfüllung angesehen werden (vgl. hierfür und für die folgenden Ausführungen Abb. 2). Sie werden bei Marburg von ca. 2 bis maximal 4 m mächtigen Auelehmen bedeckt. Die Ablagerung der Auelehme ist durch pollenanalytische Untersuchungen durch LANG 1954—56 und neuerdings durch MÄCKEL (1969), dazu durch die Verknüpfung mit Laacher See-Tuffen seit dem Alleröd nachgewiesen. Verschiedene Phasen der Akkumulation, der Erosion und der Bodenbildung sind im Auelehm zu beobachten; diese Vorgänge sind allerödzeitlich und jünger. Die von den Ausedimenten bedeckten Schotter sind demnach älter. Die Schotter selbst sind unverwittert; ihre Farbe ist grau, graubraun oder rötlichbraun, je nachdem, inwieweit infolge des Grundwassereinflusses Eisenoxide und -hydroxide ausgeschieden wurden. Der Tongehalt der Schotter der Talfüllung beträgt immer unter 1%; in der Tonsubstanz herrschen Hydroglimmer, Quarz und Illit vor, während Kaolinit, Montmorillonit und Vermiculit als Nebenbestandteile auftreten. Die Schotter sind kalk- und humusfrei; sie haben eine schwach saure Reaktion, eine mäßige hydrolytische Azidität und Austauschazidität.

Ebenfalls unverwittert sind die Schotter der 2—4-m-Terrasse, die jedoch häufig von umgelagertem Löß bedeckt werden. Die holozäne Verwitterung führte auf den Deckschichten zu einer Braunerdebildung, deren B_v-Horizont gelegentlich — bei geringmächtiger Schwemmlößauflage — bis in die Kiese der 2—4-m-Terrasse eindringen kann. Die Schotter der Talfüllung sowie der 2—4-m-Terrasse sind würmzeitliche Bildungen und infolge der Überlagerungen durch Ausedimente einerseits und Schwemmlöß andererseits post-würmzeitlich nicht verwittert. Die Schotter entsprechen damit der oberen (=älteren)

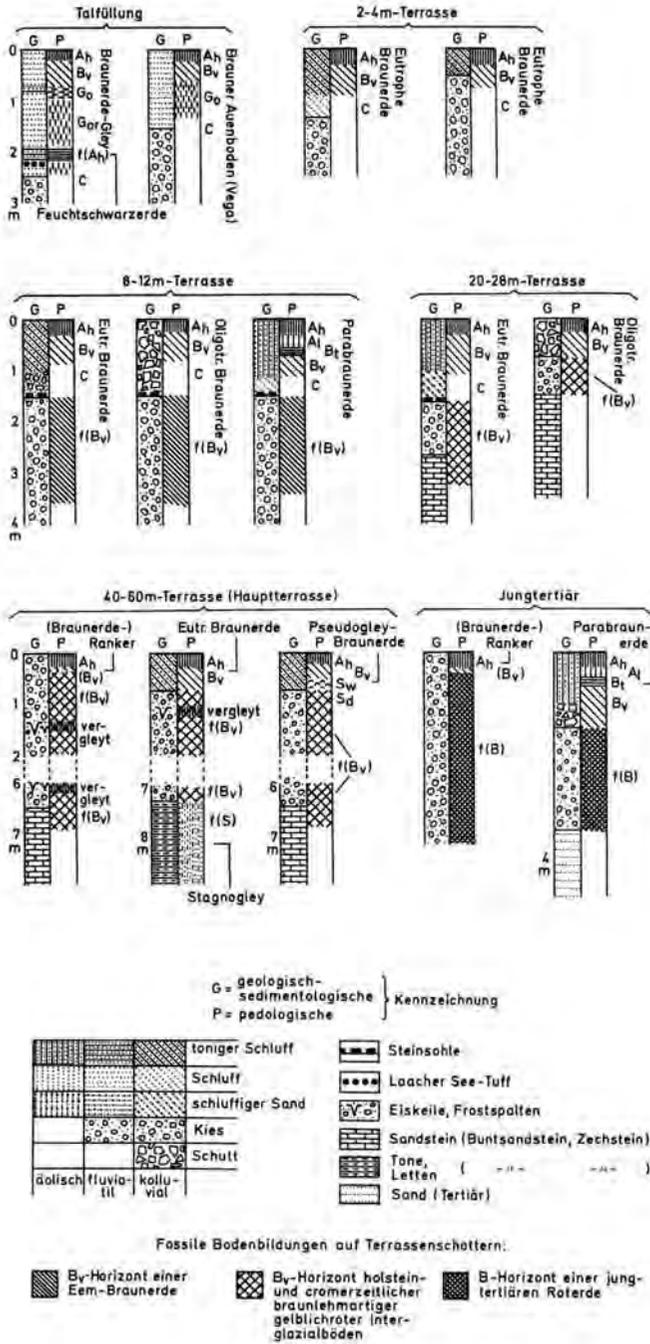


Abb. 2. Die häufigsten Bodenbildungen auf Terrassenschottern und Deckschichten (schematisch).

Niederterrasse des Mittelrheintales. Die untere (=jüngere) Niederterrasse ist im Marburger Raum nicht ausgebildet; analoge Bildungen dazu sind Teile der Ausedimente.

Merkliche Unterschiede hinsichtlich des Verwitterungsgrades gegenüber den Schottern der Talfüllung und der 2—4-m-Terrasse zeigen die kiesigen Ablagerungen in ca. 8—12 m über der heutigen Talau. Die Sedimente dieser Terrassengruppe werden überall von Solifluktionsschutt und/oder Schwemmlöß oder Löß überdeckt. Die Bodenbildungen der Deckschichten sind post-pleistozän; es handelt sich um vorwiegend oligotrophe Braunerden auf dem Solifluktionsschuttmaterial des Buntsandsteins, um eutrophe Braunerden auf Schwemmlöß, und um eutrophe Braunerden bis Parabraunerden auf Lößablagerungen. Die Schotter der 8—12-m-Terrasse, die einen relativ hohen Anteil an Buntsandstein- und Zechsteingeröllen haben, zeigen in den hangenden Partien eine ziemlich gleichmäßig braune Färbung infolge einer Verwitterung, die mehrere Meter in den Schotterkörper eindringen kann. Aufgrund der pedologischen Beobachtungen im Gelände und der Laborbefunde darf die Bodenbildung typologisch als Braunerde angesprochen werden, die ursprünglich eine schwach saure Reaktion aufwies, jedoch infolge sekundärer Einwaschung von Ca-Ionen aus den hangenden Deckschichten heute oft eine neutrale Reaktion zeigt. Die obersten Teile dieser fossilen Braunerden sind wahrscheinlich während des Würms gekappt worden, so daß nur noch Teile der B₁-Horizonte erhalten sind, die unvermittelt gegen die Deckschichten grenzen. Der Tongehalt am Gesamtsediment schwankt zwischen 1,5 und 8%, was als Folge der unterschiedlich starken Abtragung der obersten Bodenhorizonte anzusehen ist. Unter den Tonmineralen tritt der Kaolinit zugunsten des Hydroglimmers etwas stärker hervor. Die ursprüngliche Entwicklungstiefe der fossilen Braunerden der 8—12-m-Terrassen muß zwei Meter überschritten haben; die Böden können vereinzelt auch schwach ausgebildete, braunlehmartige Merkmale zeigen, besonders wenn Silikatgesteine gegenüber Sandsteinen im Ausgangsmaterial stark überwiegen; all diese Befunde deuten auf eine Bodenbildung nicht mehr während des Würmglazials und Holozäns hin, sondern während des Eem-Interglazials. Vergleiche mit eemzeitlichen Bodenbildungen auf mittelrheinischen Terrassenschottern bestätigen diese Annahme. Die 8—12-m-Terrassen der Lahn sind demnach rißzeitliche Bildungen und entsprechen der unteren Mittelterrasse des Mittelrheins.

Im Niveau der 20—28-m-Terrassen sind Schotterablagerungen recht selten. Nur vereinzelt wurden geringmächtige fluviale Sedimente unter Deckschichten aus Solifluktionsschuttmaterial und/oder Schwemmlöß oder Löß angetroffen. An keinem Ort betrug die Schottermächtigkeit dieser Terrassengruppe über einen Meter; zudem gab es überall Anzeichen für eine postsedimentäre Umlagerung des Materials. Teilweise befanden sich Schotter dieser Terrassen im Niveau der rißzeitlichen 8—12-m-Terrassen. Aufgrund der Deckschichten, die sich nicht von denjenigen der 8—12-m-Terrassen unterscheiden, kommt für die Ablagerung der Schotter der 20—28-m-Terrasse ein mindestens rißzeitliches Alter in Frage. Die kräftige Verwitterung der Sedimente jedoch hebt sich deutlich von den Bodenbildungen der tieferen Terrassenschotter ab. Der Verlehmungsgrad — der Tongehalt am Gesamtsediment schwankt im Durchschnitt zwischen 10 und 20% —, die große Plastizität, die recht intensive gelblich-rote Farbe (5 YR 4/8), die saure bis schwach saure Bodenreaktion, die mäßigen Austauschigenschaften, die hochplastische, außerordentlich leicht verschlämmende, durch kolloidale Kieselsäure peptisierte Tonsubstanz und die Tonmineralgarnitur, in der eine deutliche Zunahme des Kaolinit und eine Abnahme der Hydroglimmer sowie der Illite zu verzeichnen ist, dazu eine wesentlich bessere Kristallisation der Kaolinitminerale, lassen einen Boden erkennen, der den von PAAS (1961) für die rheinische obere Mittelterrasse beschriebenen Bodentypen sehr ähnlich ist und daher ebenfalls bodentypologisch als „braunlehmartiger gelblich-roter Interglazialboden“ bezeichnet werden soll. Er gehört zur Bodenklasse der von KUBIENA (1953) beschriebenen „bolusartigen Silikatböden“. Braunlehme haben eine große Stabilität, weshalb sich ihre Eigenart in den

meisten Ablagerungen und Reliktvorkommen weitgehend erhalten hat. Nur so ist es zu erklären, daß die ursprüngliche braunlehmartige Verwitterung der 20—28-m-Terrassenschotter selbst in geringmächtigen Ablagerungen und nach geringfügigen, zumeist solifluidalen Umlagerungen noch zu erkennen ist. Diese Braunlehme sind das Ergebnis einer intensiven Bodenbildung während relativ langdauernder, warmer und feuchter Interglazialzeiten. Für ihre Bildung muß aufgrund der pedologischen Befunde das Holstein-Interglazial angenommen werden. Die Sedimente der 20—28-m-Terrassen haben somit mindelzeitliches Alter und können mit der mittelrheinischen oberen Mittelterrasse parallelisiert werden.

Die Schotter der 40—60-m-Terrassen (Hauptterrassen) werden durch einen ähnlichen, jedoch wesentlich stärker ausgeprägten „braunlehmartigen, gelblich-roten Interglazialboden“ gekennzeichnet. In dem intensiv verwitterten, plastischen Bodenmaterial beträgt der Tonanteil über 20%, z. T. über 30%. Auch dieser Boden ist kalk- und humusfrei; die Bodenreaktion ist sauer; die Austauschigenschaften sind schlecht. Das Kaolinit/Illit-Verhältnis ist weiter zugunsten des Kaolinit verschoben. Die Entwicklungstiefe dieser braunlehmartigen Bodenbildungen durchdringt den gesamten Hauptterrassenschotterkörper, dessen Mächtigkeit sechs Meter und mehr betragen kann. Nur die Summation mehrerer, relativ warmer und feuchter Interglazialzeiten (Cromer und Holstein) vermag zu einer derart intensiven Ausbildung eines braunlehmartigen Bodens auf Terrassenschottern führen. Ein gleiches Alter der Bodenbildungen auf den 20—28-m- und den Hauptterrassensedimenten ist aufgrund der pedologischen, aber auch der morphologischen Kriterien ausgeschlossen. Dieser gelblich-rote braunlehmartige Interglazialboden der Hauptterrassensedimente entspricht der Verwitterung der jüngeren Hauptterrasse des Mittelrheingebietes. Ein gleiches, wahrscheinlich günzeitliches Alter der Ablagerung der Schotter der rheinischen jüngeren Hauptterrasse einerseits und der 40—60-m-Terrasse der Mittellahn andererseits scheint daher sehr naheliegend. Das aus dem Marburger Raum bis zum Mittelrheintal zu verfolgende Hauptterrassenniveau bestätigt die bodenkundlichen Untersuchungen und Folgerungen. — Die Deckschichten der Lahn-Hauptterrasse zeigen oft die Spuren einer Pseudovergleyung als Folge der wasserstauenden, stark verwitterten Schotterunterlage. Auch in den Schottern selbst sind Anzeichen einer Pseudovergleyung — besonders im Bereich ehemaliger Eisspaltennetze — häufig zu beobachten. Werden die Hauptterrassenschotter nicht von Deckschichten überlagert, so ist als holozäne Bodenbildung oft ein Braunerdenanker ausgebildet.

Im Niveau der vermutlich prägnzeitlichen, altquartären 70—80-m-Terrassen sind weder Schotter noch fossile Bodenbildungen vorhanden.

Trogterrassen befinden sich ca. 100 m über dem rezenten Talboden. Auch hier fehlen fluviatile Ablagerungen sowie fossile Bodenbildungen. Anhand morphologischer Untersuchungen konnten diese Terrassenreste jedoch in das Pliozän datiert werden.

Der Vollständigkeit halber sollen auch noch die Bodenbildungen behandelt werden, die nicht mehr dem Quartär zuzurechnen sind. Auf den tertiären Verebnungsflächen, vorwiegend im Bereich der heutigen Wasserscheiden (zwischen Kellerwald und Vogelsberg), befinden sich zuweilen Bodensedimente, die durch ihre intensiv rote Farbe (2.5 YR 4/6) auffallen. Sie sind kalk- und humusfrei und haben eine saure Reaktion, jedoch bei Lößüberlagerung infolge der Einwaschung von Ca-Ionen oft eine schwach saure bis neutrale Reaktion. Ihre Austauschigenschaften sind schlecht, können aber — wenn im Pleistozän kalkhaltige Deckschichten vorhanden waren — durchaus mäßig werden. Der Tonanteil am Gesamtsediment beträgt in der Regel um 30%, dem Boden fehlt aber die auffallende Schwere, Klebrigkeit und Verschlämbarkeit der pleistozänen braunlehmartigen Interglazialböden. Auch die Plastizität ist wesentlich geringer. Das Material läßt sich in der Hand leicht krümeln. In der Tonsubstanz ist fast nur noch Kaolinit vorhanden, der zudem recht gut kristallisiert ist. Der Eisenhydroxidgehalt im Schlämstoffkomplex scheint

gegenüber den braunlehmartigen Interglazialböden höher zu sein. Die sedimentpetrographischen sowie chemischen und tonmineralogischen Untersuchungen lassen auf einen ursprünglich latosolartigen Boden — eine Roterde — schließen, der allerdings später geringfügig überprägt und umgelagert wurde. Die Ablagerung der Flußgerölle, die im Zusammenhang mit diesen Bodenbildungen gefunden wurden, werden jungtertiären Flußläufen zugeschrieben (HEINE 1970).

Frau Marchal, die die Analysen im Laboratorium des Geographischen Institutes der Universität Bonn durchführte, und Herrn Professor Dr. Dr. E. Mückenhausen, der mir freundlicherweise die Geräte seines Institutes zur Verfügung stellte, sowie Frl. Bödewadt, die elektronenmikroskopische Aufnahmen besorgte, möchte ich auch an dieser Stelle für ihre Hilfe danken.

S c h r i f t t u m

- HEINE K.: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. — Bonner Geogr. Abh., **42**, Bonn 1970.
 KUBIENA, W.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Stuttgart 1953.
 LANG, H. D.: Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher See-Tuff bei Marburg/Lahn. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1954** (8), 362—372, Stuttgart 1954.
 —: Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnis geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg/Lahn. — Diss. Marburg 1955, unveröffentlicht.
 —: Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 245—251, Wiesbaden 1956.
 MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 138—174, Öhringen 1969.
 PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**, 165—230, Öhringen 1961.

Manuskript eingeg. 8. 10. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. Klaus Heine, 53 Bonn, Geographisches Institut der Universität, Franziskanerstraße 2.

Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken

Von ARNO SEMMEL, Frankfurt a. M., und GERHARD STÄBLEIN, Würzburg

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung. Aus Franken wird die Entwicklung quartärer Hohlformen beschrieben, deren Rekonstruktion mit Hilfe lößstratigraphischer Methoden (fossile Böden, Tuffbänder, Umlagerungszonen etc.) möglich ist. Bei vielen Formen zeigt sich, daß sie bereits größere Vorläuferformen präwürmzeitlichen Alters hatten. Die Entwicklung während des Würms läßt sich an manchen Beispielen in besonders instruktiver Weise verfolgen.

Zu Beginn des Würms, im unteren Mittelwurm und im unteren Jungwurm dominierte zeitweise die Abtragung und Verlagerung. Im oberen Mittelwurm sowie im oberen Jungwurm herrschte äolische Lößsedimentation vor. Diese Ergebnisse stimmen gut mit den bereits aus anderen mitteleuropäischen Lößgebieten bekannten Befunden überein.

Mit dem Trockental-System von Helmstadt wird die Entwicklung von Hohlformen beschrieben, deren Anlage bis in das ältere Pleistozän zurückreicht.

Summary. The development of quaternary hollow forms in Franconia (south Germany) is described. Its reconstruction is possible by methods of loess stratigraphy (fossil soils, tuff stripes, resedimentation layers, etc.). Many forms turn out to have had already greater precedent forms of pre-Würm age. During the Würm period the development can be very instructively traced back by several examples.

At the beginning of the Würm period, in the lower middle Würm and in the lower late Würm erosion and displacements predominated at times. Eolian loess sedimentation prevailed in the upper middle Würm and in the upper late Würm. These results coincide well with the observations of other already well known central European loess areas.

The development of hollow forms is described by the dry valley system of Helmstadt, the origin of which goes back to the earlier Pleistocene.

1. Einleitung

In den letzten Jahren sind in den deutschen Mittelgebirgen Versuche unternommen worden, die Entwicklung von Hängen und Hohlformen, die die Hänge gliedern, im einzelnen zu erfassen (vgl. z. B. BARTELS & ROHDENBURG 1968; FRÄNZLE 1969; ROHDENBURG 1965, 1968; SEMMEL 1961, 1968). Die hier vorgelegten Befunde sollen die bisher aus anderen Gebieten bekannten Ergebnisse mit Beispielen aus Franken (Abb. 1) ergänzen und erweitern. Zunächst werden zwei Beispiele aus der Umgebung von Kitzingen a. M. erörtert, die schon früher von BRUNNACKER (1956, 1959) lößstratigraphisch untersucht worden sind. In beiden Profilen lassen sich die einzelnen Formungsstadien von Dellen in selten zu findender Anschaulichkeit beobachten. Die weiteren Beispiele zeigen ebenfalls, daß auch in Franken die schon aus anderen Gebieten berichteten Einzelphasen des Formungsverlaufs von entsprechenden Formen zu finden sind. Darüber hinaus wird mit dem Helmstädter Trockentalssystem aber ein Objekt diskutiert, dessen Genese besonders weit in die Vergangenheit zu verfolgen ist. Ähnliches gilt auch für das aus der Nähe von Bamberg erwähnte Beispiel.

Mit Ausnahme des letztgenannten, nur kurz erörterten Aufschlusses sind es Profile, in denen der Löß dominiert. Die intensive, vorwiegend auf paläopedologische Grundlage fußende Lößstratigraphie-Forschung der letzten zwanzig Jahre hat dazu geführt, daß vor allem für das Jungpleistozän ein Kenntnisstand erreicht ist, der bisher wohl kaum in anderen erdgeschichtlichen Bereichen erzielt werden konnte. Hiermit wurden aber auch gleichzeitig die Voraussetzungen für eine diffizile Rekonstruktion der Reliefentwicklung in Lößgebieten gegeben. In anderen Substraten gelingt ähnliches zur Zeit noch nicht mit

vergleichbarer Genauigkeit. Die Gründe dafür wurden bereits an anderer Stelle erörtert (SEMMELE 1968, 59). Der Löß spricht besonders gut auf die Verwitterung an. Es genügen schon geringfügige Unterbrechungen oder Veränderungen während der Sedimentation und dem oft damit verbundenen Wirksamwerden von Bodenbildungsvorgängen, um deutliche Spuren im Löß zu hinterlassen. Die anschließend wieder einsetzende Lößakkumulation deckte solche Spuren meist sehr sorgfältig ein und sorgte für ihre Erhaltung bis in die heutige Zeit.

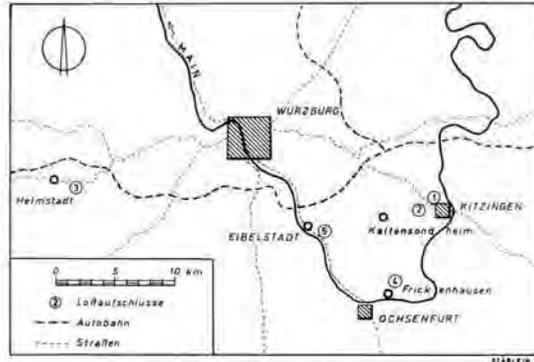


Abb. 1. Lage der untersuchten Aufschlüsse. 1 = Lößgrube am Kitzinger Friedhof; 2 = Lößgrube an der Straße Kitzingen—Kaltensondheim; 3 = Lößgrube östlich Helmstadt; 4 = Delle bei Frikkenhausen; 5 = Aufgefüllte Delle bei Eibelstadt.

Nach dem Ende der Lößsedimentation im ausgehenden Pleistozän bildete sich ein intensiver Boden, der die Form nachzeichnet, die am Ende des Pleistozäns bestand. Dort, wo dieser Boden nicht in seinem natürlichen Reifezustand (Klimaxstadium) erhalten ist oder unter anderen Sedimenten liegt, hat auch in holozäner Zeit eine deutliche Reliefveränderung stattgefunden. Somit kann auch über die Formenentwicklung im Holozän etwas ausgesagt werden, wenn man bodenkundliche Befunde heranzieht. Die vorliegende Arbeit versucht also einmal mehr zu zeigen, wie nützlich die Anwendung bodenkundlicher Methoden in der Geographie ist.

2. Die Entwicklungsstadien von Dellen in der Umgebung von Kitzingen a. M.

2.1 Lößgrube an der Straße Kitzingen—Kaltensondheim

Etwa 2 km westlich des Stadtzentrums von Kitzingen liegt an der Straße nach Kaltensondheim eine Lößgrube der Ziegelei PAVEL & BECKER, die bereits von BRUNNACKER (1959) lößstratigraphisch untersucht wurde. Der Aufschluß schneidet eine Delle an, die von Norden in das Tal des Eherieder Baches einmündet. Das Tal zeichnet sich in diesem Bereich durch einen flacheren süd- und einen steileren nordexponierten Hang aus. Es besitzt einen 30—40 m breiten Talboden, auf dem aus der Delle ein kleiner Schwemmfächer ausläuft. An der talaufwärts gelegenen Grenze des Schwemmfächers sind in der Aue ca. 1 m Auenlehm und darunter 0,5 bis 1,5 m Kies erbohrt worden, der den anstehenden Keuper bedeckt. Außerhalb der Aue steigt nach Norden die Oberfläche des anstehenden Lettenkeupers um ca. 1,5 m an. Darüber liegt ein 0,5 bis 1 m mächtiger Schwemmschutt aus Keupermaterial, der die Basis einer Lößdecke bildet (Abb. 2). Die Lößbasis befindet sich also fast im Niveau des Auenbodens. Der Eherieder Bach hat sich seit der Ablagerung des Schwemmschuttes, der die Lößbasis bildet, nur ganz geringfügig eingetieft. In ähnlicher Weise ist auch die Delle an keiner Stelle durch den basalen Schwemmschutt hindurch ein-

getieft worden, obwohl — wie noch zu zeigen sein wird — der Schwemmschutt mindestens in die vorletzte Kaltzeit gehört und die Entwicklung der Delle von damals bis heute andauert.

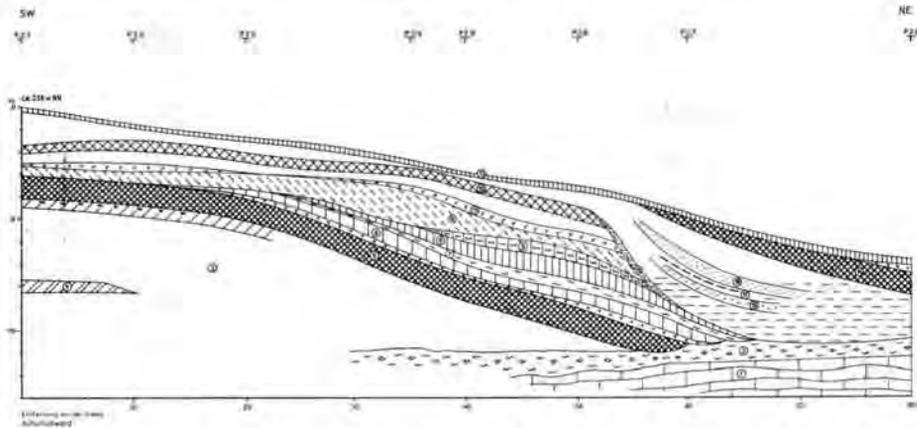


Abb. 2. Lößgrube an der Straße Kitzingen—Kaltensondheim (R 358150 / H 551162)

1 = anstehender Keuper; 2 = Schwemmschutt; 3 = Riß-Löß; 4 = „Altriß/Jungriß-Boden“; 5 = Parabraunerde der letzten Warmzeit; 6 = Altwürm-Humuszzone (ältere); 7 = Keuper-Fließerde; 8 = Altwürm-Humuszzone (jüngere); 9 und 10 = umgelagertes Boden- und Löß-Material; 11 = Niedereschbacher Zone (?); 12 = Lohner Boden („Brauner Verwitterungshorizont“); 13 = Pararendzina; 14 = Parabraunerde; 15 = umgelagerter Lohner Boden; 16 = Naßboden E₂; 17 = Eltviller Tuff; 18 = Naßboden E₄. P 2.1—P 2.8 = aufgenommene Einzelprofile.

Über dem Schwemmschutt (Nr. 2 auf Abb. 2) wurde zunächst die Lößdecke (3) sedimentiert, die stellenweise mindestens 7 m mächtig war. Sie enthält eine schwächere Bodenbildung (4), den „Altriß/Jungriß-Boden“ BRUNNACKERS (1959, 140). Auf dem Löß bildete sich eine Parabraunerde, die von BRUNNACKER in die letzte Warmzeit eingestuft wird. Wir fanden keinen dagegen sprechenden Befund. Die Parabraunerde (5) taucht im nordöstlichen Teil des Aufschlusses bis auf den Schwemmschutt ab. Der Verlauf des Bodens gibt den Zustand der einen Dellenhälfte am Ende der letzten Warmzeit wieder. Der kräftig ausgeprägte Klimaxboden zeigt weitgehende Formungsruhe zu dieser Zeit an.

Zu Beginn der letzten Kaltzeit setzen erste Verlagerungen ein, die sich darin äußern, daß Material des fA₁-Horizontes der Parabraunerde als Fließerde nach Osten in den Schwemmschutt einschneidet. Die Argumente von BRUNNACKER (1959, 134 f.) für interglaziale Bodenverlagerungen sind u. E. nicht zweifelsfrei. Auch ROHDENBURG & MEYER (1966, 30) bringen hiergegen bereits Argumente. Neben den dort angeführten sei noch erwähnt, daß aus der Mächtigkeit eines B_t-Horizontes keine Rückschlüsse auf die Mächtigkeit des dazugehörigen A₁-Horizontes gezogen werden können, denn der Tongehalt des B_t-Horizontes steht nicht nur, oft nachweislich überhaupt nicht mit einer Tonzufuhr aus dem A₁-Horizont in Verbindung (SEMMELE & PLASS 1965). Daß die betreffende Verlagerung kaltzeitlichen Charakter hatte, läßt sich zwar in den Kitzinger Profilen nicht sicher nachweisen, aber in Helmstedt (vgl. S. 31) ist der A₁-Horizont in Eiskeile eingesunken, die an der Oberkante des B_t-Horizontes ansetzen und somit die Eigenständigkeit des hangenden Substrates beweisen (vgl. hierzu SEMMELE 1968, 25 ff.). Die meisten der sogenannten A₁-Horizonte solcher Böden sind Fließerden, die bereits frisch sedimentiertes Lößmaterial enthalten, also kaltzeitlich beeinflußt wurden. Deshalb überrascht auch nicht das Fehlen von B_t-Merkmalen im Keuper-Schwemmschutt unter dem „A₁-Horizont“. Solche Tonverlagerungsanzeichen bilden sich indessen ohnehin häufig nicht in ähnlichen Gesteinen. Näheres zu diesem Fragenkomplex findet sich bei SEMMELE (1968, 67).

Nach dieser Fließerdebildung wurde der umgelagerte A₁-Horizont an manchen Stellen abgetragen. Anschließend erfolgte eine Eindeckung mit Lößmaterial, auf dem sich dann eine Schwarzerde (6) entwickelte. Die mit ihr verbundene Humifizierung reicht im Dellentiefsten bis in den fB₁-Horizont hinein. Nach dieser Phase relativer Formungsruhe überwanderte eine Keuper-Fließerde (7) die Schwarzerde und kappte sie im Dellentiefsten. Die Fließerde wurde wiederum von Lößmaterial überlagert, auf dem abermals eine Schwarzerde (8) entstand. Nach den Beobachtungen von BRUNNACKER (1959, 138 ff.) lag darüber noch einmal eine Keuper-Fließerde und eine hangende Schwarzerde. Heute wird die Schwarzerde (8) von einer Diskordanz geschnitten, die eine Abtragungsphase anzeigt, welche ihre stärkste Wirkung — soweit heute erkennbar — auf dem Dellengang im westlichen Teil des Aufschlusses hatte. Diese Abtragungsphase muß, da sie den Schwarzerde-Komplex kappt, der in das Altwürm i. S. von SCHÖNHALS et al. (1964) gehört, eben jünger als Altwürm sein.

Auf der Diskordanz liegt verlagertes Lößmaterial (9) und (10), in dem Schwarzerde- und B₁-Reste enthalten sind. Es hat einen hangenden Streifen (11) mit deutlicher Verbraunung. Vielleicht entspricht dieser Bereich der „Niedereschbacher Zone“ (SEMMELE 1969) einer Verwitterungs- und Umlagerungsperiode im Mittelwürm. Anschließend wurde dann äolischer Löß sedimentiert, aus dem der „Lohner Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964) oder der „Braune Verwitterungshorizont“ BRUNNACKERS (1959) hervorging, der das Mittelwürm abschließt.

Der über dem Lohner Boden (12) liegende Löß trägt heute im westlichen Teil der Grube eine Pararendzina (13). Die ursprünglich entwickelte Parabraunerde ist durch junge Bodenerosion abgetragen worden. Nur im Dellentiefsten blieb sie in ihrer natürlichen Mächtigkeit erhalten. Hier fehlt indessen der Lohner Boden. Er ist einer Ausräumungsphase zum Opfer gefallen, die in das frühe Jungwürm gehört. Während dieser Zeit entstand eine neue Hohlform, die durch den älteren Würmlöß hindurch bis in den Keuper-Schwemmschutt eingetieft wurde. Sie ist mit Schwemm- und Fließlöß ausgefüllt worden. Auf dem westlichen Hang dieser Delle liegt basal Material (15), das vorzugsweise aus dem Lohner Boden stammt und teilweise typische Eigenschaften dieses Bodens trotz der Umlagerung besitzt. Zum Ende des Jungwürms überwog hier die Ablagerung von äolischem Löß mit den Naßböden E₂ und E₄ sowie dem dazwischen eingeschalteten Eltviller (Kärlicher) Tuff (16—18) (SEMMELE 1967). Außerhalb der Jungwürm-Delle fehlen diese Horizonte ebenso wie im Dellentiefsten. Dort herrschten auch zu dieser Zeit noch Verspülung und Bodenfließen vor.

Auf der östlichen Dellenseite fehlt der Löß. Dort reicht der Lettenkeuper bis zur Oberfläche. Obwohl hier während des gesamten Jungpleistozäns die Abtragung dominierte, wird zu Beginn des Holozäns — in Analogie zu anderen Profilen — ein Solifluktionsschutt gelegen haben. Aus diesem entwickelte sich im Holozän zunächst eine Braunerde. Die Verbraunung griff teilweise bis in den Keuper. Solche Stellen sind heute noch vorhanden. Der Solifluktionsschutt und mit ihm der größte Teil der Braunerde sind jedoch von der Bodenerosion, die durch die Beackerung ausgelöst wurde, abgetragen worden.

Zusammenfassend gesehen hat diese Hohlform also folgende wesentliche Formungsstadien aufzuweisen:

1. Es bestand eine Hohlform als Vorläuferform, deren Ausdehnung nicht genau bekannt ist, die aber bereits bis zum heutigen Auenniveau und damit auch tiefer als alle anderen nachfolgenden Stadien eingeschnitten war. Diese Vorläuferform entstand vor der letzten Warmzeit.
2. Die Hohlform wurde noch vor der letzten Warmzeit im westlichen Bereich mit Löß aufgefüllt. Am Ende der letzten Warmzeit bestand eine Form, die gewisse Ähnlichkeit mit der heutigen Oberflächenform aufweist.

3. Zu Beginn der letzten Kaltzeit fand im Dellentiefsten mehrfach eine schwache Ausräumung und gleichzeitig eine geringe Verschiebung der Tiefenlinie nach Nordost statt. Im ganzen überwog aber die Auffüllung in der Delle.
4. Zu Beginn des Mittelwürms macht sich eine stärkere Abtragungsphase bemerkbar, die auf dem westlichsten Hangteil die älteren Böden kappt. Ob sie sich im Dellentiefsten auswirkte, ist nicht festzustellen. Anschließend dominierte wieder die Auffüllung. Da jedoch in diesem Profil der Gräselberger Boden (SCHÖNHALS et al. 1964) des Mittelwürms fehlt, muß noch später eine möglicherweise nur geringfügige Ausräumung stattgefunden haben.
5. Im älteren Jungwürm läßt sich wieder eine Abtragungsphase erkennen. Ihre Wirkung beschränkt sich auf den Bereich des Dellentiefsten, weist dort aber Eintiefungsbeträge auf, die sonst während des Würms im gesamten Dellenbereich nicht erreicht wurden. Gleichzeitig findet eine weitere Verlegung des Dellentiefsten nach NE und wahrscheinlich eine Verstärkung der Asymmetrie statt.
6. Die nachkaltzeitliche Phase der Formungsruhe wird durch die im Gefolge der Beackerung aufkommende Bodenerosion abgebrochen. Die Klimax-Parabraunerde im Lößbereich wird außerhalb des Dellentiefsten erodiert. Auch die Braunerde im Keuperbereich unterliegt dem gleichen Vorgang.

Dadurch verflacht die Ausgangsform. Auf Grund der bodenkundlichen Befunde dürften diese holozänen Abtragungsbeträge größtenteils kaum 1,20 m überschreiten. Im Keuperbereich findet man nämlich noch Verbraunungsreste, im Lößbereich zeigen stellenweise noch Lößkindl den ungefähren Verlauf des C_c -Horizontes der ehemaligen Parabraunerde an.

2.2 Lößgrube am Kitzinger Friedhof

Als weiteres Beispiel einer differenzierten Hohlformenentwicklung sei die dellennähnliche Form am Kitzinger Friedhof angeführt (ehemalige Ziegeleigrube Korbacher). Der dortige Aufschluß läßt sehr gut die Genese des westlichen Hanges und des Dellenzentrums erkennen. Das Profil wurde ebenfalls von BRUNNACKER (1956) lößstratigraphisch bearbeitet.

Auch hier ist klar ersichtlich, daß die Delle eine Vorläuferform hatte, die tiefer als alle späteren Formungsstadien in den anstehenden Keuper eingeschnitten wurde. Diese Vorläuferform kappt im Westen des Aufschlusses (auf Abb. 3 nicht dargestellt) einen fluvialen Schotterkörper, der 1—2 m über dem Grubenboden liegt. Durch Bohrungen kann eine Mindesteintiefung der Altform bis 3,15 m unter dem Grubenboden nachgewiesen werden. Der tiefste Bereich lag wahrscheinlich noch weiter im Westen. Die Füllung der Hohlform beginnt mit einem aus Keupermaterial bestehenden Schutt (2 auf Abb. 3), der dem „Basisschutt“ (SEMMELE 1968, 63) entsprechen dürfte. Es folgt ein lößlehmhaltiger Keuperschutt (3), der als „Mittelschutt“ (SEMMELE 1968, 63) zu bezeichnen wäre. Durch diesen Schutt (3) wird die alte Delle anscheinend weitgehend aufgefüllt. In den Schutt wurde eine neue Hohlform eingetieft und anschließend mit Löß (4) aufgefüllt. Wie die Reliefentwicklung hierbei im einzelnen verlaufen ist, kann nicht mehr sicher rekonstruiert werden. Als sich der letztwarmzeitliche Boden (5) bildete, bestand jedenfalls wiederum eine Delle.

Der Boden wurde in der beginnenden Würm-Kaltzeit im oberen Hangbereich und im Dellentiefsten erodiert. Nach der Bildung der Altwürm-Schwarzerden (6), die auch „Humuszonen“ genannt werden, findet ebenfalls Abtragung statt. Im tieferen Teil wurde später humoser, löß- und keuperhaltiger Schutt (7) sedimentiert. Bemerkenswert ist, daß im östlichen Teil des tieferen Dellenbereiches die älteren Böden vor der Ablagerung dieses Schutts völlig ausgeräumt worden sind. Die jüngere Lößdecke (8) wird von der mit Boden-

bildung und Umlagerung verbundenen Niedereschbacher Zone (9) abgeschlossen. Diese und auch der auf der hangenden Lößlage (10) entstandene „Gräselberger Boden“ (11) sind im höheren Hangbereich gekappt. Der „Lohner Boden“ (12), der das Mittelwürm abschließt, blieb dagegen dort weitgehend erhalten.

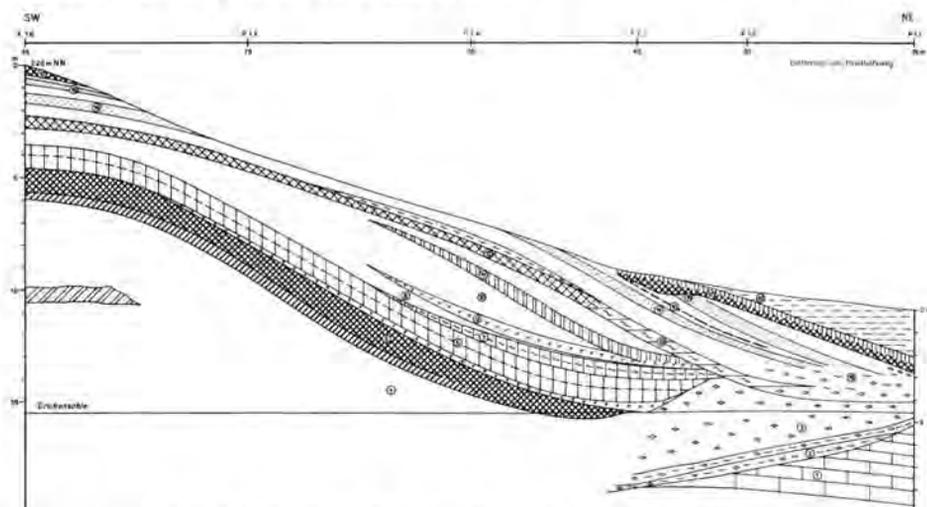


Abb. 3. Lößgrube am Kitzinger Friedhof (R 358287 / H 551266)

1 = anstehender Keuper; 2 = Keuper-Schutt; 3 = lößhaltiger Keuper-Schutt; 4 = Rißlöß mit eingeschaltetem Boden; 5 = Parabraunerde der letzten Warmzeit; 6 = zweigeteilte Altwürm-Humuszzone; 7 = lößlehmhaltiger Keuper-Schutt; 8 = Mittelwürm-Löß (älterer); 9 = Niedereschbacher Zone; 10 = Mittelwürm-Löß (jüngerer); 11 = Gräselberger Boden; 12 = Lohner Boden; 13 = Lohner Boden, verlagert; 14 = Naßboden E₂; 15 = Eltviller Tuff; 16 = Naßboden E₄; 17 = Parabraunerde; 18 = Kolluvium; 19 = lößlehmhaltiger Schwemmschutt. P 1.1—P 1.6 = aufgenommene Einzelprofile.

Das Jungwürm beginnt wiederum mit einer Abtragungsphase, die sich nur im tiefsten Teil der Delle deutlich auswirkt, und zwar wird hier der Lohner Boden stark solifluidal verlagert (13) und gleichzeitig der Dellenboden eingetieft und nach NE verlegt. Im mittleren und oberen Jungwürm lagert sich vorzugsweise äolischer Löß ab, der die Naßböden E₂ und E₄ sowie stellenweise den Eltviller Tuff (14—16) enthält. Der E₄-Boden ist besonders kräftig im tieferen Dellenteil entwickelt. Im Dellentiefsten selbst wurden zur Bildungszeit des E₄-Bodens noch vorwiegend Schwemmsedimente abgelagert. Die Mächtigkeit des noch jüngeren äolischen Lösses beträgt hier nur etwas mehr als 1 m; auch die Mächtigkeit des Schwemmschuttes ist sehr gering. In diesem Bereich dominierte die Abtragung also fast bis zum Ende des Jungwürms.

Die nach Abschluß der Lößsedimentation entstandene Parabraunerde (17) ist im Dellentiefsten stark humos. Sie wurde hier durch Ackerkolluvium (18) überdeckt. Hangaufwärts ist sie auf den steileren Partien völlig erodiert.

Insgesamt gesehen sind die Parallelen zu dem Profil an der Straße nach Kaltensondheim unverkennbar. Die dort ermittelten morphologisch bedeutsamen Abtragungs- und Akkumulationsphasen kommen auch hier vor und die Wanderung der Delle nach NE ist ebenfalls unbestreitbar. Damit bestätigen sich aber auch die in Hessen und Südniedersachsen gewonnenen Befunde. ROHDENBURG (1968, 45 ff.) teilt außerdem ähnliche Ergebnisse aus der Umgebung von Heilbronn mit. Nur selten sind bisher aber Beispiele bekannt geworden, in denen die Einzelstadien so klar zu rekonstruieren waren. Das gilt vor allem für die schrittweise Verlegung des Dellentiefsten nach NE und das mehrfach zu beobach-

tende Zurückbleiben der jüngeren Eintiefung gegenüber älteren Stadien. Darin zeigt sich besonders gute Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Rhein-Main-Gebiet (SEMMELE 1968, 116). Allerdings ist dort die Entwicklung in der Regel nicht so beispielhaft zu verfolgen wie an den beiden Formen aus der Umgebung von Kitzingen.

2.3 Delle bei Frickenhausen

Daß nicht in jedem Falle die Vorläuferform tiefer eingeschnitten war, zeigt eine Delle, die ca. 8 km SSW von Kitzingen liegt. Dort sind durch den Bau der Aussiedlerhöfe nordwestlich der Markgrafenhöfe bei Frickenhausen die auf Abb. 4 wiedergegebenen Dellenquerschnitte freigelegt gewesen.

Auffällig ist zunächst die deutliche Asymmetrie, die ja auch bei dem zuerst beschriebenen Beispiel vorhanden war. Die Vorläuferform wird im westlichen Teil gut durch die Grenze des Keuperschutt (2 auf Abb. 4) zum Löß (3) markiert. Dieser Grenze folgt ungefähr auch noch der Rest des letztwarmzeitlichen Bodens (4) und eine Altwürm-Humuszone (5). Die darüber liegende Diskordanz greift im Dellentiefsten durch den gesamten älteren Löß in den Keuper hinein. Da im basalen Bereich der Füllung dieses Dellentales nur der E₂-Naßboden (6) ausgebildet ist, kann diese Diskordanz mit großer Wahrscheinlichkeit in das frühe Jungwürm eingeordnet werden. Zu dieser Zeit erreichte also die Delle ihre größte Austiefung. Gleichzeitig wurde dabei der lößfreie, steilere westexponierte Hang unterschritten, auf dem am Ende der letzten Kaltzeit nur der Deckschutt (SEMMELE 1964) vorhanden war (8 auf Abb. 4).

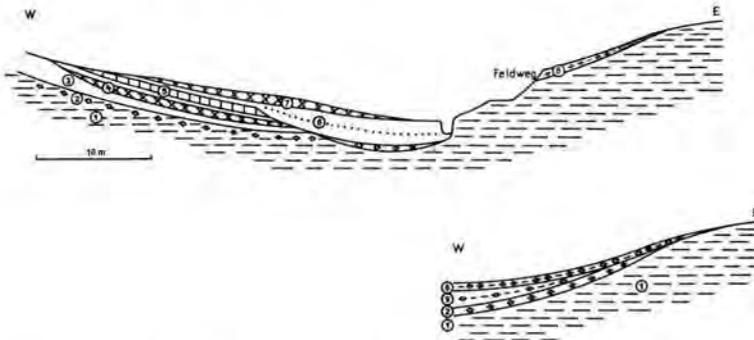


Abb. 4. Delle bei Frickenhausen (R 357954 / H 550554)

1 = anstehender Keuper; 2 = Keuper-Schutt; 3 = Reiß-Löß; 4 = Parabraunerde der letzten Warmzeit; 5 = Altwürm-Humuszone; 6 = Naßboden E₂; 7 = Parabraunerde; 8 = Deckschutt mit Braunerde; 9 = lößlehmhaltiger Keuper-Schutt.

In jüngerer Zeit sorgte die Bodenerosion für eine weitere Differenzierung der Form. Auffallenderweise wurde dabei im Dellentiefsten ebenfalls stark abgetragen. Ähnliche Beobachtungen sind schon mehrfach mitgeteilt worden (HARD 1967, RICHTER 1965, ROHDENBURG 1965, SEMMELE 1961, 1968). Dellenabwärts verflacht der westexponierte Hang etwas. Hier ist eine stärker differenzierte Schuttdeckenabfolge zu beobachten. Zuerst liegt über dem anstehenden Lettenkeuper ein reiner Keuperschutt (2), der dem „Basisschutt“ entspricht. Darüber folgt der lößlehmhaltige „Mittelschutt“ (9), der hangaufwärts auskeilt. Das Hangende bildet schließlich der Deckschutt (8), der weniger Lößlehm und mehr Keuperbrocken enthält. Im höchsten Hangbereich liegt dieser Schutt direkt auf dem anstehenden Keuper. Junge Bodenerosion hat den Deckschutt am oberen Hang abgetragen.

Während dieser Zeit wanderte das Trockental oder zumindest sein Westhang und sein Zentrum immer weiter nach ESE, ohne sich dabei in nennenswertem Maße in den liegenden Mittleren Muschelkalk stärker einzutiefen. Die Hauptabtragung wurde am Osthang (westexponiert) geleistet. Hier tritt heute der Muschelkalk häufig zutage oder die Lößbedeckung beträgt meist nur 1—2 m Stärke. Durch die junge Bodenerosion wurde hier und stellenweise auch auf dem Gegenhang die Klimax-Parabraunerde teilweise oder vollständig abgetragen. Die abgeschwemmten Massen füllten die Hohlform zum Teil wieder auf, so daß dort gegenwärtig erheblich mehr Lockermaterial liegt als am Ende des Pleistozäns. Zu jener Zeit lagerte im Dellentiefsten nur ca. 1 m Löß, der von der späteren Bodenbildung vollkommen erfaßt wurde. Auch der liegende mm-Mergel mit einer geringmächtigen Schuttlage ist oberflächlich noch verwittert.

Der Bereich der westlich anschließenden mächtigen Lößdecke wurde im jüngeren Pleistozän durch eine neu eingeschnittene Delle differenziert, die nördlich der Bohrung 3.5¹⁾ verläuft. Die Delle schneidet die fossilen B_T-Horizonte. In dem Rücken, der zwischen ihr und dem Häuser-Tal liegt, sind mindestens noch drei fossile B_T-Horizonte erhalten. Aus technischen Gründen konnte der liegende Muschelkalk in der dort angesetzten Bohrung B 3.8 nicht erreicht werden. Die Abfolge stimmt weitgehend mit dem ebenfalls im zentralen Teil des Rückens aufgenommenen Profil P 3.6 (an der Nordwand der Ziegeleigrube) überein. Die östlich von B 3.8 im tiefsten Teil des Häuser-Tals liegende Bohrung B 3.7 enthält dagegen keinen pleistozänen B_T-Horizont mehr. Unter 1,5 m Kolluviallehm folgt die holozäne Parabraunerde. Sie wird von 0,9 m kalkhaltigem Löß unterlagert, unter dem sich geringe Mengen von Lößlehm und tonigem Muschelkalkschutt befinden. Im Lößlehm sind umgelagerte Reste von Humuszonen und basal 10 cm fB_T-Material anzutreffen. Der fB_T-Rest scheint in situ zu liegen. Demnach ist hier vermutlich schon zu Beginn der letzten Kaltzeit das Häuser-Tal bis in diese Tiefe ausgebildet gewesen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß im Bereich des Häuser-Tales im älteren Pleistozän der Obere und Mittlere Muschelkalk bis in das Niveau des heutigen „Talbodens“ zerschnitten waren. Von damals an — vielleicht auch schon früher — setzte eine Wanderung der Haupthohlform nach Osten (genauer ESE) ein. Auf dem ostexponierten Hang wurden Löss sedimentiert mit einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 8 m. Dabei bildeten sich in klimatisch günstigen Perioden Böden mit warmzeitlichen Habitus. Die Gründe für die teilweise recht unterschiedliche Lößmächtigkeit zwischen den einzelnen Böden sind nicht sicher bekannt.

Durch Anlage von Sekundär-Dellen wurde die Lößdecke zerschnitten. Auf diese Weise entstand im Muschelkalkgebiet ein Relief, das völlig aus Löß aufgebaut ist. Im Bereich der wandernden Tiefenlinien der Hohlformen blieb die Ausräumung fast immer stärker als die Lößakkumulation. Erst im jüngeren Holozän wurden diese Teile der Hohlformen durch Abschwemm-Massen, die im Gefolge der Bodenerosion entstanden, teilweise wieder aufgefüllt.

Gegen diese Darstellung des Entwicklungsganges könnte eingewendet werden, es habe bereits zu Beginn der Lößakkumulation eine — vielleicht noch präquartäre — Form bestanden, die allmählich von Westen nach Osten mit Löß aufgefüllt wurde. Reste von Rotlehmen, die zur Stützung dieser These dienen könnten, sind jedoch nicht gefunden worden. Wichtiger aber scheint uns, daß bei den Aufschlüssen in der Kitzinger Umgebung deutlich zu erkennen ist, daß die Hohlformen schrittweise in das Anstehende in Richtung Osten eingeschnitten werden. Es ist wohl anzunehmen, daß sich die Entwicklung im Häuser-Tal ähnlich vollzogen hat.

¹⁾ Bei den Bohrarbeiten waren uns freundlicherweise die Herren Bahlke, Claus, Fugel und Späth vom Geographischen Institut Würzburg behilflich.

Abschließend sei noch auf einen Talanfang bei Bamberg verwiesen, der eine von Westen nach Osten fortschreitende Auffüllung zeigt. Es handelt sich dabei um ein Profil, das durch die Grube der Gaustädter Ziegelwerke aufgeschlossen ist.²⁾ Dort sind Keuper-Solifluktionsmassen mit Lößeinschaltungen im oberen Bereich zu beobachten, die einen von W nach E ziehenden Talanfang vollkommen ausfüllen. In den Solifluktionsmassen sind vier fossile Böden vom Warmzeit-Typus (Parabraunerden bzw. Pseudogley-Parabraunerden) ausgebildet, die die einzelnen Stadien der von W nach E erfolgenden Auffüllung sehr gut dokumentieren und zugleich die altpleistozäne Anlage der Hohlform beweisen. Allerdings scheint im Bereich der heutigen Hohlform die jüngere Eintiefung weit unter die altpleistozäne hinabzureichen. Weshalb dies in anderen Fällen so häufig nicht zutrifft, soll an anderer Stelle im Zusammenhang mit Beobachtungen zur quartären Eintiefung der Flüsse diskutiert werden.

²⁾ Die heutige Grube entspricht nicht den von BRUNNACKER (1956) und HÖHL (1958) untersuchten Profilen in Gaustadt. Eine ausführliche Beschreibung des jetzigen Gaustädter Profils und anderer lößarmer bzw. lößfreier Quartär-Profile von geomorphologischer und stratigraphischer Bedeutung aus diesem Gebiet ist gemeinsam mit H. SPÄTH vom Geographischen Institut der Universität Würzburg in Vorbereitung.

Literatur

- BARTELS, G. & ROHDENBURG, H.: Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. — Göttinger bodenkundl. Ber., **6**, Göttingen 1968.
- BRUNNACKER, K.: Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken). — *Germania*, **34**, 3—11, 3 Abb., 1 Tab., Berlin 1956.
- : Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. — *Geol. Bavar.*, **25**, 22—38, München 1956 (1956a).
- : Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — *Geol. Jb.*, **76**, 129—150, 5 Abb., 3 Tab., Hannover 1959.
- : Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**, 72—80, 1 Abb., 1 Tab., Ohringen 1964.
- FRÄNZLE, O.: Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville. — *Erdkde.*, **23**, 1—9, 2 Abb., 1 Karte, Bonn 1969.
- HARD, G.: Lößschleier, Waldrandstufe und Delle. — *Decheniana*, **118**, 181—197, 10 Abb., 3 Taf., Bonn 1967.
- HÖHL, G.: Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). — *Mitt. geogr. Ges. Wien*, **100**, 77—89, 4 Tab., 6 Beil., 4 Bild., Wien 1958.
- KUKLA, J.: Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löß-Serien; in DEMEK, J. & KUKLA, J. (Redakteure): Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei. — 1—156, 50 Abb., 12 Tab., Brno 1969.
- PAAS, W.: Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. — *Decheniana*, **121**, 9—38, 10 Abb., 2 Tab., Bonn 1968.
- RICHTER, G.: Bodenerosion, Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. — *Forsch. deutsch. Landeskd.*, **152**, 1—592, zahlr. Abb., Bad Godesberg 1965.
- ROHDENBURG, H.: Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. — *Gießener geogr. Schr.*, **7**, 1—76, 23 Fig., 16 Bild., 2 Ktn., Gießen 1965.
- : Jungpleistozäne Hangforschung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnisse, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — *Göttinger bodenkundl. Ber.*, **6**, 3—107, zahlr. Abb., Göttingen 1968.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. deutsch. bodenkundl. Ges.*, **5**, 1—135, zahlr. Abb., Göttingen 1966.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**, 199—206, 1 Abb., Ohringen 1964.
- SEMMEL, A.: Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. — *Rhein-Main. Forsch.*, **50**, 135—140, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1961.
- : Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — *Notizbl. hess. L.Amt Bodenforsch.*, **92**, 275—285, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1964.

- SEMMEI, A.: Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.Amt Bodenforsch., **95**, 104—108, 1 Abb., Wiesbaden 1967.
- : Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. — Notizbl. hess. L.Amt Bodenforsch., **95**, 239—241, Wiesbaden 1967. (1967a).
- : Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankf. geogr. Hefte, **45**, 1—133, 35 Abb., Frankfurt a. M. 1968.
- : Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. — Notizbl. hess. L.Amt Bodenforsch., **97**, 395—399, 1 Abb., Wiesbaden 1969.
- SEMMEI, A. & PLASS, W.: Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. — Mitt. deutsch. bodenkdl. Ges., **4**, 33—40, 1 Abb., Göttingen 1965.

Manuskript eingeg. 22. 10. 1970.

Anschriften der Verf.: Prof. Dr. Arno Semmel, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, 6 Frankfurt am Main, Senckenberganlage 36; Priv.-Doz. Dr. Gerhard Stäblein, Geographisches Institut der Julius-Maximilians-Universität, 87 Würzburg, Klinikstraße 3.

Die ersten ^{14}C -datierten Mittelwürmbildungen von der südlichen Alentejoküste (Portugal)

Von HELLMUT SCHROEDER-LANZ, München

Mit 7 Abbildungen

Zusammenfassung. In der Bucht von Sao Thorpes an der südlichen Alentejoküste/Portugal wurden bei Geländearbeiten zur quartären Küstenentwicklung die von BREUIL, RIBEIRO und ZBYSZEWSKI (1943) erwähnten rißzeitlichen Moorkvorkommen erneut aufgesucht, ihre Lagerung beschrieben und durch zwei ^{14}C -Datierungen ($39\,490 \pm 2\,340$ und $>42\,240$ abp = 1969) eindeutig ins Mittelwürm gestellt.

Summary. During fieldwork concerning quaternary coastal development, the peat deposits in the Bay of Sao Thorpes/Alentejo (Portugal), first mentioned and dated as of Riss-age by BREUIL, RIBEIRO and ZBYSZEWSKI (1943), was investigated anew. The sites have been described by the author and according to two ^{14}C -datings ($39\,490 \pm 2\,340$ and $>42\,240$ abp = 1969) the deposits have to be considered as of middle Würm-age.

1. Lage

Südlich des Gabbromassivs von Sines biegt die Küste von einer südostsüdlich verlaufenden Richtung in eine südliche um und bildet so die Bucht von Sao Thorpes (Abb. 1). Von Kap Sines bis Sao Thorpes herrscht im Bereich des Gabbromassivs und den anstehenden Karbon-Schiefeln eine 20—30 m hohe Kliffküste vor. Vorsprünge, Buchten und Täler lehnen sich im Bereich des Gabbromassivs an tektonische Schwächezonen an (ZBYSZEWSKI 1941, 14). In den Schiefeln treten Härteunterschiede und Lagerungsverhältnisse als morphologisch wirksame Formungselemente hinzu, wie sich beim Studium der Luftbilder gut erkennen läßt.



Abb. 1. Die Lage des Untersuchungsgebietes (nach der Carta litologica submarina do Cabo Verde ao Cabo de S. Vincente, 1927). Die gepunkteten Gebiete stellen Sand (areia) und lehmigen Sand (areia lodoso) dar.

Der südlich anschließende Küstenabschnitt ist als nach Süden langsam ansteigende marine, im Karbon angelegte und im Tertiär wiederaufgedeckte Abrasionsplattform in den Karbonschiefern entwickelt. Sie zieht sich einige Kilometer bis zur 80—100 m hohen Bruchstufe an der Serra do Cercal hin. Im rezenten Küstenbereich ist sie von jungen Dünen verschiedener Generationen bis zum Höhenpunkt Burrinho verdeckt. Landeinwärts wird sie von bislang ungegliederten plio-pleistozänen Sedimenten (Kiese, Sande, Tone; vgl. Geol. Karte von Portugal 1 : 1 Mio) geringer Mächtigkeit überlagert. Im Bereiche der Bruchstufe verzahnen sie sich mit zerschnittenen Schuttkegeln der Flüsse; sie repräsentieren die korrelierten Schichten der Heraushebung der Serra do Cercal. Im submarinen Teil dieses Küstenabschnittes befinden sich mehrere verfestigte Dünenreihen, die während des holozänen Meeresspiegelanstieges z. T. der Brandung zum Opfer gefallen sind, z. T. noch als Riffe die Wellen brechen. Einzelne größere Flüsse, wie z. B. der Ribeiro de Junquero und de Morgavel durchbrechen den Dünen Gürtel, andere wurden durch die von See vordringenden Dünen abgelenkt oder sind versandet.



Abb. 2. Interpretationsskizze eines Ausschnittes des Luftbildes Nr. 4083 (VM AST 6 1370 PMG USAF 13. June 58 57AM23 Roll50) von der Bucht von Sao Torpes, 2 = Fundstelle der Artefakte, 3 = rote Sedimentserie, 4 = fossile Dünen mit Quarz-gefüllten Klüften.

In diesem Küstenabschnitt wurden von BREUIL, RIBEIRO & ZBYSZEWSKI (1943) an verschiedenen Stellen Tone und Torfe beschrieben, denen sie rißzeitliches Alter zuschreiben. Bei Geländearbeiten zur quartären Entwicklung der Alentejoküste südlich Kap Sines wurden die Fundstellen erneut untersucht, worüber im folgenden berichtet wird.

2. Die interstadialen Vorkommen zwischen Sines und Porto Covo

a. Bachtal bei Sao Thorpes

Das Vorkommen befindet sich im Mündungsbereich eines Baches, dessen Tälchen in die 15—20 m hohe Abrasionsplatte der Karbonschiefer noch gerade im Bereich der Kliffküste eingesenkt ist. Im rezenten Hochwasserbereich finden sich Tone (Abb. 3), die von der Brandung umspült werden. Sie lagern auf dem in ca. 1,5 m Tiefe anstehenden Karbon. Über dem Ton lagert stellenweise eine 10—20 cm mächtige Torfschicht. Ihr Alter beträgt nach einer ^{14}C -Datierung in der Bundesanstalt für Bodenforschung (Labornummer HV 2391) $39\,490 \pm 2340$ Jahre vor 1969 (abp); durch Kontamination kann ein zu junges Alter vorgetäuscht sein. Über dem Torf folgt eine stark verkrustete eisenhaltige Sandschicht. Sie neigt sich von der benachbarten karbonenen Kappungsoberfläche in 8—12 m Höhe bis ins Meeresniveau hinab, worauf bereits BREUIL, RIBEIRO & ZBYSZEWSKI (1943, 8) hinweisen.

Über ihr folgen sandige Sedimente mit Schieferplättchen teils äolischen, teils fluviatilen Charakters bis zur Oberfläche (Abb. 3). Der Torf enthält Pollen von *Pinus silvestris*, *Alnus* und *Rhododendron*, die gemäßigt kühles Klima repräsentieren (BREUIL et al. 1943, 8). Wegen dieser Verkrustung über den Torfen, der Pollen und auf Grund von Vergleichs-

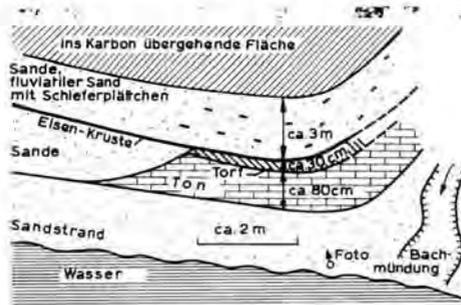


Abb. 3. Der Ton im Bachtal bei Sao Thorpes (Lage vgl. Abb. 2).

beobachtungen bei Morgavel und Vila Nova de Milfontes nehmen BREUIL, RIBEIRO & ZBYSEWSKI rißzeitliches Alter des Torfes an. Nach der ^{14}C -Datierung handelt es sich jedoch eindeutig um mittelwürmglaziale Ablagerungen.

b. Mündung des Ribeiro de Morgavel

Im Mündungsbereich des Ribeiro de Morgavel treten zwei Terrassen auf. Die untere ist direkt in die Karbonschiefer eingeschnitten. Die obere Terrasse liegt dagegen noch in den pliopleistozänen Sedimenten; sie geht seewärts in das Niveau der in die Karbonschiefer eingeschnittenen Kappungsfläche über, die auch hier von rezenten Dünen verdeckt wird. Die Höhendifferenz beider Terrassen beträgt bei dem kleinen Gehöft auf der oberen Terrasse nur 1—2 Meter. Etwa in dieser Höhe beschrieben BREUIL, RIBEIRO & ZBYSEWSKI (1943, 7) und zwar am Fuße der Dünen nördlich der Mündung und westlich der inzwischen gebauten Straße einen quartären Kiesstrand (Abb. 2). Sie fanden (a.a.O.) „trois pièces taillées de caractère acheuléen, parmi lesquelles l'une dérivée, a été recueillie sur la plage, roulée par la mer actuelle. Les deux autres, trouvées insitu, sont en quartz et ne sont presque pas roulées.“ Ich habe dort auch verschiedene Artefakte gefunden, die an anderer Stelle beschrieben werden. Diese Kiesschicht „est surmonté par une série de sables quaternaires variés, contenant un niveau tourbeaux.“ (a.a.O.) Weiter südlich an der Fontinha-Mündung fehlen die Kiese und der hier nur von konsolidierten Dünen bedeckte Torf taucht nur bei Ebbe in der Tidezone auf. Auch diesem Torf schreiben BREUIL, RIBEIRO & ZBYSEWSKI rißzeitliches Alter zu, da es sich wegen der Artefakte bei dem Kiesstrand um einen tyrrhenzeitlichen handelt. Danach ergibt sich an der Mündung des Morgavelflusses von oben nach unten folgendes Profil: konsolidierte Düne/quartäre Sande mit Torfband / (rißzeitlich) / Kiesstrand mit paläolithischen Artefakten (Tyrrhen). Die Torfe an der Morgavel- und Fontinha-Mündung wurden vom Verfasser nicht gefunden.

Abweichend von dieser Schichtenfolge findet sich direkt südlich der Morgavelmündung ein aus roten, fluviatil geschichteten Sanden mit flachen bis fingergroßen Schieferplättchen an den Grenzen der einzelnen Schrägschüttungskörper in den verschiedenen Horizonten (Abb. 2). Sie bilden ein etwa 3—5 m hohes Kliff. Unter diesen Sanden, deren beschriebene Fazies in dem gesamten Untersuchungsbereich sonst nicht gefunden wurde, lagern sehr alte Brandungsgerölle, z. T. in Fetzen auf der Abrasionsplattform aus Karbonschiefern. Weiter seewärts finden sich auf ihr riffbildende, zerklüftete fossilen Dünen, deren Klüfte mit Quarz ausgefüllt sind. Sie scheinen ein hohes Alter zu besitzen (Abb. 2, Nr. 4).

Die Formen erinnern an Verhältnisse im Raume von Rabat, wo ANDRE und BEAUDET 1967 solche Merkmale (z. B. quarzerfüllte Klüfte) zur Aufstellung einer im wesentlichen auf Dünen gestützten Quartärstratigraphie geben. Die roten Sande mit den Schieferplättchen enden nach etwa 2 km. Abgesehen von ihrer Farbe ähneln sie am ehesten denjenigen, die über dem Ton-Torf-Komplex im Bachtal bei Sao Thorpes lagern. Die Transgressionskonglomerate lassen sich bis etwa Burrinho häufig nur in Form einzelner Fezzen verfolgen. Die karbone Abrasionsplatte scheint hier nur wieder aufgedeckt worden zu sein.

c. Küste bei Burrinho

Unter den rezenten Dünen taucht weiter im Süden eine ältere Generation von Dünen auf. Die Dünen bei Burrinho bestehen fast bis nach oben aus diesen fossilen verfestigten Dünen, deren Oberfläche in Kliffnähe Brandungskarst aufweist (Abb. 4). Die Karstschlotten sind mit roten Sanden aufgefüllt. Unter der Düne befindet sich eine Gipskruste, im Liegenden folgen unverfestigte Dünensande in zwei Generationen, die durch zwei Podsolprofile voneinander getrennt sind. Unter der zweiten Dünengeneration folgt das z. T. sehr

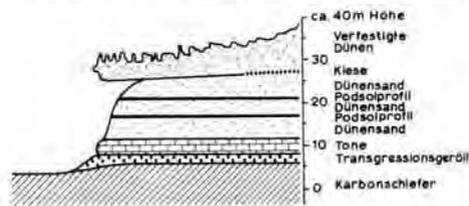


Abb. 4. Schematisches Profil der Küste bei Burrinho mit dem Tonvorkommen. Die Ausdehnung von Podsolprofilen und Tonen ist nicht bekannt.

dünne Transgressionskonglomerat, teilweise in toniger Verwitterungsfazies. Die verfestigten Dünen ragen weit über die unverfestigten, leicht erodierbaren liegenden Dünensande vor; zahlreiche abgebrochene Stücke der verfestigten Dünen sind auf den Strand heruntergestürzt. An verschiedenen Stellen reichen die rezenten weißen und braunen Dünen bis zum Strand herunter, und an einer dieser Stelle fand sich wieder der schwarze Ton wie bei Sao Thorpes (Abb. 5). Mehrere Holzteile waren in den Ton eingeschlossen. Nach der C^{14} -Datierung, durchgeführt im Amt für Bodenforschung/Hannover (Hv 2392), ist das Holz älter als 42 240 Jahre (1969 abp). Es kann sich um umgelagertes Holz handeln. Die Ähnlichkeit der Lagerungsverhältnisse der Tone selbst und die ^{14}C -Daten können m. E. als Beweis angesehen werden, daß die Tone von Sao Thorpes und Burrinho gleichalt sind.

d. Kliffküste zwischen Burrinho und Porto Covo

Bei Burrinho endet die rezente Parabeldünenzone, die das Kliff überlagert, das bei Burrinho etwa 10—15 m Höhe erreicht. An die Oberfläche treten nun von Burrinho bis Porto Covo fossile alte verkarstete Dünen (Abb. 6), die vollständig von Vegetation bedeckt sind.

Sie ziehen sich stellenweise recht weit ins Hinterland hinein und bilden eine schwach gewellte Topographie, z. B. reichen sie bis zum Ziehbrunnen, der auf der Topographischen Karte 1 : 50 000 Nr. 45 A eingezeichnet ist, und bis zu den Häusern von Porto Covo. Von Burrinho an steigt das Kliff aus karbonen Schiefen immer weiter nach Süden an. Am Klifftrand (Abb. 6) sind über der Kappungsfläche wiederum Transgressionsgerölle in einer bis zu 1,5 m stark wechselnden Mächtigkeit aufgeschlossen, darüber lagern Kiese und Sande unbestimmten Alters und die verkarsteten fossilen Dünen schließen diese Folge im

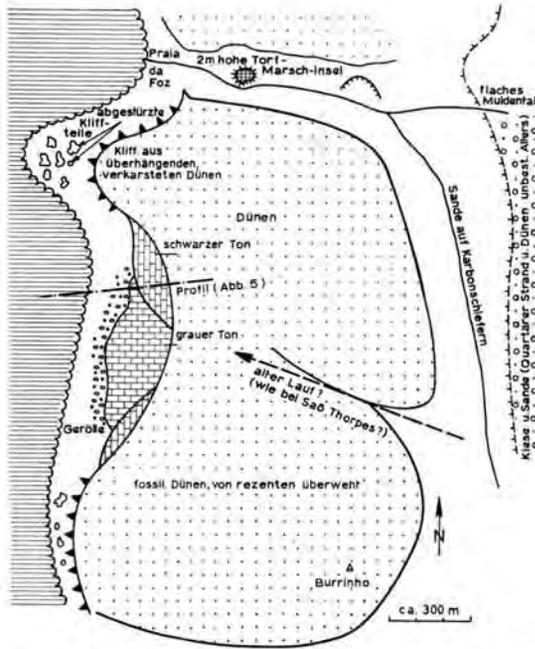


Abb. 5. Lageskizze des Tonvorkommens bei Burrinho.

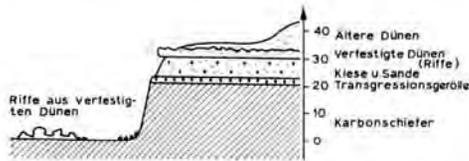


Abb. 6. Schematisches Profil der Küste südlich Burrinho.

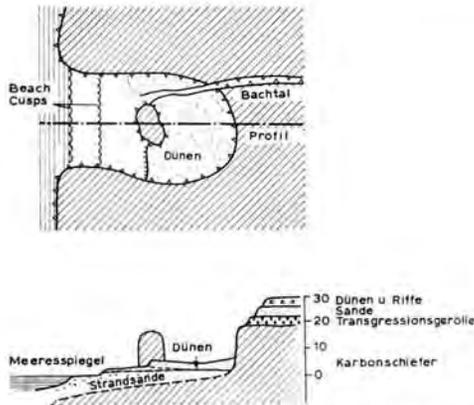


Abb. 7. Verlandete Bucht bei Porto Covo (oben) und schematisches Profil (unten).

Hangenden ab. Die Dünen reichen bis etwa zur 50—60-m-Höhenlinie landeinwärts. Die Kies- bzw. Grobsandschicht erreicht stellenweise 2—3 m Mächtigkeit. Die verkarsteten Dünen treten verschiedentlich durch die Vegetationsdecke an die Oberfläche hindurch. Im Bereich dieser alten verfestigten Dünen muß irgendwo eine mittelpleistozäne Küstenlinie (Tyrrenen) verlaufen, so wie südlich Porto Covo bereits dargestellt (GIERLOFF-EMDEN, SCHROEDER-LANZ & WIENEKE 1969, 1970).

Nördlich Porto Covo befindet sich in diesem Küstenabschnitt eine verlandete kleine Bucht, in deren hinterem Teil eine isolierte Klippe stehen geblieben ist (Abb. 7). Der hintere Teil der Bucht ist mit Dünen angefüllt. Den vorderen Sandstrand gliedern „beachcusp“-Reihen. Diese Bucht stellt eine der wenigen morphologischen Hinweise auf einen höheren Meeresspiegelstand in subrezenter Zeit dar, was etwa der weltweit nachgewiesenen Tapescapeterrasse in 2—3 m Höhe über NN entspräche.

3. Paläogeographie

Während der Geländearbeiten tauchte als erste Vermutung für das Alter der Tone und der darüberliegenden Torfe postglaziale Zeit auf, etwa wie an der Küste südlich Rabat (SCHROEDER-LANZ & WIENEKE 1969, 138). Hier liegen ebenfalls vor der Kliffküste im Bereiche der Brandung verschiedene Dünenreihen. Einige der fossilen Dünen sind bereits von der Brandung durchbrochen und in den Dünentälern dahinter haben sich postflandrisch Marschen ausgebildet. Da im Untersuchungsbereich an verschiedenen Stellen auch Hinweise auf einen höheren Meeresspiegelstand, z. B. die Bucht bei Porto Covo und die Insel aus Marschensedimenten im Bachtal bei Burrinho (Abb. 5), andererseits im Bereich der rezenten Brandung ebenfalls riffbildende fossile Dünen mit quarzausgefüllten Spalten und Klüften von ähnlichem Typ wie bei Rabat vorhanden sind, lag die Vermutung nahe, daß sich hinter einer solchen Dünenreihe ebenfalls eine postglaziale marschähnliche Bildung befunden haben könnte, als deren Rest der Ton-Torf-Komplex anzusehen wäre. Die Datierung in die Rißezeit von BREUIL, RIBEIRO & ZYBSZEWSKI wegen der Eisenverkrustung der die Torfe überlagernden Sande erschien zweifelhaft, da Eisenkrusten dieser Art sehr schnell entstehen.

Ähnliche Verhältnisse liegen im Sadobereich vor. Hier ist durch die Süd-Nordströmung der Cabedelo als Sandhaken nach Norden vorgebaut und hat dadurch sowohl die Mündung des Comportafusses als auch die alte Sado-mündung nach Norden verlegt. Im Bereich der Umbiegungsstelle des Ribeiro de Comporta finden sich alte verlandete Lagunen, deren tonige Böden den Tonen bei Sao Thorpes ähnlich sind (freundliche mündliche Mitteilung von Herrn F. Wieneke).

Nach der C¹⁴-Datierung in das Mittelwurm zusammen mit der Luftbildauswertung im submarinen Teil der Bucht von Sao Thorpes müssen folgende paläogeographische Verhältnisse angenommen werden. In einem Mittelwürminterstadial hat sich hinter einer Dünenreihe bei Sao Thorpes ähnlich wie in subrezenter Zeit am Ribeiro de Comporta und bei Rabat eine Lagune ausgebildet und ist am Ende des Interstadials verlandet, wie sich aus dem Vorhandensein und Alter des Torfes bei Sao Thorpes ergibt. Es handelt sich um die ersten bekannten Mittelwürm-Interstadiale in diesem Raume.

Für weitere Arbeiten bleiben folgende Fragen zu untersuchen, 1.) ob diese bei Sao Thorpes nachgewiesene Verlandung der Lagune im Mittelwürm-Interstadial ein lokales Ergebnis darstellt, etwa derart, daß der Abfluß durch hochpleistozäne Dünenüberwehung abgedämmt worden ist, 2a.) ob es sich um eine, durch einen kurzfristigen Meeresspiegelanstieg in jener Zeit bedingte Sedimentationsveränderung des Bachregimes oder 2b.) ob es sich um eine im wesentlichen tektonisch bedingte Kappung des Drainagesystems dieses Bachtals handelte, womit die Zufuhr des Wassers nachgelassen und damit ebenfalls eine Verlandung eingesetzt hätte. Ähnliche Torfe sind aber auch für Morgavel bezeugt, es muß daher eine allgemeinere Ursache angenommen werden.

Abschließend sollen im Lichte neuer ¹⁴C-Daten die südportugiesischen Datierungen eingeordnet und diskutiert werden. Nach GROSS (1964) liegt das Mittelwürm im Zeitabschnitt zwischen 55 000 und 30 000 B.P. LEROI-GOURHAN (1968) faßt die ¹⁴C-Daten des Würm in einer tabellarischen Übersicht zusammen. Die Bildung der beschriebenen Tone und Torfe fällt danach zeitlich in die Interstadiale zwischen 35 000 und 39 000 v. Chr. (Hengelo-Laufen-Hastedt II-Göttweig-Hörmatting-Zyriankam) oder zwischen 41 000 und 44 000 v. Chr. (Peyrards-Moershoofd-Nordhastedt), obwohl die Pollen von *Pinus silvestris*, *Alnus* und *Rhododendron* kühl gemäßigtes Klima anzeigen (s. o.). Für Grönland sind durch ¹⁸O-Konzentrationsuntersuchungen in einem Eisbohrkern ebenfalls für die Zeiten 30—35 000 v. Chr. und 45—48 000 v. Chr. Interstadiale nachgewiesen worden (DANSGAARD & JOHNSON 1969, 221). Eine besonders wichtige ¹⁴C-Datierung (SOLLID 1969) stammt aus Ringerike/Südnorwegen aus der Zeit 46 000 ± 4000 bzw. —2000 v. Chr. mit weitesten Unsicherheitsgrenzen von +11 000 bzw. —4000 Jahren, so daß der Fichtenstamm sicher zwischen 43 000 und 57 000 v. Chr. aufwuchs. Das skandinavische Inlandeis hatte sich in jener Zeit noch weiter nördlich als während der bekannten spätglazialen Eisrandlage an der Ra-Salpausselkä-Moräne zurückgezogen; im Gudbrandstal bei Ringerike wuchsen Fichten, mithin ähnelten die klimatischen Verhältnisse den heutigen. Als Folge dieses Eisrückschmelzens müssen wir aber einen glazial-eustatisch bedingten Meeresspiegelanstieg postulieren. (Trennt der Frühwürmvorstoß etwa Monastir I und II?) Nach den Eiskern-Untersuchungen in Grönland — wie heute auch war Grönland wegen der tiefen Temperaturen im Eiskern auch damals vereist — können wir auf dem Umwege über den datierten norwegischen Fichtenstamm diesen postulierten Meereshochstand in die Zeit etwa 45—48 000 v. Chr. oder wegen der großen Unsicherheitsbreite in das Brörup-Interstadial zwischen etwa 54 000 und 57 000 v. Chr. stellen. (Die Unsicherheitsgrenzen sind bei DANSGAARD und JOHNSON nicht angegeben.) Das Holz im Ton bei Burrinho ist älter als 40 270 v. Chr. Sollte es sich bei dem Ton um eine Bildung dieses innerwürmzeitlichen hohen Meeresspiegels und bei dem Torf (37 520 v. Chr. ± 2 340 um eine Verlandung bei sinkendem Meeresspiegel eines kühleren Klimas (kalte Oszillation um 36 000 v. Chr.) handeln?

Da diese Fragen von großer Wichtigkeit nicht nur für die Morphogenese der gesamten Alentejoküste sind, sondern für die Reihenfolge der eustatischen Meereshochstände, müßte dieses Gebiet einer Spezialkartierung unterzogen werden.

Nachwort

Diese Arbeit steht im Zusammenhang mit dem geographischen Forschungsvorhaben im Anschluß an die Meteorfahrt 1967, ein kontinuierliches Profil vom Tiefseeboden über den Kontinentalanstieg über die Schelfzone bis zur rezenten Küste und weiter bis ins Hinterland durchzuführen unter Leitung von Herrn Prof. GIERLOFF-EMDEN. Das Forschungsvorhaben wurde dankenswerterweise von der DFG gefördert und vom Geographischen Institut der Universität Lissabon, insbesondere den Herren Prof. RIBEIRO und Prof. AMARAL unterstützt. Verschiedene Probleme wurden an Ort und Stelle mit Herrn Prof. GIERLOFF-EMDEN, Herrn Prof. AMARAL und Herrn Dr. F. WIENEKE diskutiert. Die Torf- und Holzproben wurden im ¹⁴C-Labor der NLFB/Hannover von Herrn Dr. GEYH datiert. Ihnen allen sei an dieser Stelle hierfür Dank gesagt.

Schrifttum

- ANDRE, A. & BEAUDET, G.: Considerations nouvelles sur les dépôts quaternaires des environs de Rabat. — Rev. Geogr. Maroc 1967, 77—98, Casablanca.
- CARLOS FREIRE DE ANDRADE: Os Vales Submarinos Portugueses. — Direcção Geral de Minas e Serviços, 235 S., Lisboa 1937.
- BREUIL, H., RIBEIRO, O. & ZBYSZEWSKI, G.: Les plages quaternaires et les industries préhistoriques du littoral de l'Alentejo entre Sines et Vila-Nova de Milfontes. — Comm. Congr. Luso-Espanhol do Porto 1942, Lisboa 1943.
- BREUIL, H. & ZBYSZEWSKI, G.: Contribution à l'étude des industries paleolithiques des plages quaternaires de l'Alentejo litoral. — Comm. Serv. Geol. Portugal, 27, 269—334, Lisboa 1946.
- DANSGAARD, W. & S. J. JOHNSON: A Flow Model and Time Scale for the Ice Core from Camp Century/Greenland. — J. Glac., 8, 1969, 215—223.

- FEIO, M.: Les Bas Alentejo et l'Algarve. — Livret-guide de l'excursion E. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, 207 S., Lisboa 1949.
- : A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. — Estudo de geomorphologia, 186 S., Lisboa 1952.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G., SCHROEDER-LANZ, H. & WIENEKE, F.: Bericht über die küstenmorphologische Arbeiten im Schelfgebiet vor Südportugal und Nordwestmarokko im Zusammenhang mit der Atlantischen Kuppenfahrt 1967 der „Meteor“. — Dt. Geogr. Tg. Bad Godesberg 1967. Tag.Ber. u. wiss. Abh., 477—491, Wiesbaden 1969.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G., SCHROEDER-LANZ, H. & WIENEKE, F.: Beiträge zur Morphologie des Schelfes und der Küste bei Kap Sines (Portugal). — „Meteor“ Forschungsergebnisse R. C. Geologie und Geophysik, H. 3, 65—84, Berlin-Nikolassee 1970.
- GROSS, H.: Das Mittelwurm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, 187—198, Öhringen 1964.
- LAUTENSACH, H.: Die iberische Halbinsel, 700 S., München 1964.
- : Portugal (I). — *Pet. Geogr. Mitt. Erg.* H., 213, 187 S., Gotha 1932.
- : Morphologische Skizze der Küsten Portugals. — Sonderband *Z. Ges. Erdkde.* Berlin, 296—346, Berlin 1928.
- LEROF-GOURHAN, A.: Dénominations des Oscillations Würmiennes. — *Bull. de L.A.F.E.Q.*, 1969, S. 281—287.
- MENSCHING, H.: Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der iberischen Halbinsel. — *Würzburger Geogr. Arbeiten*, 12, 141—158, Würzburg 1964.
- RUSSEL, R. J.: Caribbean beach-rocks observations. — *Z. f. Geomorph.*, 3, 227—236, Berlin 1959.
- SCHROEDER-LANZ, H. & WIENEKE, F.: Morphologische Untersuchungen im Mündungsbereich des Oued Oum er Rbia (Marokko). — *Mitt. Geogr. Ges. München*, 54, 135—152, München 1969.
- SCHROEDER-LANZ, H.: War das Frühwurm (W I) eine selbständige Kaltzeit? — *Mitt. Geogr. Ges.*, 56, 1971, im Druck.
- SOLLID, J. L.: A 48 000 years old tree stump, presumably of spruce, found in Ringerike/South Norway. — *Norsk Geogr. Tidsskrift*, 23, 1970, S. 131—134.
- ZBYSZEWSKI, G.: Contribution à l'étude des terrains éruptifs du Cap Sines. — *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 22, 85—99, Lisboa 1941.
- Carta dos Solos de Portugal 1 : 50 000, Blatt Nr. 420, Lissabon 1962.
- Carta litologica submarina do Cabo de Sines ao Cabo de S. Vincente, Ministerio da Marinha Direcção de Hidrografia, 1962.

Manuskript eingeg. 30. 8. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. H. Schroeder-Lanz, 8 München 21, Geisenfelderstraße 1.

Ökologie, Taxonomie und Verbreitung der nichtmarinen Ostrakoden-Gattung *Scottia* im Quartär von Europa

VON EUGEN KARL KEMPF, Köln

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung. *Scottia browniana* (JONES 1850) BRADY & NORMAN 1889 war bisher als einziger Vertreter der Gattung *Scottia* aus dem Quartär von Europa bekannt. Die Art wurde zuerst fossil in Sedimenten des Mittel- und Altpleistozäns gefunden. Später glaubte man, diese Art auch rezent nachgewiesen zu haben.

Auffallende Unterschiede zeigten sich in den ökologischen Ansprüchen: Während die rezenten Exemplare nur in unmittelbarer Nähe von kalten Quellen vorkommen, fanden sich die Fossilien überwiegend in den wärmeren Abschnitten von interglazialen Ablagerungen. Diese Diskrepanz führte zur Untersuchung des Belegmaterials von den Typlokalitäten. Dabei stellte sich heraus, daß die rezenten Exemplare mit den fossilen artlich nicht identisch sind. Die rezent Art wird infolgedessen als *Scottia pseudobrowniana* n. sp. beschrieben. Ferner konnte ermittelt werden, daß *Cypris tumida* JONES 1850 sowie *Bythocypris candonaeformis* SCHWEYER 1949 ebenfalls in die Gattung *Scottia* zu stellen sind. Synonym mit *Scottia tumida* (JONES 1850) n. comb. ist *Cyclocypris huckei* TRIEBEL 1941, während *Cyclocypris triebeli* KEMPF 1967 mit *Scottia browniana* (JONES 1850) synonym ist. Ob *Scottia candonaeformis* (SCHWEYER 1949) n. comb. als selbständige Art oder als Synonym von *Scottia browniana* zu bewerten ist, muß anhand des Materials von der Typlokalität noch überprüft werden.

Insgesamt sind nunmehr mindestens drei *Scottia*-Arten aus dem Quartär von Europa bekannt. Von diesen wurden *Scottia browniana* und *Scottia tumida* bislang nur in warmzeitlichen Ablagerungen des Alt- und Mittelpleistozäns nachgewiesen. *Scottia pseudobrowniana* ist überwiegend rezent bekannt, findet sich gelegentlich aber auch fossil in Quellkalken und Seekreiden des Jungpleistozäns und Holozäns. Entsprechend der Verbreitungskarte sollte Südosteuropa oder Asien als Ausbreitungszentrum der Gattung *Scottia* in Betracht gezogen werden.

Ecology, taxonomy and distribution of the nonmarine ostracod genus *Scottia* within the Quaternary of Europe

Summary. Until now *Scottia browniana* (JONES 1850) BRADY & NORMAN 1889 has been known as the only representative of the genus *Scottia* from the Quaternary of Europe. At first the species had been found as a fossil in sediments of the Lower and Middle Pleistocene. Later on this species was believed to have been detected in the living state, too.

The ecological demands revealed striking differences: while the living forms are to be met with only in the immediate vicinity of cold springs, the fossils were found mainly within the warmer sections of interglacial deposits. This discrepancy led to the investigation of material from the type localities. Thereby it turned out that the living specimens are not conspecific with the fossil ones. Consequently as *Scottia pseudobrowniana* n. sp. the extant species is described. Furthermore it was possible to ascertain that *Cypris tumida* JONES 1850 as well as *Bythocypris candonaeformis* SCHWEYER 1949 belong to the genus *Scottia* as well. Synonymous with *Scottia tumida* (JONES 1850) n. comb. is *Cyclocypris huckei* TRIEBEL 1941, while *Cyclocypris triebeli* KEMPF 1967 is identical with *Scottia browniana* (JONES 1850). Whether *Scottia candonaeformis* (SCHWEYER 1949) n. comb. should be regarded as a different species or only as a synonym of *Scottia browniana* must be proved with the aid of material from the type-locality.

At present altogether there are known at least three species of the genus *Scottia* from the Quaternary of Europe. Of these until now *Scottia browniana* and *Scottia tumida* were detected only in interglacial deposits of the Lower and Middle Pleistocene. *Scottia pseudobrowniana* chiefly is known as a living species; occasionally, however, this species has been found also in the fossil state in sediments like calc-tufa (Quellkalk) and lake chalk (Seekreide) of the Late Pleistocene and Holocene. According to the distribution chart Southeast-Europe or Asia should be taken into consideration as the spreading centre of the genus *Scottia*.

Vorbemerkungen

Als im Verlauf der Jahre 1961 bis 1965 die Fauna und Flora aus dem limnischen Holstein-Interglazial des Niederrheingebietes von mir bearbeitet wurde, fanden sich unter den Ostrakoden zahlreiche Einzelklappen, die aufgrund der Schalenmerkmale nur einer Art der Gattungen *Scottia* oder *Cyclocypris* zugerechnet werden konnten.

Ein Vergleich mit Abbildungen der *Scottia browniana*, welche bis heute als einzige *Scottia*-Art des europäischen Quartärs gilt, konnte nicht positiv entschieden werden. Wesentlich größer war die Ähnlichkeit mit *Cyclocypris huckei*, die zudem in den gleichen Schichten ebenfalls vorkam. Die fraglichen Ostrakoden-Klappen wurden deshalb der Gattung *Cyclocypris* zugerechnet und als neue Art *C. triebeli* beschrieben (KEMPF 1967 a).

Das Studium der Literatur über *Scottia browniana* hatte immerhin einige Unstimmigkeiten offenbart. Diese betrafen vor allem die Ökologie der Art. So war die fossile *S. browniana* vorwiegend in interglazialen Sedimenten zusammen mit wärmeliebenden Pflanzen- und Tierarten gefunden worden. Die rezente *S. browniana* kommt dagegen fast ausschließlich in der unmittelbaren Nähe von kalten Quellen vor, hat sich dementsprechend als krenophil und kaltstenotherm erwiesen. Hier schien mir eine der Grundvoraussetzungen von Paläökologie und Paläoklimatologie in Frage gestellt, daß sich nämlich die ökologischen und klimatischen Ansprüche einer Art über gewisse Zeiträume hinweg nicht wesentlich ändern.

Allein aufgrund der Literatur, die ich möglichst vollständig zu erfassen versuchte, waren die auftretenden Fragen nicht zu beantworten. Deshalb wurde fossiles und rezentes Belegmaterial zu den Beschreibungen von *S. browniana* ausfindig gemacht und untersucht, was schließlich zu der nachfolgend dargestellten Revision der im europäischen Quartär vorkommenden *Scottia*-Arten führte.

Taxonomie

Gattung: *Scottia* BRADY & NORMAN, 1889
 non *Scottia* BOLIVAR, 1912 (Insecta, Orthoptera: Gryllidae).
 = *Scottiana* CARUS, 1890 (Druckfehler bei der Inhaltsangabe der Arbeit von BRADY & NORMAN 1889).

Diagnose: Eine Gattungsdia gnose, welche für rezente und fossile Arten gleichermaßen brauchbar ist, wird zur Zeit von E. TRIEBEL in Frankfurt erarbeitet, so daß darauf verwiesen werden kann.

Typusart:

Bezüglich der Typusart ergeben sich durch die vorliegende Untersuchung neue Erkenntnisse. Diese machen es notwendig, daß durch die Internationale Kommission für Zoologische Nomenklatur eine Typusart festgelegt wird, was durch die nachfolgenden Ausführungen erläutert werden soll.

1. Als BRADY & NORMAN 1889 die Gattung *Scottia* begründeten, haben diese Autoren eine Typusart nicht ausdrücklich festgelegt. Nach Artikel 68 (c) IRZN gilt derzeit *Cypris browniana* JONES 1850 als Typusart durch Indikation, und zwar durch Monotypie.

2. Bei der Aufstellung der Gattung *Scottia* hat den Autoren BRADY & NORMAN offensichtlich nur das Material der rezenten Art vorgelegen, welches 1886 durch SCOTT auf der Insel Bute gesammelt und bereits 1887 durch BRADY als rezenter Vertreter der bis dahin nur fossil bekannten Art *Cypris browniana* JONES 1850 beschrieben worden ist. Dies geht hervor aus der Tatsache, daß BRADY & NORMAN ausschließlich Material der rezenten Art abgebildet und in die Diagnose der neuen Gattung *Scottia* wie in die Beschreibung von *Scottia browniana* (JONES) vorzugsweise Merkmale des Weichkörpers aufgenommen haben. Der Vergleich mit Material der fossilen *Cypris browniana* JONES fand offensichtlich nicht statt; denn den Arbeiten von BRADY, BRADY & NORMAN sowie JONES aus jener Zeit ist keinerlei Hinweis zu entnehmen, der darauf schließen läßt, daß irgendein Austausch von Material stattgefunden hat. Von BRADY 1887 sowie BRADY & NORMAN 1889 werden zum Vergleich immer nur die Abbildungen in JONES 1857 herangezogen.

3. Belegmaterial von *Scottia browniana* (JONES) bzw. *Cypris browniana* JONES zu den Arbeiten von BRADY & NORMAN 1889 und JONES 1857 hat mir vorgelegen. Zusätzliches Material von *Cypris browniana* von der Typlokalität Clacton-on-Sea, welches Belegmaterial zu der Arbeit von WITHERS 1923 darstellt, konnte ebenfalls untersucht werden. Der Vergleich des Materials, von dem ausgewählte Stücke in der vorliegenden Arbeit photographisch abgebildet werden, ergibt eindeutig, daß z w e i zwar ähnliche aber dennoch deutlich voneinander unterschiedene Arten einer Gattung vorliegen. Die Bestimmung der rezenten Art als *Cypris browniana* JONES durch BRADY 1887 und BRADY & NORMAN 1889 ist deshalb eine Fehlbestimmung. Nach Artikel 49 IRZN kann der Artname *Scottia browniana* (JONES) für diese rezente Art nicht beibehalten werden. Stattdessen wird hierfür in der vorliegenden Arbeit der neue Name *Scottia pseudobrowniana* eingeführt.

4. Weil bei der Aufstellung der Gattung *Scottia* von den Autoren BRADY & NORMAN die rezente Art zugrunde gelegt worden ist, erweist sich damit auch die bislang durch Indikation gegebene Typusart als falsch bestimmt. Nach Artikel 67 (j) IRZN werden infolgedessen die Vorschriften von Artikel 70 IRZN wirksam, wonach der vorliegende Fall der Internationalen Kommission für Zoologische Nomenklatur übergeben werden muß, damit als Typusart die Art festgelegt wird, deren Wahl der Stabilität und Universalität der Nomenklatur am besten gerecht wird.

5. Nach Artikel 70 (a, III) IRZN hat die Kommission die Möglichkeit, die von BRADY & NORMAN g e n a n n t e Art, ohne Rücksicht auf die falsche Bestimmung, als Typusart festzulegen. Dann würde die bis heute ausschließlich fossil bekannte *Cypris browniana* JONES 1850 zur Typusart. Bei dieser Art handelt es sich tatsächlich um eine Art der Gattung *Scottia*, die infolgedessen durch BRADY & NORMAN 1889 richtig als *Scottia browniana* (JONES) kombiniert worden ist.

6. Nach Artikel 70 (a, I) IRZN hat die Kommission jedoch auch die Möglichkeit, die von BRADY & NORMAN t a t s ä c h l i c h b e a b s i c h t i g t e Art zur Typusart zu erklären, welche bei der Aufstellung der Gattung *Scottia* falsch bestimmt war und in der vorliegenden Arbeit mit dem Namen *Scottia pseudobrowniana* belegt wird.

7. In der Systematik der Ostrakoden besteht heutzutage die dringende Erfordernis, einer Aufspaltung in eine zoologische Systematik einerseits und in eine paläontologische andererseits entgegenzuwirken (HARTMANN 1964). Wichtig ist deshalb, daß die Gattungen sowohl nach zoologischen wie nach paläontologischen Merkmalen eindeutig voneinander unterschieden werden können. Dies ist aber nur möglich, wenn eine Gattung auf einer rezenten Typusart basiert. Aus diesem Grunde möchte ich der Kommission vorschlagen, nach Artikel 70 (a, I) IRZN zu verfahren, was auch den Absichten der Autoren BRADY & NORMAN und den Nomenklaturregeln am besten gerecht wird.

Scottia pseudobrowniana n. sp. (Abb. 1 d—h, 2 a—h)

Synonymie

- 1887 *Cypris browniana* JONES-BRADY: 330, Taf. 19, Fig. 3—4.
 1889 *Scottia browniana* (JONES) - BRADY & NORMAN: 72, Taf. 9, Fig. 23—24, Taf. 11, Fig. 19—25.
 1890 *Scottia browniana* - SCOTT: 339—342.
 1896 *Scottia browniana* - BRADY & NORMAN: 720.
 1904 *Scottia browniana* (sic!) - JENSEN: 37, 55.
 1906 *Scottia browniana* - SCOTT: 269.
 1910 *Scottia browniana* (sic!) - MUNTZE: 60—61, 65, 68—69, 138, 140.
 1912 *Scottia browniana* - MÜLLER: 219.
 1915 *Scottia browniana* (sic!) - ALM: 88—89, Abb. 52.
 1920 *Scottia browniana* - BREHM: 5, 9—10, 13—16.
 1924 *Scottia browniana* (sic!) - BRONSTEIN: 82—83, 85—86, Abb. 3.
 1925 *Scottia browniana* - KLIE: 272—273, 284, 287—288, 292—293.
 1926 *Scottia browniana* - THIENEMANN: 267—269, 305—306.
 1931 *Scottia browniana* - LOWNDES: 102—104, Taf. 3, Fig. 82—87.
 1932 *Scottia browniana* - BEYER: 51—53.
 1938 *Scottia browniana* - KLIE: 130—131, Abb. 432—437.
 1940 *Scottia browniana* - KÜHN: 198—200.
 1940 *Scottia browniana* - GRAF: 489—490.
 1947 *Scottia browniana* - BRONSTEIN: 152—154, Abb. 76: 1—12.
 1955 *Scottia browniana* - DIETZ: 93—95, Abb. 1.
 1958 *Scottia browniana* - FARKAS: 27—28, Abb. 25 a—d.
 1961 *Scottia browniana* - SWAIN: 227, Abb. 162: 4 a—b.
 1964 *Scottia browniana* - DANIELOPOL & VESPREMEANU: 31, 34, Abb. 3.
 1965 *Scottia browniana* - SYWULA: 17.
 1965 *Scottia* cfr. *browniana* - DEVOTO: 343—344, Abb. 48.
 1966 *Scottia browniana* - PETKOVSKI: 103—104, Abb. 32—35.
 1967 *Scottia browniana* - LÖFFLER: 169.

1967 *Scottia browniana* - ABSOLON: 55—59, Abb. 1—3.

1968 *Scottia browniana* - ABSOLON: 346.

1969 *Scottia browniana* - NÜCHTERLEIN: 267.

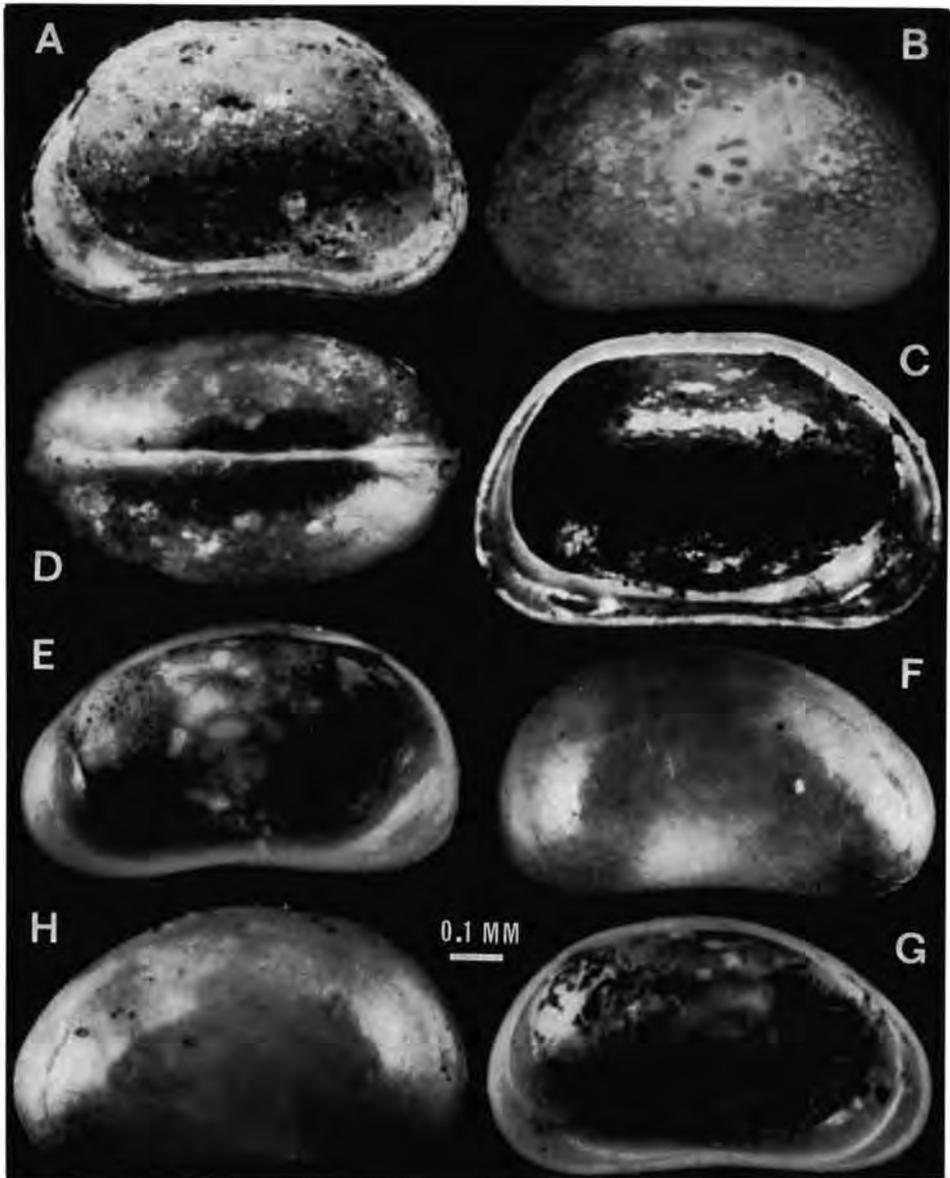


Abb. 1. A—C: *Scottia browniana* (JONES, 1850), BRADY & NORMAN, 1889; Mittelpleistozän, Clacton-Interglazial, Clacton-on-Sea, Essex, England. — A: Rechte Klappe von innen, Lectotypus. — B: Rechte Klappe von außen, Lectoparatyp. — C: Linke Klappe von innen, Lectoparatyp. D—H: *Scottia pseudobrowniana* n. sp.; Rezent, Wiesenquelle bei Loch Fadd, Insel Bute, Schottland. D: Gehäuse (♀) von oben, Holotyp. — E—F: Rechte Klappe (♀) von innen und außen, Paratyp. — G—H: Linke Klappe (♀) von innen und außen, Paratyp. (Alle Belegstücke im British Museum, Natural History: Department of Palaeontology (A—C) und Department of Zoology (D—H).

Name: Wegen der Ähnlichkeit und bisherigen Verwechslung mit der wirklichen *Scottia browniana* wird die vorliegende Art *S. pseudobrowniana* genannt.

Holotyp: Ein komplettes weibliches Gehäuse mit eingeschlossenem eingetrocknetem Weichkörper (Brit. Mus. Nat. Hist., Dept. Zool., No. 1900-3-6-35 A); Abb. 1 d.

Paratypen: Das restliche Material von der Typlokalität (Brit. Mus. Nat. Hist., Dept. Zool., No. 1900-3-6-35 B, No. 1900-3-6-34, No. 1911-11-8-m 2798, No. 1911-11-8-30877 — 30896); Abb. 1 e—h, 2 a—d.

Typlokalität: Wiesentümpel an einer Quelle nahe dem östlichen Ufer von Loch Fadd westlich von Rothesay auf der Insel Bute, Schottland.

Diagnose: Eine *Scottia* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse in Dorsalansicht elliptisch mit größter Breite in der Mitte, in Seitenansicht nierenförmig mit eng gerundetem, infrakurvatem Vorderende und weit gerundetem, nahezu äquikurvatem Hinterende. Höhe und Breite des Gehäuses erreichen etwa $\frac{3}{5}$ der Länge. Verkalkter Teil der Innenlamelle sehr breit, und zwar anteroventral als auch posteroventral von gleicher Breite. Die Schwimmborsten der zweiten Antenne sind äußerst kurz; sie reichen nicht bis an das letzte Glied des dreigliedrigen Endopoditen.

Material

Für die Untersuchungen stand Material von verschiedenen Fundorten zur Verfügung.

1. Ein Teil des Belegmaterials zu BRADY 1887 sowie BRADY & NORMAN 1889 von der Typlokalität nahe Loch Fadd in Schottland aus dem Britischen Museum in London.

2. Ein Teil des Belegmaterials zu BREHM 1920, KLIE 1925 und THIENEMANN 1926 von Quellen auf der Insel Rügen und von der Quelle IV am Dieksee bei Plön aus dem Zoologischen Institut und Museum der Universität Hamburg.

3. Ein Teil des Belegmaterials zu BREHM 1920, KLIE 1925 und THIENEMANN 1926 von der Quelle III am Kellersee bei Malente aus der Sammlung von H. V. HERBST, Landesanstalt für Gewässerkunde und Gewässerschutz in Krefeld (früher Limnologische Station Niederrhein).

4. Ein Teil des Belegmaterials zu DEVOTO 1965 von Aquino (Jungpleistozän) aus dem Senckenberg-Museum in Frankfurt.

5. Rezentens und fossiles Material von verschiedenen Fundorten in der Tschechoslowakei aus der Sammlung von A. ABSOLON in Prag.

Größe (in μm)

Fundort	Material	Länge	Höhe	Breite	L/H
Loch Fadd (Typlokalität)	♀ (4 Gehäuse)	807 ± 18	493 ± 32	488 ± 12	1,655 ± 0,084
	♂ (9 Gehäuse)	750 ± 25	459 ± 21	444 ± 44	1,656 ± 0,056
Dieksee (Quelle IV)	♀ (18 Gehäuse)	800 ± 25	481 ± 19	475 ± 25	1,687 ± 0,064
	♂ (21 Gehäuse)	751 ± 38	450 ± 25	450 ± 25	1,674 ± 0,042
Insel Rügen	♀ (8 Gehäuse)	775 ± 25	463 ± 13	457 ± 19	1,665 ± 0,086
	♂ (4 Gehäuse)	740 ± 35	444 ± 19	438 ± 13	1,697 ± 0,039

Es muß darauf hingewiesen werden, daß die Messungen nicht an Einzelklappen, sondern an kompletten Gehäusen durchgeführt wurden. Die gewonnenen Werte entsprechen somit der größten linken Klappe. Leider standen nur wenige Einzelklappen für Messungen zur Verfügung. Den Größenunterschied zwischen linker und rechter Klappe mag nachfolgende Angabe verdeutlichen:

Linke Klappe ♀: Länge 825 μm , Höhe 488 μm , L/H = 1,690;

Rechte Klappe ♀: Länge 800 μm , Höhe 460 μm , L/H = 1,739.

Gehäusemerkmale

Form: In Dorsalansicht ist der Umriss des Gehäuses elliptisch mit größter Breite in der Mitte. Vorder- und Hinterende sind breit gerundet. Die linke Klappe steht an beiden Enden über, ist also deutlich größer als die rechte. In Seitenansicht ist der Umriss des Gehäuses nierenförmig mit größter Höhe kurz hinter der Mitte. Der

Dorsalrand der Klappen ist stark gerundet; er geht ohne die Bildung von Winkeln allmählich in den eng gerundeten, infrakurvaten Vorderrand, jedoch steil abfallend in den weit gerundeten, nahezu äquikurvaten Hinterrand über. Der Ventralrand ist bei den linken Klappen kaum, bei den rechten Klappen deutlich in der Mitte eingebuchtet. Sowohl

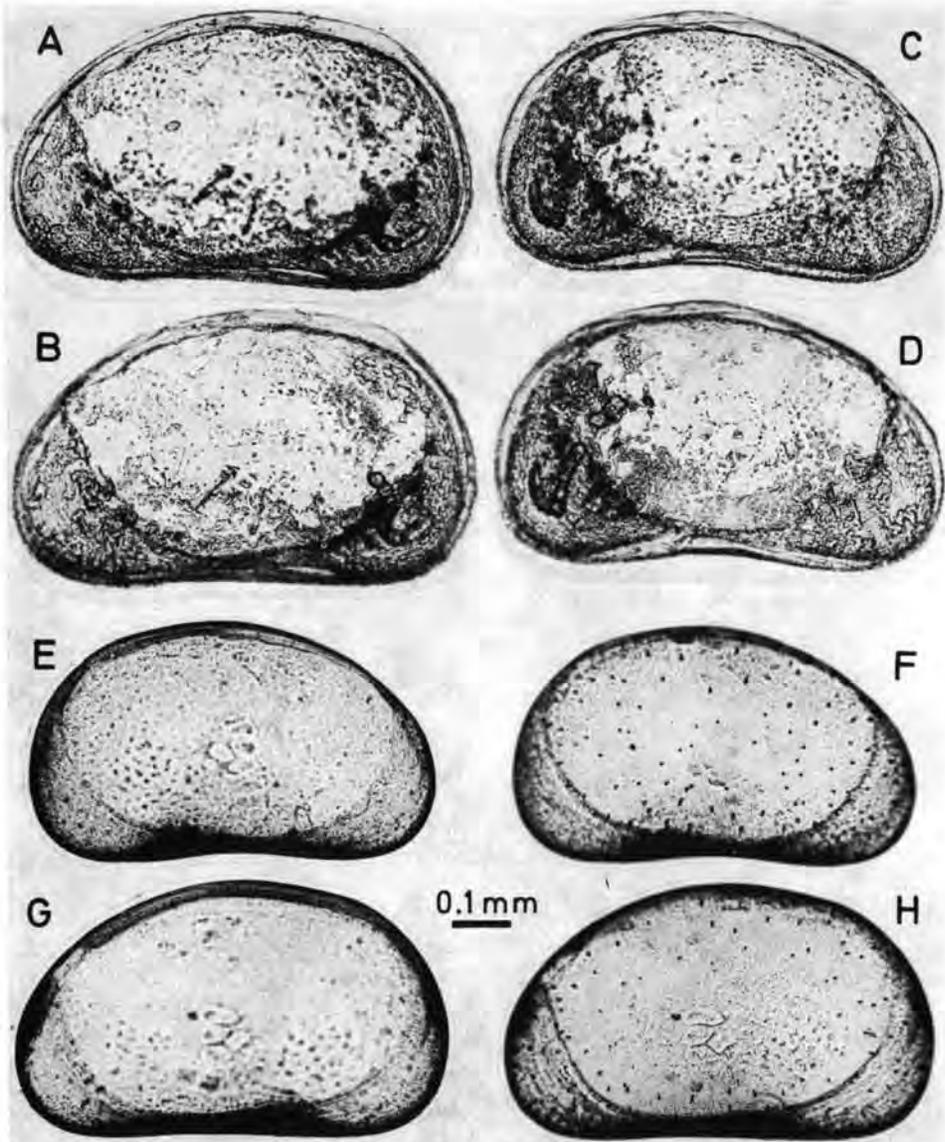


Abb. 2. A—D: *Scottia pseudobrowniana* n. sp.; Rezent, Wiesenquelle bei Loch Fadd, Insel Bute, Schottland. — A—B: Linke Klappe (♀) von außen, randscharf und flächenscharf, Paratyp. — C—D: Rechte Klappe (♀) von außen, randscharf und flächenscharf, Paratyp. — Der Versuch, diese auch in Abb. 1 in Auflichtaufnahmen abgebildeten Klappen durchscheinend zu machen, hat leider zu einer weitgehenden Entkalkung derselben geführt. — E—H: *Scottia pseudobrowniana* n. sp.; Holozän, Atlantikum, Liteň, Tschechoslowakei (leg. A. ABSOLON). — E—F: Rechte Klappe von außen, randscharf und flächenscharf. — G—H: Linke Klappe von außen, randscharf und flächenscharf.

die Höhe wie die Breite des Gehäuses erreichen etwa $\frac{3}{5}$ der Länge. Ein sexueller Dimorphismus macht sich in der Form kaum, wohl aber in der Größe bemerkbar, wie die vorstehenden Meßergebnisse zeigen; danach sind die weiblichen Exemplare stets etwas größer als die männlichen, was beim Volumen im Durchschnitt etwa 20 % ausmacht. Die Larvenstadien weichen in der Form nur unwesentlich von den adulten Exemplaren ab. Leider reichte das Material nicht aus, um die ganze ontogenetische Formenentwicklung studieren zu können.

Randzone: Bei beiden Klappen wird der Außenrand vom Saum gebildet. An der größeren linken Klappe ist keine Außenleiste entwickelt, während an der rechten Klappe im mittleren Abschnitt vom Ventralrand eine schwach ausgebildete Außenleiste wahrzunehmen ist. Der rechten Klappe fehlt dafür eine Innenleiste; in der linken Klappe ist eine solche in stumpfwinkliger Form durch Knickung der Innenlamelle vorhanden. Außerdem ist hier der Saum über den ganzen freien Schalenrand entlang der inneren Saumlinie von der Innenlamelle rechtwinklig abgesetzt. Beim geschlossenen Gehäuse greift der Saum der linken Klappe dadurch deutlich über denjenigen der rechten Klappe hinweg, vor allem an den beiden Endrändern, am stärksten jedoch in der Augengegend, wo der Saum einen keilförmigen Vorsprung ausbildet. Der verkalkte Teil der Innenlamelle weist am Vorder- und Hinterrand die gleiche beträchtliche Breite von 100—150 μm auf, was entsprechend große Vestibuli zur Folge hat. Am Ventralrand ist die Innenlamelle nur halb so breit. Die verschmolzene Zone ist an den Endrändern sehr schmal, jedoch in der Mitte des Ventralrandes fast doppelt so breit; sie wird von zahlreichen feinen, unverzweigten Porenkanälen durchsetzt. Im proximalen Bereich der Verwachsungslinie ist auch die überwiegende Zahl der lateralen Porenkanäle (etwa 100 pro Klappe) zu beobachten, die ansonsten nur spärlich verstreut in den Seitenflächen auftreten. Die relativ starke Beborstung ist somit auf die Nachbarschaft der freien Schalenränder beschränkt. Einzelne Borsten waren selbst bei fossilen Exemplaren aus dem Postglazial noch erhalten. Das Schloß entspricht dem adonten Typ. Am Dorsalrand der linken Klappe verläuft etwas proximal vom Saum ein bogenförmiger Wulst, welcher dem Saum der rechten Klappe als Widerlager dient. Der Schloßwulst ist von der Innenlamelle des freien Schalenrandes durch Lücken getrennt, was besonders in der Augengegend sehr stark zum Ausdruck kommt.

Skulptur und Wandbeschaffenheit: Die Klappenoberfläche ist glatt und glänzend. Sowohl im auffallenden wie im durchfallenden Licht lassen die Klappen Abdrücke der Geschlechtsdrüsen nicht erkennen. Eine eindeutige sexuelle Zuordnung fossilen Materials ist deshalb kaum möglich.

Muskelnarben: Das zweireihige Schließmuskelfeld besteht aus vier großen und zwei kleinen Narben. Davon bilden drei große und eine kleine Narbe die vordere, eine große und eine kleine Narbe die hintere Reihe. Schräg unterhalb vor dem Schließmuskelfeld liegen zwei Mandibularnarben. Eine vertikal langgestreckte antennale Narbe findet sich vor den beiden obersten Schließmuskelnarben. Im Bereich des Dorsalrandes sind weitere Narben vorhanden.

Wichtige Merkmale der Weichteile

Bei der 1. Antenne sind die meisten Schwimmborsten normal entwickelt. Alle Schwimmborsten der 2. Antenne sind dagegen äußerst kurz; sie reichen nicht bis an das letzte Glied des dreigliedrigen Endopoditen, welches mit kurzen starken Klauen versehen ist. Das 1. Thoraxbein trägt eine gut entwickelte Atemplatte und beim Männchen den Greiftaster mit stark sichelförmig gekrümmtem Finger. Der rechte Greiftaster ist etwas größer als der linke. Beim 2. Thoraxbein trägt das Endglied terminal eine mehr als 100 μm lange gezähnte Klaue und parallel dazu eine fast gleichlange klauenähn-

liche, gefiederte Borste. Der gedrungene Stamm der *Furka* ist kräftig chitinisiert. Hinterrand und Hinterrandborste sind locker bewimpert. Letztere ist mit $85 \mu\text{m}$ ziemlich lang. Vordere und hintere Klaue stehen dicht beisammen und sind nur wenig kürzer als die Hinterrandborste. Im äußeren Drittel sind sie an der hinteren Seite eigenartig gekerbt und im mittleren Drittel mit einer kammartigen Borstenreihe besetzt. Die Vorderrandborste ist stachelig und etwa $35 \mu\text{m}$ lang. Der muskulöse Teil des *Ductus ejaculatorius* ist abgesehen von den trichterförmigen Endplatten mit 19 bis 21 Chitinkränzen bewehrt, die relativ dicht stehen und senkrecht zur Längsachse des Organs orientiert sind.

Scottia browniana (JONES, 1850) BRADY & NORMAN, 1889 (Abb. 1 a—c)

Synonymie

- *1850 *Cypris browniana* n. sp. - JONES: 25—26, Taf. 3, Fig. 1 a—d.
- 1857 *Cypris browniana* - JONES: 13, Taf. 1, Fig. 1 a—e.
- 1870 *Cypris browniana* - JONES: 158.
- 1875 *Cypris browniana* - PRESTWICH: 38—39.
- 1882 *Cypris browniana* - REID: 66.
- 1887 *Cypris browniana* - JONES & SHERBORN: 459.
- 1889 *Cypris browniana* - JONES & SHERBORN: 3, 9.
- 1889 *Scottia browniana* (JONES) - BRADY & NORMAN: 72 (pars fossilis).
- 1897 *Scottia browniana* - CHAPMAN: 593.
- 1923 *Scottia browniana* - WITHERS: 627—628.
- 1966 *Cyclocypris* n. sp. - KEMPF: 32—34.
- 1967 *Cyclocypris triebeli* n. sp. - KEMPF: 123—127, Abb. 2—3, Taf. 1, Fig. 11—12.
- 1968 *Cyclocypris* sp. 1 — GAGIĆ: 220, 222—223 (Zuordnung aufgrund schriftl. Mitteilung).
- 1968 *Cyclocypris huckei* TRIEBEL - SZÉLES: 395—400 (Nach Mitteilung von K. DIEBEL, Berlin, befindet sich *S. browniana* unter dem so bestimmten Material).
- 1968 *Scottia browniana* - LÜTTIG: 78, Tab. 2.

Name: Von JONES wurde die Art nach JOHN BROWN aus Stanway benannt, der die Ostrakoden entdeckte und sammelte.

Lectotypus: Eine rechte Klappe aus dem Belegmaterial zu JONES 1857, die mit dessen Figur 1 b auf Tafel 1 am besten übereinstimmt (Brit. Mus. Nat. Hist., Palaeont. Dep. I 6480); Abb. 1 a.

Das Belegmaterial zu JONES 1850 ließ sich nicht ausfindig machen; möglicherweise ist es identisch mit dem Belegmaterial zu JONES 1857.

Lectoparotypen: Die restlichen zwei rechten und vier linken Klappen des Belegmaterials zu JONES 1857 (Brit. Mus. Nat. Hist., Palaeont. Dep. Io. 3090-5).

Typlokalität: Clacton-on-Sea, Essex, England; Mittel-Pleistozän, limnische Ablagerungen des Clacton-Interglazials, welches ein Äquivalent des Holstein-Interglazials darstellt.

Diagnose: Eine *Scottia* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse in Dorsalansicht gestreckt eiförmig mit größter Breite hinter der Mitte; Vorderende enger gerundet als das Hinterende. Seitenansicht annähernd trapezförmig mit breit gerundetem, infrakurvatem Vorder- und Hinterrand; Dorsalrand von halber Länge des Ventralrandes und letzterem parallel. Die Höhe des Gehäuses erreicht $\frac{5}{8}$ der Länge, die Gehäusebreite etwas weniger. Verkalkter Teil der Innenlamelle am Vorderrand sehr breit, ventral und am Hinterrand um $\frac{1}{3}$ schmaler. Innenleiste der linken Klappe antero- und posteroventral mit beulenartigen Verdickungen von unterschiedlicher Stärke. Juvenile Klappen mit nach hinten abgeschrägtem Dorsalrand und größter Höhe stets vor der Mitte.

Material

Für die Untersuchungen standen Exemplare von verschiedenen Fundorten zur Verfügung:

1. Ein Teil des Belegmaterials zu JONES 1857 und WITHERS 1923 von der Typlokalität Clacton-on-Sea (Holstein-Interglazial) aus dem Britischen Museum in London.

2. Ein Teil des Belegmaterials zu DIEBEL (im Druck) von Kalbsrieth (Mittelpleistozän) aus dem Paläontologischen Museum in Berlin.

3. Das Belegmaterial zu KEMPF 1966 und 1967 von Tönisberg (Holstein-Interglazial) und solches von Tegelen (Tegelen-Warmzeit) aus dem Geologischen Institut der Universität Köln.

Größe (in μm)

Fundort	Material	Länge	Höhe	Breite	L/H
Clacton (Typlokalität)	30 linke Klappen	813 ± 63	524 ± 31	475 ± 25	$1,591 \pm 0,159$
	30 rechte Klappen	813 ± 38	513 ± 38	(Gehäuse)	$1,593 \pm 0,057$
Tönisberg	12 linke Klappen	800 ± 50	515 ± 35	—	$1,575 \pm 0,025$
	13 rechte Klappen	775 ± 25	490 ± 10	—	$1,565 \pm 0,065$

Gehäusemerkmale

Form: In Dorsalansicht ist der Umriss des Gehäuses gestreckt eiförmig mit größter Breite hinter der Mitte; das Vorderende ist enger gerundet als das Hinterende. Die linke Klappe umfaßt die rechte an den beiden Endrändern und ventral. In Seitenansicht ist der Umriss des Gehäuses annähernd trapezförmig mit breit gerundetem, infrakurvatem Vorder- und Hinterrand. Der gerade Dorsalrand weist die halbe Länge des Ventralrandes auf und ist letzterem bei adulten Exemplaren parallel. Die Übergänge vom Dorsalrand zu den beiden Endrändern sind stumpf gewinkelt; der Abfall zum Hinterrand erfolgt steiler als zum Vorderrand. Der Ventralrand ist bei den linken Klappen kaum, bei den rechten deutlich eingebuchtet. Die Höhe des Gehäuses erreicht $\frac{5}{8}$ der Länge, die Gehäusebreite etwas weniger. Die Larvenstadien unterscheiden sich von den adulten Exemplaren vor allem durch den nach hinten abgeschrägten Dorsalrand; je jünger das Larvenstadium, um so schräger ist dieser. Die größte Höhe liegt bei jedem Stadium vor der Mitte.

Randzone: Bei beiden Klappen wird der Außenrand vom Saum gebildet. An der größeren linken Klappe ist keine Außenleiste entwickelt, während am Ventralrand der rechten Klappe eine solche deutlich ausgeprägt ist. Der rechten Klappe fehlt dafür eine Innenleiste, die in der linken Klappe durch stumpfwinklige Knickung der Innenlamelle vorhanden ist. Antero- und posteroventral weist diese Innenleiste beulenartige Verdickungen von unterschiedlicher Stärke auf, welche dem Saum der rechten Klappe beim Schließen des Gehäuses als Widerlager dienen. Der Saum der linken Klappe ist entlang der inneren Saumlinie von der Innenlamelle an den Endrändern stumpfwinklig, am Ventralrand rechtwinklig abgesetzt. Beim geschlossenen Gehäuse greift der Saum der linken Klappe dadurch über denjenigen der rechten Klappe hinweg, besonders deutlich am Ventralrand und in der Augengegend, wo der Saum stärker eingebuchtet ist. Der verkalkte Teil der Innenlamelle weist am Vorderrand eine Breite von 120–150 μm auf, am Ventral- und Hinterrand ist er um $\frac{1}{3}$ schmaler. Die verschmolzene Zone ist an den Endrändern sehr schmal, am Ventralrand mehr als doppelt so breit, erreicht jedoch den Innenrand nicht. Sie wird von feinen Porenkanälen durchsetzt, die besonders am Ventralrand in relativ weitem Abstand stehen. Das Schloß entspricht dem adonten Typ. Am Dorsalrand der linken Klappe verläuft als Innenleiste ein bogenförmiger Wulst, welcher in Verbindung mit dem Saum eine deutliche Schloßfurche bildet, die dem Dorsalrand der rechten Klappe als Widerlager dient. Der Schloßwulst ist von der Innenlamelle des freien Schalenrandes durch Lücken getrennt, besonders auffällig in der Augengegend.

Skulptur und Wandbeschaffenheit: Die Oberfläche der ziemlich dicken Klappen ist meistens glatt und glänzend. In dem Material von Clacton finden sich mehrfach jedoch auch Exemplare, die ein Netzmuster erkennen lassen (Abb. 1 b). Flächenständige Porenkanäle durchsetzen in mäßiger Zahl die Schale (etwa 100 pro Klappe). Diese

sind proximal trichterförmig geweitet und treten im Bereich des Ventralrandes bevorzugt auf. Sowohl im auffallenden wie im durchfallenden Licht lassen die Klappen Abdrücke der Geschlechtsdrüsen nicht erkennen. Eine eindeutige sexuelle Zuordnung der Exemplare ist bei dieser bisher nur fossil bekannten Art deshalb nicht möglich.

Muskelnarben: Das zweireihige Schließmuskelfeld besteht aus vier großen und zwei kleinen Narben. Davon bilden drei große und eine kleine Narbe die vordere, eine große und eine kleine Narbe die hintere Reihe. Schräg unterhalb vor dem Schließmuskelfeld liegen zwei Mandibularnarben. Eine vertikal langgestreckte antennale Narbe findet sich vor der obersten Schließmuskelnarbe. Im Bereich des Dorsalrandes sind weitere Narben vorhanden.

Scottia tumida (JONES, 1850) n. comb. (Abb. 3 a—c)

Synonymie

- *1850 *Cypris tumida* n. sp. - JONES: 26, Taf. 3, Fig. 2 a—c.
- 1857 *Cypris browniana* var. *tumida* (JONES) - JONES: 13—14, Taf. 1, Fig. 2 a—b.
- 1870 *Cypris browniana* var. *tumida* (JONES) - JONES: 158.
- 1889 *Cypris browniana* var. *tumida* (JONES) - JONES & SHERRORN: 3.
- 1941 *Cyclocypris huckei* n. sp. - TRIEBEL: 66—68, Abb. 1—2, Taf. 2, Fig. 13—15.
- 1961 *Cyclocypris huckei* TRIEBEL - DIEBEL: 536—538, Abb. 3, Taf. 2, Fig. 1—5.
- 1966 *Cyclocypris huckei* - KEMPF: 32—34.
- 1967 *Cyclocypris huckei* - KEMPF: 123, Taf. 1, Fig. 10.
- 1968 *Cyclocypris huckei* - GAGIĆ: 219—226.
- 1968 *Cyclocypris huckei* (pro parte) - SZÉLES: 395—400, 403, Taf. 1, Fig. 8.
- 1968 *Cyclocypris huckei* - LÜTTIG: 78, Tab. 2.

Name: Von JONES wurde die Art mit dem lateinischen Wort *tumidus* = aufgebläht benannt.

Lectotypus: Die einzige, nicht besonders gut erhaltene, rechte Klappe, welche von der Typlokalität Grays in Essex zu bekommen war (Brit. Mus. Nat. Hist., Palaeont. Dep. Io. 4365); Abb. 3 b—c.

Diese Klappe könnte aus dem Belegmaterial zu JONES 1850 oder 1857 stammen. Leider konnten die von diesem Autor abgebildeten Exemplare nicht aufgefunden werden.

Typlokalität: Grays, Essex, England; Pleistozän, limnische tonige Sande.

Diagnose: Eine *Scottia* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse in Dorsalansicht gestreckt eiförmig mit größter Breite hinter der Mitte; Vorderende deutlich enger gerundet als das Hinterende. Seitenansicht gedrunten mit eng gerundetem, infrakurvatem Vorder- und weit gerundetem, äquikurvatem Hinterrand. Die Höhe des Gehäuses erreicht $\frac{7}{10}$, die Breite $\frac{6}{10}$ der Länge. Verkalkter Teil der Innenlamelle am Vorderrand der linken Klappe breit, am Ventral- und Hinterrand sowie in der rechten Klappe um $\frac{1}{3}$ schmaler. Innenleiste der linken Klappe antero- und posteroventral mit mehr oder weniger deutlichen beulenartigen Verdickungen.

Material

Für die Untersuchungen standen nur in geringer Menge Exemplare von verschiedenen Fundorten zur Verfügung:

1. Eine Klappe von der Typlokalität Grays (Pleistozän) aus dem Britischen Museum in London.
2. Ein Teil des Belegmaterials zu TRIEBEL 1941 von Fürstenberg (Holstein-Interglazial) aus dem Senckenberg-Museum in Frankfurt.
3. Das Belegmaterial zu KEMPF 1966 und 1967 von Tönisberg (Holstein-Interglazial) sowie von Tegelen (Tegelen-Warmzeit) aus dem Geologischen Institut der Universität Köln.

Größe

Von dieser Art stand mir nicht so viel Material zur Verfügung, als daß ich aufgrund eigener Messungen einen Überblick über die Variationsbreite geben könnte. Das zahlenmäßig umfangreichste Material hat bisher K. DIEBEL aus dem Holstein-Interglazial von Syrniki untersucht und vermessen, wonach sich folgende Werte ergeben:

Linke Klappen:	Länge $700 \pm 50 \mu\text{m}$, Höhe $488 \pm 38 \mu\text{m}$, L/H 1,43;
Rechte Klappen:	Länge $675 \pm 50 \mu\text{m}$, Höhe $463 \pm 38 \mu\text{m}$, L/H 1,45.

Gehäusemerkmale

Form: In Dorsalansicht ist der Umriss des Gehäuses gestreckt eiförmig mit größter Breite hinter der Mitte; das Vorderende ist deutlich enger gerundet als das Hinterende. Die linke Klappe umfaßt die rechte an den beiden Endrändern und ventral. In Seitenansicht ist der Umriss des Gehäuses gedrunken mit größter Höhe in der Mitte. Der flach gewölbte Dorsalrand verläuft auf ein kurzes Stück fast gerade; er geht ohne die Bildung auffallender Winkel allmählich in den eng gerundeten, infrakurvaten Vorderrand aber mit steilem Abfall in den weit gerundeten, äquikurvaten Hinterrand über. Der Ventralrand ist bei den linken Klappen gerade, bei den rechten schwach eingebuchtet. Die Höhe des Gehäuses erreicht $\frac{7}{10}$, die Breite $\frac{6}{10}$ der Länge. Die Larvenstadien weichen in der Form nur unwesentlich von den adulten Exemplaren ab.

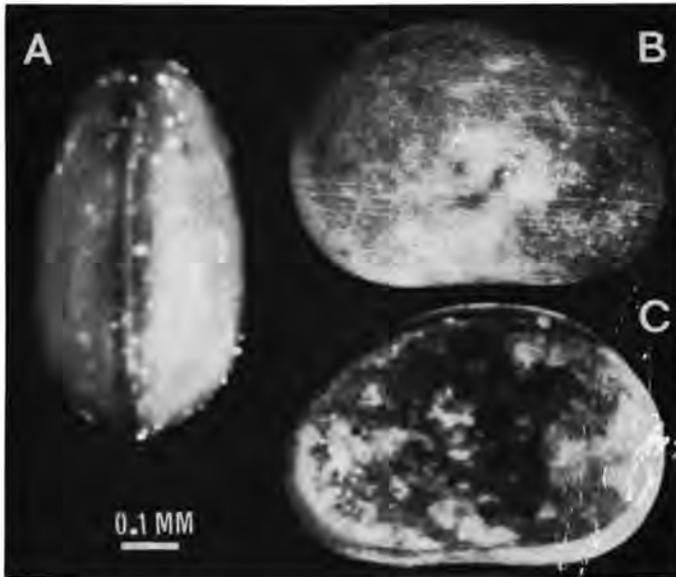


Abb. 3. A: *Scottia tumida* (JONES, 1850) n. comb.; Mittelpleistozän (Paludinen-Schichten), Fürstenberg, Deutschland. Paratyp zu *Cyclocypris huckei* TRIEBEL; Senckenberg-Museum, Frankfurt. Gehäuse von oben. — B—C: *Scottia tumida* (JONES 1850) n. comb.; Pleistozän, Grays, Essex, England. — B: Rechte Klappe von außen, Lectotyp. — C: Rechte Klappe von innen, Lectotyp.

Randzone: Bei beiden Klappen wird der Außenrand vom Saum gebildet. An der größeren linken Klappe ist keine Außenleiste vorhanden, während eine solche in der Mitte des Ventralrandes bei der rechten Klappe ausgebildet ist. Letzterer fehlt dafür eine Innenleiste, die in der linken Klappe durch stumpfwinklige Knickung der Innenlamelle vorhanden ist. Antero- und posteroventral weist die Innenleiste mehr oder weniger deutliche beulenartige Verdickungen auf, welche dem Ventralrand der rechten Klappe als Widerlager dienen. Der Saum der linken Klappe ist entlang der inneren

Saumlinie von der Innenlamelle abgesetzt, und zwar im mittleren Bereich des Ventralrandes rechtwinklig, ansonsten stumpfwinklig. Beim geschlossenen Gehäuse greift dadurch der Saum der linken Klappe über denjenigen der rechten Klappe hinweg, besonders stark am Ventralrand und in der Augengegend, wo der Saum stumpfwinklig vorspringt. Der verkalkte Teil der Innenlamelle wird am Vorderrand der linken Klappe etwa $80\ \mu\text{m}$ breit; am Ventral- und Hinterrand der linken Klappe sowie in der rechten Klappe ist er etwa um $\frac{1}{3}$ schmaler. Die verschmolzene Zone ist an den Endrändern sehr schmal, am Ventralrand hingegen mehr als doppelt so breit, erreicht aber den Innenrand nicht. Sie wird von feinen Porenkanälen durchsetzt, die am Vorderrand eng, ansonsten aber mit relativ weitem Abstand stehen. Das Schloß entspricht dem adonten Typ. Am Dorsalrand der linken Klappe verläuft als Innenleiste ein bogenförmiger Wulst, der in Verbindung mit dem randständigen Saum eine ausgeprägte Schloßfurche bildet. Der Schloßwulst ist von der Innenlamelle des freien Schalenrandes durch Lücken getrennt, besonders augenfällig in der Augengegend.

Skulptur und Wandbeschaffenheit: Die Oberfläche der Klappen ist glatt und glänzend. Flächenständige Porenkanäle durchsetzen in mäßiger Zahl die Schale (etwa 70 pro Klappe). Sowohl im auffallenden wie im durchfallenden Licht lassen die Klappen Abdrücke der Geschlechtsdrüsen nicht erkennen. Eine eindeutige sexuelle Zuordnung der Exemplare ist bei dieser bisher nur fossil bekannten Art deshalb nicht möglich.

Muskelnarben: Das zweireihige Schließmuskelfeld besteht aus vier großen und zwei kleinen Narben. Davon bilden drei große und eine kleine Narbe die vordere, eine große und eine kleine Narbe die hintere Reihe. Schräg unterhalb vor dem Schließmuskelfeld liegen zwei Mandibularnarben. Eine vertikal langgestreckte antennale Narbe findet sich vor der obersten Schließmuskelnarbe. Im Bereich des Dorsalrandes sind weitere Narben vorhanden.

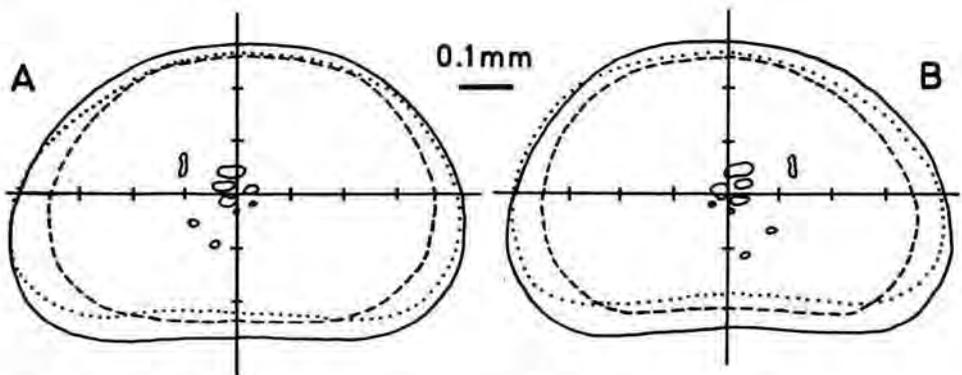


Abb. 4. Vergleichende Darstellung von Größe und Umriss der Arten *Scottia browniana* (—), *Scottia pseudobrowniana* (.....) und *Scottia tumida* (----). Die Umrisse sind so übereinander angeordnet, daß der unterste große Schließmuskelfleck der vorderen Reihe jeweils übereinander liegt, und zwar in der linken oberen Ecke des Quadranten vorn unten.

A = linke Klappe, B = rechte Klappe.

Scottia candonaeformis (SCHWEYER, 1949) n. comb.

Synonymie

*1949 *Bythocypris candonaeformis* n. sp. - SCHWEYER: 63, Taf. 4, Fig. 4—6.

?1962 *Candona candonaeformis* (SCHWEYER) - MANDELSTAM et al.: 136, Taf. 16, Fig. 3.

?1963 *Cypria candonaeformis* (SCHWEYER) - MANDELSTAM & SCHNEIDER: 133, Taf. 10, Fig. 3—5.

Bemerkungen: Die Art, welche SCHWEYER 1949 als *Bythocypris candonaeformis* beschrieben hat, ist nach seinen Abbildungen sicher der Gattung *Scottia* zuzuordnen. Möglicherweise handelt es sich sogar um unsere *Scottia browniana*, was an Material von der Typlokalität überprüft werden muß. Solange dies nicht geschehen ist, kann *Scottia candonaeformis* nur unter Vorbehalt als eigenständige Art gelten.

Ökologie

Scottia pseudobrowniana

An der Typlokalität fand sich diese Art unterhalb einer Quelle, wo das Wasser in dünner Schicht von 5 bis 8 cm durch das Gras hindurch zum nahen Ufer des Loch Fadd rinnt (BRADY & NORMAN 1896: 720). An begleitenden Ostrakoden wurden seinerzeit bestimmt: *Ilyodromus robertsoni*, *Herpetocypris reptans*, *Herpetocypris tumefacta* (= *Eucypris pigra*), *Cypridopsis newtoni*, *Candona candida* und *Candonopsis kingsleii*.

In Dänemark hat JENSEN (1904) am Ufer des Bagsvaerd-Sees 3 Exemplare an einer Stelle gefunden, welche im Frühjahr und Herbst regelmäßig unter Wasser gesetzt wird. Die Tiere lebten dort in Gemeinschaft mit *Cyclocypris globosa* und mehreren *Candona*-Arten.

BREHM (1920) und KLIE (1925) haben die Art dann für 15 Quellen in Ostholstein und 3 Quellen auf Rügen nachweisen können. Dabei zeigten sich die Helokrenen, welche einen mehr oder weniger großen Quellsumpf bilden, bevorzugt von ihr besiedelt. Am häufigsten fand BREHM die Art in der Thyasquelle beim Selentersee, einer kleinen, stark vermoosten, dauernd der Sonne ausgesetzten Quelle. Aber sie kam auch in Waldquellen vor, die nur gedämpftes Licht erhalten und in welche viel Laub fällt, welches allmählich in Zersetzung übergeht. Die gemessenen Wassertemperaturen reichten von 6,5° bis 13,0° C. (THIENEMANN 1922). Einige der Quellen waren durch kalkinkrustierte Moose oder durch Abscheidung von Eisenocker gekennzeichnet. An begleitenden Ostrakoden wurden insgesamt angegeben: *Ilyodromus olivaceus*, *Eucypris pigra*, *Candona candida*, *Candona vavrai*, *Candona brevicornis*, *Potamocypris wolffi*, *Potamocypris hambergi*, *Cyclocypris laevis*, *Cyclocypris ovum* und *Cypria ophthalmica*.

In Rußland hat BRONSTEIN (1924) die Art in Waldquellen bei Svenigorodsk und im Vorobiov-Gebirge nachweisen können. Begleitende Ostrakoden waren: *Ilyodromus olivaceus*, *Eucypris pigra*, *Candona candida*, *Potamocypris wolffi*, *Cyclocypris ovum*, *Cypris pubera* und *Cyprinotus incongruens*.

LOWNDES (1931), der seine Exemplare im Sutton Park von Birmingham gesammelt hat, macht keine näheren Angaben über den Fundpunkt. Von BEYER (1932) erfahren wir dagegen Einzelheiten. Seine Funde stammten aus einer Helokrene bei Havixbeck, die einen kleinen Quellsumpf bildete. Die Wassertemperatur betrug im Sommer 9,2 bis 9,7° C, im Winter 10 bis 10,6° C. Bei einem pH-Wert von 7,6 wurde folgender Chemismus festgestellt: CaO 183,5 mg/l, MgO 5,8 mg/l, Fe 1,1 mg/l. Das Wasser besaß eine Härte von 19,2° dH. Als Begleitosttrakoden traten *Ilyodromus olivaceus*, *Candona neglecta* und *Cypria ophthalmica* auf.

Südwestlich von Wien hat KÜHN (1940) diese Art in Moosproben aus einer versumpften Wiesenquelle erbeutet. Begleitende Ostrakoden waren: *Ilyodromus olivaceus*, *Herpetocypris* sp., *Eucypris pigra*, *Potamocypris zschokkei*, *Cyclocypris laevis*, *Cyclocypris ovum*, *Cypria ophthalmica* und *Ilyocypris inermis*.

ABSOLON (1967) konnte die Art an zwei Stellen im oberen Nitra-Tal sammeln. Die Fundortsbedingungen werden von ihm folgendermaßen charakterisiert: 1. Quellsumpf in

einer Wiese, spärlich mit Schachtelhalmen und Seggen bewachsen, starke Limonitabsätze, Wassertemperatur bis 22° C. 2. Wiesenquelle, eine kleine Kalktuffkaskade bildend, stellenweise Chara-Bestände, Wassertemperatur 17° C, begleitende Ostrakoden *Candona* sp. und *Cypria ophthalmica*.

Von besonderem Interesse ist der Fund, den DANIELOPOL & VESPREMEANU (1964) meldeten. Sie entdeckten die Art in schwimmenden Sumpfindeln des Căldărusani-Sees bei Bukarest. Der Inselboden, welcher eine reiche, vor allem aus *Phragmites*, *Typha* und *Carex* bestehende Vegetation trägt, wird nahezu ausschließlich aus pflanzlichem Detritus aufgebaut. Die obersten 20 cm des humusreichen Bodens ragen über den Seespiegel hinaus, während die tieferen Teile unter den Wasserspiegel getaucht und entsprechend mit Wasser vollgesogen sind. Auch die obersten 20 cm sind infolgedessen und weil die dichte Vegetationsdecke die Verdunstung niedrig hält mit Feuchtigkeit gesättigt; der pflanzliche Detritus ist mit einem Wasserfilm überzogen. Hier führt *Scottia pseudobrowniana* neben *Darwinula zimmeri* ein semiaquatisches Leben.

Über die Lebensweise der Art war bis dahin wenig bekannt geworden. Man wußte, daß sie fast immer in beiden Geschlechtern auftritt und aufgrund der kümmerlich entwickelten Schwimmborste der 2. Antenne schwimmunfähig ist. Stattdessen krabbelt sie, wie JENSEN (1904) beobachtete, ungeheuer träge und langsam in ihren Bewegungen auf kleinem Raum im Schlamm herum. Die mit starken Klauen bewehrten Extremitäten, die kräftige Muskulatur und die wohlentwickelten Atemplatten hatten wohl schon BREHM (1920) vermuten lassen, daß die Art auch außerhalb des freien Wassers im durchfeuchteten Moos zu leben vermag.

DANIELOPOL & VESPREMEANU haben in der Natur und im Labor das Verhalten der Tiere ein wenig studiert. Bei mangelnder Durchfeuchtung und fehlendem Wasserfilm verharren sie mit geschlossenen Klappen. Sobald genügend Feuchtigkeit vorhanden ist, um einen Wasserfilm an Pflanzen oder pflanzlichem Detritus entstehen zu lassen, bewegen sie sich mit bemerkenswerter Geschwindigkeit von der Stelle. Die Oberflächenspannung des Wassers führt dazu, daß der Wasserfilm am Gehäuse hochgezogen wird und die ventrale Körperregion mit den Atemplatten benetzt. Bei verdunstendem Wasserfilm versuchen die Tiere, zu feuchteren Stellen zu gelangen.

Zusammenfassend läßt sich über ökologische Ansprüche und Lebensweise der rezenten *Scottia pseudobrowniana* folgendes sagen: Sie bevorzugt als Lebensraum Örtlichkeiten, die reich an Vegetation oder pflanzlichem Detritus sind und von schwach bewegtem Wasser in dünner Schicht durchströmt werden. Solche Stellen gibt es vorwiegend unterhalb von Quellen; damit wird die mit wenigen Ausnahmen erkennbare Bindung an solche klar. Von Bedeutung scheint zu sein, daß im Gegensatz zur eigentlichen Quelle, wo sauerstoffarmes Grundwasser austritt, das Wasser der abströmenden Rinnsale reicher an Sauerstoff ist (THIENEMANN 1922). Vielleicht muß man daher von einer Oxyphylie der Art sprechen. In Bezug auf die Wassertemperatur scheint es sich nicht um stenotherme, sondern um eurytherme Kaltwassertiere zu handeln, denn etliche Fundorte werden stark von der Sonne bestrahlt, so daß sich das Wasser nachgewiesenermaßen bis über 20° C erwärmt. Andererseits fanden sie sich aber auch in Wasser von nur 7° C. NÜCHTERLEIN (1969) bezeichnet solche Arten als oligothermophil. Die Anpassungsstärke an den hydrochemischen Faktor scheint groß zu sein. Die Art findet sich sowohl in kalkreichem Wasser, welches zu Kalkinkrustaten führt, als auch in eisenreichem, aus dem sich Limonit abscheidet; aber auch in humusreichem Substrat kommt sie anscheinend vor.

Zur Lebensweise ist zu sagen, daß die schwimmunfähigen Tiere fast immer in beiden Geschlechtern vorkommen. Sie sind detritivor und krabbeln meist langsam mit trägen Bewegungen auf kleinem Raum im Schlamm umher. Die mit starken Klauen bewehrten Extremitäten, die kräftige Muskulatur und die wohlentwickelten Atemplatten machen es

der Art möglich, das freie Wasser zu verlassen und z. B. im Wasserfilm von Pflanzen oder pflanzlichem Detritus ein semiaquatisches Leben zu führen. Der starken Behaarung im Bereich der freien Schalenränder kommt dabei sicherlich auch eine große Bedeutung zu. Bei vorübergehendem Nachlassen der Feuchtigkeit schützt das relativ dicke und dicht schließende Gehäuse vor Austrocknung. Phänologisch dürfte es sich um eine euchrone Art handeln. Als begleitende Ostrakoden-Arten treten am häufigsten *Ilyodromus olivaceus* und *Eucypris pigra* auf.

Fossile Funde von *S. pseudobrowniana* sind bisher selten. Rückschlüsse auf die ökologischen Ansprüche lassen die Angaben von DEVOTO (1965) und ABSOLON (schriftl. Mitteilung) zu. Danach findet sich die Art vorwiegend in Kalkschlamm-Ablagerungen (See-kreiden), die Travertinen zwischengeschaltet sind. Als Begleitformen kommen in der Regel *Ilyodromus olivaceus* und *Eucypris pigra* vor. Aus diesen wenigen Daten kann man bereits erkennen, daß z. B. bei Exemplaren, die altersmäßig in das Riß-Glazial eingestuft werden (Alter: 368 000 K-Ar-Jahre), der gleiche Lebensraum bevorzugt wird.

Scottia browniana und *Scottia tumida*

Diese beiden Arten haben sich bisher nur fossil nachweisen lassen. Rückschlüsse auf die ökologischen Ansprüche sind deshalb nur auf indirekte Weise zu erlangen. Die Arten können hier gleichzeitig besprochen werden, weil sie in den entsprechenden Sedimenten meist nebeneinander vorkommen.

In kalkigen Feinsanden und Gytjen wurden sie bis jetzt am häufigsten gefunden. Die in den gleichen Proben enthaltenen Schnecken (z. B. *Bithynia tentaculata*, *Valvata naticina*, *Viviparus diluvianus*) und Muscheln (z. B. *Pisidium sulcatum*) belegen die warmzeitliche Entstehung der Ablagerungen (KEMPF 1968). Das gleiche tun die in der Regel durch Früchte, Samen und Sporen reichlich nachweisbaren Pflanzen, von denen nur folgende Gattungen und Arten genannt sein sollen: *Salvinia natans*, *Azolla filiculoides*, *Abies alba*, *Vitis silvestris*, *Euryale ferox*, *Brasenia purpurea*, *Trapa natans*, *Aldrovandia vesiculosa*, *Stratiotes intermedius*, *Stratiotes aloides* und *Najas marina* (KEMPF 1966). Sedimentabfolgen und Fossilinhalt führen zu dem Schluß, daß es sich bei den Ablagerungen meist um solche allmählich verlandeter Altwässer handelt.

Bei den Ostrakoden, die neben den beiden *Scottia*-Arten nachweisbar sind, fällt das Fehlen derjenigen Formen auf, die an Quellen oder an Quellbäche gebunden sind. Dafür treten Arten auf, die eine Wassertiefe von einigen Metern anzeigen (*Cytherissa lacustris*) oder die als ausgesprochen polythermophil gelten können (*Ilyocypris gibba*, *Herpetocypris reptans* und *Cypridopsis vidua*) (KEMPF 1966, 1967 a). Offensichtlich haben *S. browniana* und *S. tumida* also einen Lebensraum besiedelt, der stark von dem der *S. pseudobrowniana* abweicht. Diese Erkenntnis hat ja auch, wie schon in den Vorbemerkungen erwähnt, die vorliegende Revision veranlaßt.

Als allgemeines Ergebnis für paläökologische und paläoklimatologische Schlußfolgerungen aufgrund von nichtmarinen Ostrakoden kann abschließend gesagt werden, daß zuverlässige Aussagen über frühere Gegebenheiten einzig und allein aufgrund von Artbestimmungen gemacht werden können. Hier zeigt sich bei der Gattung *Scottia*, daß *S. browniana* und *S. tumida* etwa vom Beginn des Altpleistozäns bis zum ausgehenden Mittelpleistozän konstante ökologische und klimatische Ansprüche stellten, was für *S. pseudobrowniana* vom frühen Jungpleistozän an bis heute gesagt werden kann. Schlüsse, die nur anhand von Gattungsbestimmungen gezogen werden, können sehr in die Irre führen!

Geographische und stratigraphische Verbreitung

Die Nachweise der *Scottia*-Arten im Quartär von Europa sind inzwischen so zahlreich, daß es lohnend erscheint, die Fundpunkte in einer Karte darzustellen (Abb. 5). Diese soll

in Verbindung mit den ökologischen Angaben vor allem dazu führen, daß weitere Fundstellen der Arten entdeckt werden, die besonders im Süden der UdSSR, in der Türkei und in Vorderasien zu erwarten sind, wo anscheinend auch das Ausbreitungszentrum der verschiedenen Arten gelegen hat. Von Interesse für die Lage der Refugien während der Glaziale ist es schließlich auch, ob die Arten in Frankreich und Spanien ebenfalls nachgewiesen werden können.

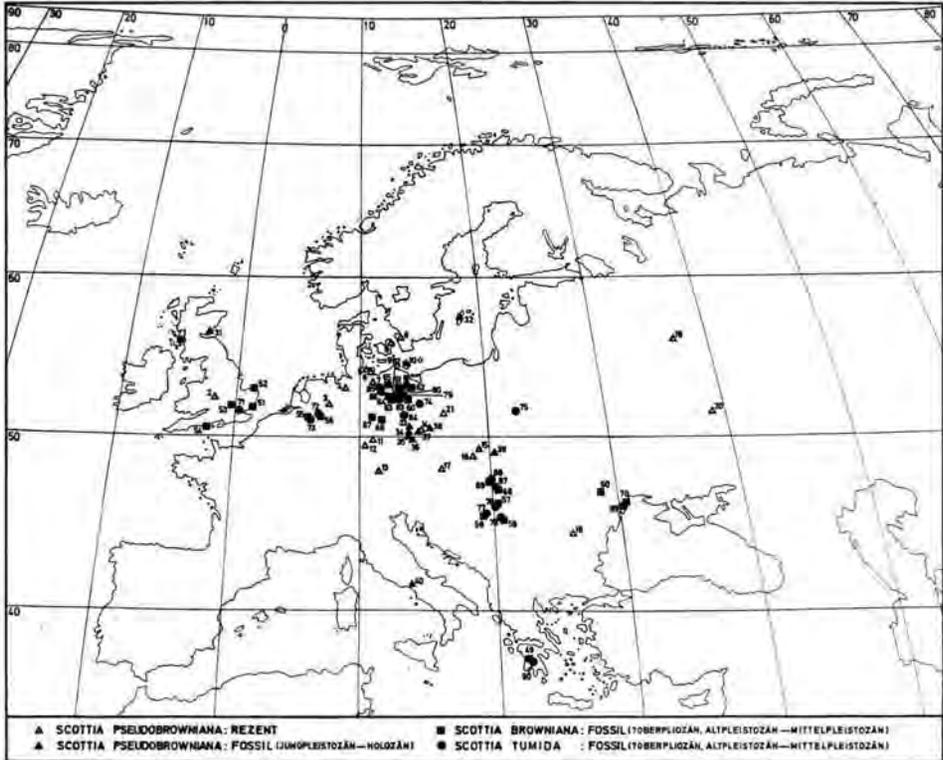


Abb. 5. Geographische und stratigraphische Verbreitung der *Scottia*-Arten im Quartär von Europa. (Die geographischen Koordinaten sind nur Näherungswerte!)

Scottia pseudobrowniana; Rezent:

- 1 55°48' n.Br., 5° 6' w.L.; Rothesay (Schottland)=Typlokalität; BRADY & NORMAN: 1889, 1896.
- 2 52°30' n.Br., 1°54' w.L.; Birmingham (England); LOWNDES: 1931.
- 3 51°54' n.Br., 7°24' ö. L.; Havixbeck (BR Deutschland); BEYER: 1932.
- 4 53° 6' n.Br., 8°48' ö. L.; Bremen (BR Deutschland); KLIE: 1938.
- 5 54°12' n.Br., 10°30' ö. L.; Selent (BR Deutschland); BREHM: 1920.
- 6 54° 0' n.Br., 10°54' ö. L.; Malente (BR Deutschland); BREHM: 1920; KLIE: 1925.
- 7 53°30' n.Br., 11° 0' ö. L.; Ratzeburg (BR Deutschland); BREHM: 1920.
- 8 56° 0' n.Br., 12°36' ö. L.; Helsingborg (Schweden); BREHM: 1920.
- 9 55°54' n.Br., 12°30' ö. L.; Bagsvaerd (Dänemark); JENSEN: 1904.
- 10 54°30' n.Br., 13°24' ö. L.; Rügen (DR Deutschland); KLIE: 1925; THIENEMANN: 1926.
- 11 49°48' n.Br., 11° 0' ö. L.; Strullendorf (BR Deutschland); NÜCHTERLEIN: 1969 u. schriftl. Mitt.
- 12 49°30' n.Br., 10°24' ö. L.; Illesheim (BR Deutschland); NÜCHTERLEIN: 1969 u. schriftl. Mitt.
- 13 48° 0' n.Br., 11°30' ö. L.; Höllriegelskreuth (BR Deutschland); leg. FROESE 1935, Präparat im Zool. Mus. Hamburg.
- 14 50°18' n.Br., 14°42' ö. L.; Košáttaj (Tschechoslowakei); ABSOLON: schriftl. Mitteilung.
- 15 49°18' n.Br., 19°12' ö. L.; Zazriva (Tschechoslowakei); PETKOVSKI: 1966.
- 16 48°54' n.Br., 18°42' ö. L.; Kláčno, Bojnice (Tschechoslowakei); ABSOLON: 1967.

- 17 48° 6' n.Br., 16°12' ö. L.; Kaltenleutgeben (Österreich); KÜHN 1940; GRAF: 1940.
 18 44°30' n.Br., 26°12' ö. L.; Căldărușani (Rumänien); DANIELOPOL & VESPREMEANU: 1964.
 19 56° 0' n.Br., 37° 0' ö. L.; Leninberge bei Moskau (UdSSR); BRONSTEIN: 1924, 1947.
 20 51°30' n.Br., 39° 0' ö. L.; Don-Tal bei Woronesch (UdSSR); BRONSTEIN: 1947.
 21 52°18' n.Br., 16°48' ö. L.; Osova Gora bei Poznań (Polen); SYWULA: 1965.

Scottia pseudobrowniana; Fossil:

- 31 56°30' n.Br., 3° 0' w.L.; Elie (Schottland); Jungpleistozän oder Holozän; SCOTT: 1890, 1906.
 32 57°30' n.Br., 18°18' ö. L.; Gotland (Schweden); Holozän; MUNTHE: 1910.
 33 50°30' n.Br., 13°54' ö. L.; Milešov (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: schriftl. Mitt.
 34 50°12' n.Br., 13°48' ö. L.; Bilichov (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: schriftl. Mitt.
 35 50° 6' n.Br., 13°48' ö. L.; Křivoklát (Tschechoslowakei); ABSOLON: schriftl. Mitt.
 36 49°54' n.Br., 14° 6' ö. L.; Liteň (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: schriftl. Mitt.
 37 50°18' n.Br., 14°36' ö. L.; Mělniker Graben (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: 1968.
 38 50°30' n.Br., 15°24' ö. L.; Studeňany (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: schriftl. Mitt.
 39 49° 6' n.Br., 20°24' ö. L.; Horka (Tschechoslowakei); Holozän; ABSOLON: schriftl. Mitt.
 40 41°30' n.Br., 13°42' ö. L.; Aquino (Italien); Jungpleistozän (Riss-Glazial); DEVOTO: 1965.

Scottia browniana; Fossil:

- 49 37°30' n.Br., 22°30' ö. L.; Megalopolis (Griechenland); Altpleistozän; LÜTTIG: 1968.
 50 46°48' n.Br., 28°48' ö. L.; Tiraspol (UdSSR); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.
 51 51°48' n.Br., 1°12' ö. L.; Clacton (England) = Typlokalität; Mittelpleistozän; JONES: 1850, 1857; WITHERS: 1923.
 52 52°54' n.Br., 1°18' ö. L.; Weybourn (England); ? Oberpliozän; REID: 1882; JONES & SHERBORN: 1887, 1889.
 53 51°54' n.Br., 0°18' w.L.; Hitchin (England); Pleistozän; JONES & SHERBORN: 1887; CHAPMAN: 1897.
 54 50°36' n.Br., 0°24' w.L.; Weymouth (England); Pleistozän; PRESTWICH: 1875; JONES & SHERBORN: 1887.
 55 51°24' n.Br., 6°12' ö. L.; Tegelen (Niederlande); Altpleistozän; KEMPF: vorliegende Arbeit.
 56 51°24' n.Br., 6°30' ö. L.; Tönisberg (BR Deutschland); Mittelpleistozän; KEMPF: 1966, 1967.
 57 46° 0' n.Br., 20° 6' ö. L.; Novi Kneževac (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 58 45°54' n.Br., 19°30' ö. L.; Žednik (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 59 45°42' n.Br., 20°24' ö. L.; Bašaid (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 60 52°30' n.Br., 13°30' ö. L.; Berlin-Wuhlheide (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.
 61 52°42' n.Br., 13°18' ö. L.; Nassenheide (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: 1961.
 62 53°18' n.Br., 13°48' ö. L.; Röpersdorf (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 63 52°30' n.Br., 13° 0' ö. L.; Ketzin (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitt.
 64 52°36' n.Br., 12°30' ö. L.; Nennhausen (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 65 53°12' n.Br., 12°12' ö. L.; Pritzwalk (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 66 51°24' n.Br., 11°24' ö. L.; Kalbsrieth (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 67 51°12' n.Br., 11° 0' ö. L.; Lützensömmern (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.
 68 47°12' n.Br., 20°12' ö. L.; Oballa (Ungarn); Mittel- und Altpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitt.
 69 47°30' n.Br., 20° 0' ö. L.; Jászladány-I (Ungarn); Mittel- und Altpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung; SZELES: 1968.
 70 46° 0' n.Br., 30°48' ö. L.; Kujalnik bei Odessa (UdSSR); ? Oberpliozän o. Altpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.

Scottia tumida; Fossil:

- 71 51°30' n.Br., 0°18' ö. L.; Grays (England) = Typlokalität; Pleistozän; JONES: 1850, 1857.
 72 51°24' n.Br., 6°30' ö. L.; Tönisberg (BR Deutschland); Mittelpleistozän; KEMPF: 1966, 1967.
 73 51°24' n.Br., 6°12' ö. L.; Tegelen (Niederlande); Altpleistozän; KEMPF: 1966, 1967.
 74 52°12' n.Br., 14°42' ö. L.; Fürstenberg (DR Deutschland); Mittelpleistozän; TRIEBEL: 1941.
 75 51°36' n.Br., 22°30' ö. L.; Synchron (Polen); Mittelpleistozän; DIEBEL: 1961.
 76 46° 0' n.Br., 20° 6' ö. L.; Novi Kneževac (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 77 45°54' n.Br., 19°30' ö. L.; Žednik (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 78 45°42' n.Br., 20°24' ö. L.; Bašaid (Jugoslawien); Altpleistozän; GAGIĆ: 1968.
 79 52°30' n.Br., 13°30' ö. L.; Berlin-Wuhlheide (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.
 80 52°42' n.Br., 13°18' ö. L.; Nassenheide (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: 1961.

- 81 53°18' n.Br., 13°48' ö. L.; Röpertsdorf (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 82 52°30' n.Br., 13° 0' ö. L.; Ketzin (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitt.
 83 52°24' n.Br., 13° 6' ö. L.; Bornim (DR Deutschland); Mittelpleistozän ?; DIEBEL: schriftl. Mitt.
 84 51°12' n.Br., 13°30' ö. L.; Ockrilla (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL 1961.
 85 53°12' n.Br., 11°36' ö. L.; Neu-Pinnow (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 86 53° 0' n.Br., 11°42' ö. L.; Dargardt (DR Deutschland); Mittelpleistozän; DIEBEL: schr. Mitt.
 87 47°12' n.Br., 20°12' ö. L.; Oballa (Ungarn); Mittel- und Altleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitt.
 88 47°30' n.Br., 20° 0' ö. L.; Jászládány-I (Ungarn); Mittel- und Altleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitt.; SZELES: 1968.
 89 46° 0' n.Br., 30°48' ö. L.; Kujalnik bei Odessa (UdSSR); ? Oberpliozän o. Altleistozän; DIEBEL: schriftl. Mitteilung.
 90 37°30' n.Br., 22°30' ö. L.; Megalopolis (Griechenland); Altleistozän; LÜTTIG: 1968.

Über die Frage der Verbreitungsenergie bei der rezenten *S. pseudobrowniana* gehen die Meinungen auseinander. KLIE (1925) nimmt an, daß die Quellen Norddeutschlands erst im jüngeren Postglazial — etwa gleichzeitig mit dem Vordringen der Buche — besiedelt worden sind, und schließt daraus auf eine hohe Ausbreitungsenergie. BEYER (1932) folgert aus der Tatsache, daß die Art in seinem Arbeitsgebiet nur im Bereich einer einzigen Quelle vorkommt, obgleich nach seiner Ansicht auch andere Quellen in ökologischer Sicht genügt haben dürften, um wiederbesiedelt zu werden, auf eine geringe Verbreitungsenergie.

Die fossilen Funde von ABSOLON (schriftl. Mitteilung) in der Tschechoslowakei und MUNTHE (1910) auf Gotland zeigen, daß die Art nach der letzten Kaltzeit dort mit dem Boreal erstmals auftritt und im Atlantikum dann häufiger verbreitet ist. Gleiches muß man auch für Norddeutschland annehmen. Erstaunlich ist, daß *S. pseudobrowniana* trotz ihrer sehr speziellen Ansprüche an den Lebensraum offensichtlich weiter verbreitet ist, als man bisher angenommen hat. Und dabei bestehen sicher noch viele Lücken in der Kenntnis ihres Vorkommens, weil man nicht immer an der richtigen Stelle nach ihr gesucht hat. Berücksichtigt man, daß die Art auch ihre Befähigung zum semiaquatischen Leben nutzt, so ergibt sich insgesamt doch eine relativ große Verbreitungsenergie.

BREHM (1920) hat seinerzeit den Ausspruch geprägt: „Die wohl einen alten Endemismus repräsentierende *Scottia* ist vielleicht das größte zoogeographische Rätsel der nord-europäischen Fauna.“ Wenn auch heute noch nicht alle Fragen in bezug auf diese Gattung beantwortet sind, so kann man doch feststellen, daß durch die Beseitigung taxonomischer Irrtümer und durch die vermehrte Kenntnis von der geographischen und stratigraphischen Verbreitung der Gattung das Rätsel, welches BREHM beschäftigte, im wesentlichen gelöst ist.

Dafür haben sich neue Fragen aufgetan, die einer Lösung harren. Bezüglich der rezenten Art ist hier besonders die Tatsache zu nennen, daß vor kurzem *Scottia pseudobrowniana* von COLE (1966) im nordamerikanischen Staat Tennessee gefunden worden ist. Hierdurch zerbricht die Vorstellung vom „alten Endemismus“, wie sie BREHM hatte, endgültig. Dafür wird das Problem der Beziehungen zwischen der europäischen und der nordamerikanischen Ostrakodenfauna des Süßwassers erneut angeschnitten, welches immer aktueller zu werden scheint. Zuletzt wurde bei der Besprechung der Ostrakoden aus dem pleistozänen Löß von Kärlich darauf hingewiesen (KEMPF 1967 b). Die von CHAPMAN (1963) aus Neuseeland beschriebene *Scottia insularis* scheint hingegen keine Art der Gattung *Scottia* zu sein.

Andere, nicht minder wichtige Fragen betreffen den Ursprung der Gattung *Scottia* im Tertiär. Sie ist offenbar als Tertiär-Relikt anzusehen, denn *S. browniana* und *S. tumida* — deren Vorkommen im Oberpliozän allerdings noch fraglich ist — sind sicherlich nur Nachfahren einer größeren Zahl von Arten im Tertiär. Die Zuordnung alttertiärer nordamerikanischer Arten zur Gattung *Scottia* (SWAIN 1964 a, b) ist zwar nicht gesichert. Aber etliche Arten, die unter Gattungsnamen wie *Paracypris* oder *Amplocypris* aus dem Tertiär Südosteuropas beschrieben worden sind, könnten in Wirklichkeit *Scottia*-Arten sein.

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde erst ermöglicht mit der selbstlosen Unterstützung durch etliche Kolleginnen und Kollegen. Vor allem sind hier P. BARKER, R. H. BATE und K. G. MCKENZIE zu nennen, die das Belegmaterial im Britischen Museum in London ermittelten und für die Untersuchungen bereitstellten. Ihnen sei besonders herzlich für ihre Bemühungen gedankt. Für die Ausleihe oder Überlassung von Material, Literatur und noch nicht veröffentlichten Daten möchte ich mich ferner bedanken bei A. ABSOLON, Prag; M. E. COLE, Murray; K. DIEBEL, Berlin; N. GAGIĆ, Belgrad; G. HARTMANN, Hamburg; H. V. HERBST, Krefeld; H. NÜCHTERLEIN, Erlangen; und zuletzt aber nicht weniger herzlich bei E. TRIEBEL, Frankfurt.

Schriftenverzeichnis

- ABSOLON, A.: Der Muschelkrebs *Scottia browniana* (JONES, 1850) im oberen Nitra-Becken (Tschech. mit deutsch. Zusammenfassung). — *Ac. Rer. Natur. Mus. Nat. Slov.*, **13**, 55—59, 3 Abb., Bratislava 1967.
- : Ke stratigrafii kvartéru melnického prolomu. — *Vestník ústr. ústav. geol.*, **43**, 341—347, 3 Abb., Praha 1968.
- ALM, G. C.: Monographie der Schwedischen Süßwasser-Ostracoden nebst systematischen Besprechungen der Tribus Podocopa. — *Zool. Bidr. Uppsala*, **4**, 1—248, 1 Taf., 95 Abb., Uppsala 1915.
- BENNIE, J. & SCOTT, A.: The ancient lake of Elie. — *Proc. Roy. Phys. Soc. Edinb.*, **12**, 148—170, Edinburgh 1893.
- BEYER, H.: Die Tierwelt der Quellen und Bäche des Baumbergegebietes. — *Abh. Westf. Provinzial-Mus. Naturkde.*, **3**, 9—187, Münster 1932.
- BOLIVAR, I.: Percy Sladen Trust Expedition; Orthoptera: Acrydiidae, Phasgonuridae, Gryllidae. — *Trans. Linn. Soc. London*, 2. Ser., **15** (Zoology, 2), 263—292, London 1912.
- BRADY, G. S.: Notes on Entomostraca. — *Ann. Rep. Fish. Board Scotl.*, **5**, Appendix F, No. XI, 330, Taf. 19, London 1887.
- BRADY G. S. & NORMAN, A. M.: A monograph of the marine and freshwater Ostracoda of the North Atlantic and of Northwestern Europe. Section 1: Podocopa. — *Scientif. Trans. Roy. Dublin Soc.*, Ser. 2, **4**, 63—270, 16 Taf., Dublin 1889; *Appendix* in Ser. 2, **5**, 718—746, Taf. 68, Dublin 1896.
- BREHM, V.: Die Entomostraken der Quellen Holsteins. — *Festschr. f. Zschokke*, Nr. **18**, 1—19, Basel 1920.
- BRONSTEIN, Z. S.: Beiträge zur Ostracodenfauna des Gouvernements Moskau (Russ. mit deutsch. Zusammenfassung). — *Russ. hydrobiol. Z.*, **3**, 80—88, 3 Abb., Saratow 1924.
- : Ostracodes des eaux douces (Russ. mit engl. Zusammenfassung). — in: *Faune de l'URSS*, (n. S.) **31**, Crustacés 2 (1), 1—339, 14 Taf., 206 Abb., Moscou/Leningrad 1947.
- CARUS, J. V.: Kurzreferat der Arbeit von G. S. BRADY & A. M. NORMAN 1889. — *Zool. Anz.*, **13**, 80, Leipzig 1890.
- CHAPMAN, A.: A review of the freshwater ostracods of New Zealand. — *Hydrobiologia*, **22**, 1—40, 2 Abb., 13 Taf., Den Haag 1963.
- COLE, M. E.: Four genera of ostracodes from Tennessee (*Darwinula*, *Limnocythere*, *Ilyocypris*, and *Scottia*). — *Journ. Tennessee Acad. Science*, **41**, 135—146, 53 Abb., 1966.
- DANIELOPOL, D. L. & VESPREMEANU, E. E.: The presence of ostracods on floating fen soil in Rumania. — *Fragmenta Balcanica Mus. Maced. Sci. Nat.*, **5**, 29—36, 3 Abb., Skopje 1964.
- DEVOTO, G.: Lacustrine Pleistocene in the lower Liri valley. — *Geol. Rom.*, **4**, 291—368, 61 Abb., Rom 1965.
- DIEBEL, K.: Ostracoden des Paludinenbank-Interglazials von Syrniki am Wieprz (Polen). — *Geologie*, **10**, 533—545, 2 Taf., 3 Abb., Berlin 1961.
- DIETZ, R.: Zahl und Verhalten der Chromosomen einiger Ostracoden. — *Z. Naturforsch.*, **10**, 92—95.
- FARKAS, H.: Ostracoda. — *Fauna hungariae* **39**, Köt. 4, Füz. 3, 1—68, 74 Abb., Budapest 1958.
- GAGIĆ, N.: Prikaz kvartarne ostrakodske faune iz nekoliko busotina u južnom delu Panonskog basena (severna Srbija). — *Vesnik zavod za geoloska i geofizicka istrazivanja*, **26**, (Ser. A), 219—228, 1 Abb., Beograd 1968.
- GRAF, H.: Zur Kenntnis der ostalpinen Muschelkrebs-Fauna. — *Arch. Hydrobiol.*, **36**, 483—490, Stuttgart 1940.
- HARTMANN, G.: Neontological and paleontological classification of Ostracoda. — *Pubbl. staz zool. Napoli*, **33** (Suppl.), 550—587, Napoli 1964.
- IRZIN: Internationale Regeln für die Zoologische Nomenklatur, beschlossen vom 15. Internationalen Kongress für Zoologie — *Deutscher Text*, ausgearbeitet von O. Kraus, 90 S., Frankfurt 1962.

- JENSEN, S.: Biologiske og systematiske Undersøgelser over Ferskvands-Ostracoder. — Vidensk. Meddel. Dansk Naturhist. Foren., **7**, 1—78, 3 Taf., Kjøbenhavn 1904.
- JONES, T. R.: Description of the Entomostraca of the Pleistocene Beds of Newbury, Copford, Clacton, and Grays. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 2, **6**, 25—28, 1 Taf., London 1850.
- : A monograph of the Tertiary Entomostraca of England. — Palaeontograph. Soc., **1856**, 1—68, 6 Taf., London 1857.
- : Notes on the Tertiary Entomostraca of England. — Geol. Mag., **7**, 155—159, London 1870.
- JONES, T. R. & SHERBORN, C. D.: Further notes of the Tertiary Entomostraca of England, with special reference to those from the London Clay. — Geol. Mag., Ser. 3, **4**, 450—460, 2 Abb., London 1887.
- : A supplementary monograph of the Tertiary Entomostraca of England. — Palaeontograph. Soc., **1889**, 1—55, 3 Taf., London 1889.
- KEMPF, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**, 5—60, 7 Abb., Öhringen 1966.
- : Ostrakoden aus dem Holstein-Interglazial von Tönisberg (Niederrheingebiet). — Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berl., **9**, 119—139, 3 Abb., 2 Taf., Berlin 1967 a.
- : *Ilyocypris schwarzbachi* n. sp. (Crustacea, Ostracoda) und ein vorläufiges Ostrakoden-Diagramm aus dem pleistozänen Löß von Kärlich (Neuwieder Becken). — Sonderveröff. Geol. Inst. Köln, **13**, 65—79, 3 Abb., 1 Taf., Köln 1967 b.
- : Mollusken aus dem Holstein-Interglazial des Niederrheingebietes. — Arch. Moll., **98**, 1—22, 3 Abb., 4 Taf., Frankfurt 1968.
- KLIE, W.: Entomostraken aus Quellen. — Arch. Hydrobiol., **16**, 243—301, 13 Abb., Stuttgart 1926.
- : Krebstiere oder Crustacea III: Ostracoda, Muschelkrebse. — Die Tierwelt Deutschlands, **34**, 1—230, 786 Abb., Jena 1938.
- KÜHN, G.: Zur Ökologie und Biologie der Gewässer (Quellen und Abflüsse) des Wassergsprengs bei Wien. — Arch. Hydrobiol., **36**, 157—200, 13 Abb., Stuttgart 1940.
- LÖFFLER, H.: Ostracoda. — in: Limnofauna europaea (J. Illies edit.), 162—172, Stuttgart 1967.
- LOWNDES, A. G.: Some rare and little-known British freshwater ostracods. — Report Marlborough College Nat. Hist. Soc., **79** (1930), 82—112, 87 Abb., 2 Taf., Marlborough 1931.
- : Some freshwater Entomostraca of the Birmingham district. — Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 10, **8**, 561—577, 9 Abb., London 1931.
- LÜTTIG, G.: Die Ostracoden des Megalopolis-Beckens (Peloponnes) und die Grenze Tertiär/Quartär. — Giorn. Geologia, Ser. 2, **35**, 73—82, 2 Abb., 2 Tab., Bologna 1968.
- MANDELŠTAM, M. I. & al.: Ostrakody pliocenovyh i postpliocenovyh otloženij Turkmenistana (spravočnik). — 288 S., 46 Taf., Ašchabad 1962.
- MANDELŠTAM, M. I. & SCHNEIDER, G. F.: Iskopaemye Ostrakody SSSR — Semejstvo Cyprididae. — Trudy VNIGRI, **203** 331 S., 42 Taf., 113 Abb., Leningrad 1963.
- MÜLLER, G. W.: Ostracoda. — Das Tierreich, **31**, 1—434, 33 Taf., Berlin 1912.
- MUNTHE, H.: Studier öfver Gotlands senquartära historia. — Sver. Geol. Undersökn., Afhandl. och uppsatser, Ser. Ca, No. **4**, 1—213, 2 Taf., 63 Abb., Stockholm 1910.
- NÜCHTERLEIN, H.: Süßwasserostracoden aus Franken. — Int.Rev.d.ges. Hydrobiol., **54**, 223—287, 37 Abb., Berlin 1969.
- PETKOVSKI, T. K.: Ostracoden aus einigen Quellen der Slowakei. — Acta Musei Macedonici Scient. Natural., **10**, 91—108, 38 Abb., Skopje 1966.
- PRESTWICH, J.: Notes on the phenomena of the Quaternary period in the Isle of Portland and around Weymouth. — Quarterly J. Geol. Soc. London, **31**, 29—54, 1 Taf., 8 Abb., London 1875.
- REID, C.: The geology of the country around Cromer. — Mem. Geol. Survey, Explanation of Sheet, **68 E**, 1—137, London 1882.
- SCHWEYER, A. V.: Osnovy morfologii i sistematiki pliocenovyh i postpliocenovyh ostrakod. — Trudy VNIGRI, **30**, 109 S., Leningrad 1949.
- SCOTT, T.: Preliminary notes on a Post-Tertiary fresh-water deposit at Kirkland, Leven, and at Elie, Fifeshire. — Proc. Roy. Phys. Soc., **10** (1889—90), 334—345, Edinburgh 1890.
- : The land- and freshwater Crustacea of the district around Edinburgh. Part. II: The Ostracoda and Copepoda. — Proc. Roy. Phys. Soc. Edinb., **12**, 45—76, Edinburgh 1893.
- : A catalogue of land-, freshwater, and marine Crustacea found in the basin of the river Forth and its estuary. Part II. — Proc. Roy. Phys. Soc. Edinb., **16**, 267—???, Edinburgh 1906.
- SWAIN, F. M.: Cyprididae. — In: Moore, R. C.: Treatise on invertebrate paleontology, Part Q, Ostracoda: 208—254, Abb. 147—183, Lawrence/Kansas 1961.
- : Early Tertiary freshwater Ostracoda from Colorado, Nevada and Utah and their stratigraphic distribution. — Journ. Paleont., **38**, 256—280, 4 Taf., 5 Abb., Tulsa 1964 a.
- : Tertiary freshwater Ostracoda of the Uinta Basin and related forms from southern Wyoming, western Utah, Idaho, and Nevada. — Guidebook of the 13th Annual Field Conference of the Intermountain Ass. of Petroleum Geologists, 173—180, 2 Taf., 1964'b.

- SYWULA, T.: Ostracoda of the National Park of Great Poland (polnisch). — Prace monograficzne nad przyrodą wielkopolskiego parku narodowego pod poznaniem, **5**, 2, 1—27, 1 Abb., 2 Tab., Poznań 1965.
- SZÉLES, M.: Pleistocén Ostracoda-Fauna a Jászladány-1 sz. Fúrásból. — Földtani Közlöny, **98**, 394—407, 3 Abb., 1 Taf., Budapest 1968.
- THIENEMANN, A.: Hydrobiologische Untersuchungen an Quellen. — Arch. f. Hydrobiol., **14**, 151—190, 3 Abb., Stuttgart 1922.
- : Hydrobiologische Untersuchungen an den kalten Quellen und Bächen der Halbinsel Jasmund auf Rügen. — Arch. f. Hydrobiol., **17**, 221—331, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1926.
- TRIEBEL, E.: Die ersten Ostrakoden aus der Paludinenbank. — Z. Geschiebeforsch., **17**, 61—75, 2 Abb., 2 Taf., Leipzig 1941.
- WITHERS, T. H.: Ostracoda from the *Elephas antiquus* bed at Clacton-on-Sea. — Quart. J. Geol. Soc. Lond., **79**, 627—628, London 1923.

Manusk. eingeg. 16. 9. 1970.

Anschrift des Verf.: Dr. Eugen Karl Kempf, Geologisches Institut der Universität, 5 Köln 1, Zül-picher Straße 49.

Nouvelles données sur la faune de Mammifères du Villafranchien inférieur de Căpeni-Vîrghiş

(Dépression de Braşov, Roumanie)

par P. SAMSON, C. RADULESCO et Z. KISGYÖRGY, Bucarest

Avec 1 planche et 5 figures

Zusammenfassung. Die Verfasser beschreiben neue Säugetierreste von zwei Lokalitäten im Nordwesten der Senke von Braşov, die dem älteren Villafranchium angehören. Die in Lignitflözen gefundene Fauna wird durch das Vorhandensein der zwei Mastodonten, *Z. borsoni* und *A. arvernensis*, und die Abwesenheit des Elefanten charakterisiert. Das Auftreten der monodactylen Pferde und der modernen Bovinen zeigt, daß der faunistische Komplex vom Căpeni-Vîrghiş-Typus schon an den Beginn des Quartärs zu stellen ist. Im allgemeinen gehören die rumänischen fossilführenden Lokalitäten dem Zeitabschnitt an, der mit den klassischen Faunen von Villafranca d'Asti und Viallette beginnt und dessen Ende durch die Fauna von Perrier-Etouaires angezeigt ist.

Abstract. The authors describe new mammalian remains of Early Villafranchian age discovered in the lignite layers of Căpeni and Vîrghiş, two localities situated in the northwestern part of Braşov-Depression. In the fauna of these localities the two mastodons, *Z. borsoni* and *A. arvernensis* are present, but the elephant is still lacking. The first appearance of the monodactyle horses and of the modern bovines shows that the faunistic complex of Căpeni-Vîrghiş-type must be placed at the lowermost part of the Quaternary. The above-mentioned fossiliferous localities belong to a stage, that begins with the classical faunas of Villafranca d'Asti and Viallette and comes to an end with the fauna of Perrier-Etouaires.

Le matériel qui constitue l'objet de cette étude a été récolté, par les soins de l'un d'entre nous (Z. K.), dans les exploitations de lignite de Căpeni et Vîrghiş.

Les restes fossiles nous ont donné l'occasion de préciser la physionomie de certaines espèces, d'une part, et de montrer l'existence de quelques formes inconnues jusqu'à présent dans ces localités fossilifères, d'autre part. C'est pourquoi nous nous sommes proposés de décrire ce nouveau matériel et de compléter de cette manière les résultats exposés dans d'autres travaux antérieurs.

Le matériel squelettique de Mammifères, dont nous allons nous occuper, appartient aux collections de la Mine de Căpeni (MC) et du Musée de la ville de Sf. Gheorghe (MSG).

Stratigraphie

Vu que la stratigraphie de l'ancien bassin lacustre de la Dépression de Braşov a fait l'objet de nombreuses recherches (LÖRENTHEY 1895; KOCH 1900; JEKELIUS 1932; LITEANU, MIHĂILĂ & BANDRABUR 1962; SAMSON & RADULESCO 1963, 1965; RADULESCO, SAMSON, MIHĂILĂ & KOVÁCS 1965; ALIMEN, RADULESCO & SAMSON 1969; SAMSON, RADULESCO & KOVÁCS 1969), il nous paraît utile d'exposer, dans ce qui va suivre, seulement quelques considérations d'ordre général. Dans le cadre de cette dépression, nous nous rapporterons spécialement à sa ramification nord-occidentale, représentée par le Bassin de Baraolt, ainsi que par le petit Bassin de Vîrghiş, adjacent à ce dernier. Pour les rapports stratigraphiques des diverses formations de la Dépression de Braşov et pour l'emplacement des points fossilifères, le lecteur est prié de s'adresser au travail de RADULESCO & al. (1965, tableau 1 et fig. 1—2).

A la partie nord du Bassin de Baraolt, sur le socle mésozoïque, il y a une succession de marnes, argiles et sables oscillant entre 100—150 m d'épaisseur qui contient trois couches de lignite. Cet ensemble constitue l'horizon I de la stratigraphie locale. A Căpeni,

la couche supérieure de lignite (couche III), puissante de 10 à 12 m, ainsi que son lit marno-argileux ont fourni des restes de Vertébrés, Mammifères surtout, qui représentent l'association connue depuis longtemps, dans la littérature paléontologique, sous le nom de "faune de Baraolt-Căpeni (Barót-Kőpecz)". Ce complexe faunique, comme l'ont montré SAMSON & RADULESCO (1963, 1965), indique le début du Quaternaire (Villafranchien inférieur, phase I).

Au-dessus de l'horizon I se sont déposées, dans la zone axiale, des marnes gris clair à *Limnocardium fuchsi* (NEUM.), constituant le faciès de profondeur de l'ancien lac, auxquelles correspondent, vers la bordure crétacée, des sédiments divers (argiles, sables, graviers, calcaires lacustres etc.) riches en Mollusques d'eau douce. Ces dépôts sont réunis dans l'horizon II et ont livré, provenant des formations littorales, une association faunique très proche de celle de l'horizon I (tableau 2); cette faune, documentant la deuxième phase du Villafranchien inférieur, a été découverte à la partie basale des sables de Iarăş-Cariera Nouă, localité située vers le Sud du Bassin de Baraolt (RADULESCO & al. 1965; RADULESCO & KOVÁCS 1966, 1968; ALIMEN & al. 1969; SAMSON & al. 1969).

Au Nord-Ouest du Bassin de Baraolt, séparé par une barrière mésozoïque, se trouve le Bassin de Vîrghiş. Dans ce dernier, les sédiments de l'horizon I sont, dans l'ensemble, moins puissants; les lignites sont représentés seulement par la couche III qui atteint 14—16 m d'épaisseur et repose sur des argiles sableuses et des marnes grisâtres superposées aux formations secondaires. L'horizon II est formé de marnes grises à Mollusques. Dans le Bassin de Vîrghiş, il y a deux exploitations de lignite, Vîrghiş I et II, mais dans les deux cas il s'agit de la même couche charbonneuse. La faune de Mammifères, récoltée tant dans la couche de lignite que dans le lit et le toit de celle-ci, est identique à la faune de Căpeni.

Paléontologie

Ord. Proboscidea

Zygodon borsoni (HAYS)

Mastodon borsoni, JEKELIUS 1932, Mem. Inst. geol. Rom., 2, p. 14.

Zygodon borsoni, MOTTI 1939, Mitt. Jb. kgl. unig. geol. Anst., 32, 3, p. 342 1).

Matériel : M₂ ? dext., crête intermédiaire (MC 1).

Localité : Căpeni, couche III de lignite.

Matériel : fragments de M¹ ? et M² ? sin.; divers débris de molaires (MC 2).

Localité : Vîrghiş II, couche III de lignite.

Les quelques restes dentaires énumérés ne se prêtent pas à des considérations morphologiques spéciales; il suffisent cependant à préciser l'existence de ce Mastodonte dans la faune de Căpeni et Vîrghiş.

La crête transverse, découverte à Căpeni, atteint 86.5 mm de largeur, pouvant appartenir, vraisemblablement, à une deuxième molaire inférieure. Les fragments de Vîrghiş, déterminés avec hésitation comme M¹ et M², semblent provenir d'un même spécimen; nous indiquons, comme seule mensuration possible à effectuer, la largeur (=72.5 mm) de la crête antérieure de M¹.

1) Ces références, ainsi que les suivantes, sont réduites strictement aux ouvrages qui indiquent, pour la première fois, la présence de l'espèce respective dans notre région d'étude, discutent sa valeur taxonomique ou décrivent de nouveaux restes fossiles.

Anancus arvernensis (CROIZET & JOBERT)

Mastodon (Dibunodon) arvernensis, SCHLESINGER 1922, Geol. Hung., Ser. Palaeont., 2, 1, p. 61, pl. X, fig. 7; pl. XI, fig. 3.

Mastodon arvernensis, JEKELIUS 1932, Mem. Inst. geol. Rom., 2, p. 14.

Anancus arvernensis, RADULESCO & al. 1965, Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, p. 144.

Matériel : M² dext. (MC 3).

Localité : Căpeni, couche III de lignite.

Matériel : M₂ sin. (MC 4) (pl. I, fig. 1).

Localité : Vîrghiș I, couche III de lignite.

La dent supérieure est fort endommagée, aussi bien sa partie antérieure que ses parois latérales étant brisées. La longueur et la largeur de la molaire mesuraient respectivement 155 et 81 mm environ.

La molaire inférieure, mieux conservée (pl. I, fig. 1), a les dimensions suivantes:

longueur	158.0 mm
largeur maximum	75.0 mm

Nous devons relever, sur cette pièce, la proversion assez bien marquée des tubercules internes, ce qui lui confère un cachet plus progressif.

Ord. Perissodactyla

Tapirus arvernensis CROIZET & JOBERT

Tapirus, KORMOS 1917, Jb. kgl. ung. geol. R. A. (1915), p. 581.

Tapirus (? hungaricus), KORMOS 1935, Mitt. Jb. kg. ung. geol. Anst., 30, 2, p. 36.

Tapirus hungaricus, MOTTI 1939, *Ibid.*, 32, 3, p. 342.

Tapirus arvernensis, FEJFAR 1964, Rozpravy Ustřed. ústav. geol., 30, p. 76.

Tapirus cf. arvernensis, RADULESCO & al. 1965, Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, p. 150, fig. 6.

Matériel : M₁ fragment et M₂—M₃ dext. du même spécimen (MC 8) (fig. 1 a).

Localité : Căpeni, secteur I, couche III de lignite.

Description. M₁ est représentée seulement par sa moitié antérieure; à cause de l'abrasion assez avancée, la dentine est devenue apparente dans la partie externe du métalophide. M₂ et M₃ sont mieux conservées, leur couronne étant intacte. Les racines sont brisées à peu près complètement; l'abrasion, bien que modérée, a mis faiblement en évidence la dentine sur M₂, dans l'angle postéro-externe de celle-ci. Le *cingulum* est bien développé sur les parois mésiale et distale de chaque dent.

Les dimensions des trois molaires sont les suivantes:

	M ₁	M ₂	M ₃
longueur	—	22.2	23.9 mm
largeur antérieure	16.8	17.5	17.5 mm
largeur postérieure	—	16.3	15.5 mm

Rapports et différences. Comparativement au spécimen découvert à Vîrghiș (RADULESCO & al. 1965), l'exemplaire de Căpeni présente, comme il ressort des chiffres ci-dessus, les dimensions des molaires légèrement plus réduites.

Le Tapiridé de la Dépression de Brașov a été parfois identifié à *T. hungaricus* v. MEYER (KORMOS 1935, MOTTI 1939). FEJFAR (1964) a reporté cette dernière espèce dans la synonymie de *T. arvernensis*. Signalons que *T. hungaricus* a été fondé sur un crâne juvénile, provenant de Hajnačka, ce qui explique ses dimensions plus faibles.

RADULESCO & *al.* (1965) ont considéré aussi les restes de Tapir découverts à Virghiş comme inséparables de l'espèce d'Auvergne. De même, les molaires trouvées récemment à Căpeni, par leurs dimensions, corroborent ce point de vue. Il s'ensuit que vers la fin du Pliocène et au début du Pléistocène existait, en Europe, une seule espèce de Tapir, *T. arvernensis*.

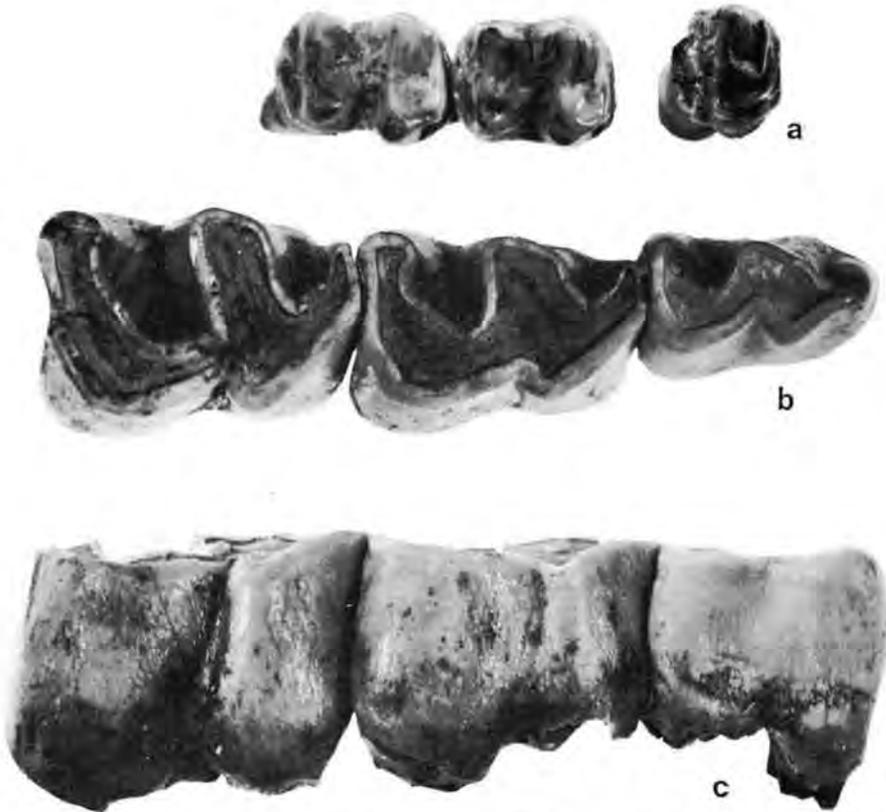


Fig. 1. *Tapirus arvernensis* CROIZET & JOBERT. a. M₁—M₃ dext. de Căpeni, vue occlusale. *Dicerorhinus cf. leptorhinus* (G. CUVIER). P₂—P₄ dext. de Virghiş II, b. vue occlusale, c. vue externe (1/1).

Dicerorhinus cf. leptorhinus (G. CUVIER)

Rhinoceros etruscus, RÜGER 1931, Cbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B, 8, p. 390.

"Grosser Rhinocerede", KORMOS 1935, Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst., 30, 2, p. 36.

Dicerorhinus cf. megarhinus, RADULESCO & *al.* 1965, Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, p. 149, pl. II, fig. 2.

Dicerorhinus cf. leptorhinus, ALIMEN & *al.* 1969, Bull. Soc. géol. de France, 7^e sér., 10, p. 551.

Matériel : P₃ sin. (MC 6).

Localité : Virghiş I, couche III de lignite.

Matériel : P₂—P₄ dext. (fig. 1 b, c), P₄ sin., fragments de dents supérieures, d'un même exemplaire (MC 7).

Localité : Virghiş II, lit de la couche III de lignite.

Description. La série P₂—P₄ a les couronnes moyennement usées; les racines sont brisées dans tous les cas; dans l'ensemble, du point de vue morphologique, les prémolaires se distinguent par l'absence des formations cingulaires sur les parois externes (fig. 1c). Des traces de *cingulum* sont conservées seulement à la partie antérieure et postérieure des dents. Le sillon, qui divise la face dentaire labiale, devient graduellement plus accentué et plus long depuis P₂ à P₄. Généralement, dans le genre *Dicrorhinus*, le sillon externe parcourt toute la hauteur de la couronne et divise inégalement sa paroi labiale, la partie postérieure étant plus longue. Sur notre matériel, cette observation est respectée par la morphologie de P₃ et P₄; P₂ possède le sillon externe plus court et à position reculée, car au lieu de correspondre à l'intervalle qui sépare les racines, comme dans P₃—P₄, il vient finir, après avoir parcouru deux tiers de la couronne, au-dessus de la partie antérieure de la racine distale. L'émail de toutes les dents est visiblement ridé.

Sur la prémolaire isolée, P₃ sin., appartenant à un exemplaire plus âgé, l'abrasion a presque effacé la fossette mésiale; les racines sont puissantes; généralement, cette dent présente la même morphologie que les prémolaires déjà décrites.

Les mensurations de toutes nos pièces sont les suivantes:

longueur P₂—P₄ dext. 112.5 mm

	Virghiş II				Virghiş I P ₃ sin.
	P ₂ dext.	P ₃ dext.	P ₄ dext.	P ₄ sin.	
longueur	32.0	39.6	44.2	44.0	37.7 mm
largeur du lobe antérieur	17.7	23.2	27.5	27.6	25.0 mm
largeur du lobe postérieur	19.5	27.6	30.9	—	28.0 mm

Parmi les fragments de jugales supérieures, il convient de mentionner l'ectoploche d'une M² qui, par sa longueur (= 61 mm), confirme encore une fois les grandes dimensions du Rhinocéros de l'horizon I de la Dépression de Braşov (voir aussi RADULESCO et al. 1965, tableau 3).

Rapports et différences. Le matériel que nous venons de décrire montre l'existence, dans le Bassin de Baraolt, d'un Rhinocéros proche, par sa forte taille, de *Dicrorhinus leptorhinus* du Pliocène de l'Europe occidentale. Certains caractères crâniens, signalés dans un travail précédent (RADULESCO et al. 1965), nous empêchent d'attribuer en toute certitude l'espèce de Căpeni-Virghiş à *D. leptorhinus*. Il nous semble avoir plutôt affaire, dans notre région d'étude, ainsi que dans d'autres localités fossilifères, comme Villafranca d'Asti (HÜRZELER 1967), Vialette (THENIUS 1955) ou Hajnačka (FEJFAR 1964), à un descendant des grands Rhinocéros pliocènes de Montpellier-Roussillon.

Influencés par un courant assez général, deux d'entre nous ont utilisé dans des publications antérieures (SAMSON & RADULESCO 1963, 1965; RADULESCO & al. 1965) le nom de *D. megarhinus* (CHRISTOL) pour désigner les Rhinocéros bicornes du Pliocène roussillonnais. Cependant, les règles de la nomenclature nous obligent de renoncer à la dénomination proposée par DE CHRISTOL (1835) en faveur de *D. leptorhinus* (G. CUVIER). Il serait inutile de répéter l'histoire, récemment résumée par AZZAROLI (1963), du crâne de Monte Zago qui représente le type de l'espèce, ainsi que les considérations qui donnèrent l'occasion à DE CHRISTOL de reporter *Rhinoceros leptorhinus* dans la synonymie du Rhinocéros laineux. D'ailleurs la priorité de l'espèce de CUVIER a été clairement mise en évidence par DEPÉRET dès 1890, dans son travail classique sur la faune du Roussillon.

Ord. Artiodactyla

"Sus" minor DEPÉRET

Sus, KORMOS 1917, Jb. kgl. ung. geol. R. A. (1915), p. 581.

Sus provincialis, KORMOS 1935, Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst., 30, 2, p. 36.

Propotamochoerus provincialis race *minor*, MOTTI 1939, *Ibid.*, 32, 3, p. 331—332.

Propotamochoerus cf. *provincialis*, KRETZOI 1954, Jber. ung. geol. Anst. (1953), 1, p. 257.

Propotamochoerus cf. *provincialis*, RADULESCO & al. 1965, Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, p. 151.

Sus minor, ALIMEN & al. 1969, Bull. Soc. géol. de France, 7^e sér., 10, p. 551.

Matériel : I₁ sin., I₁ dext. fragmentaires, P₁—P₂ dext., M₂ sin. fragment, M₃ sin., M³ dext. appartenant à un même spécimen (MSG P. 136); I₁ sin. fragment, I₁ dext., I₃ dext. fragment, P₁—P₂ sin. appartenant à un même spécimen (MC 9).

Localité : Căpeni, secteur III, couche III de lignite.

Matériel : M₂ dext. (MC 10), C inf. dext. fragment (MC 11).

Localité : Căpeni, secteur I, couche III de lignite.

Matériel : P₁ dext., M₃ dext. brisée à l'extrémité distale appartenant à un même spécimen (MC 12).

Localité : Vîrghiș I, couche III de lignite.

Description. La canine inférieure, bien que très incomplète, semble appartenir au type *verrucosus*. Les incisives isolées, pour la plupart fragmentaires, ainsi que les prémolaires ne donnent aucune indication spéciale qui puisse être utilisée dans la délimitation morphologique du Suidé de Căpeni et Vîrghiș.

Les seules pièces plus importantes sont représentées par une M₃, un peu endommagée du côté antéro-interne, et une M³ intacte. Ces deux dents ont les racines brisées; leur couronne, bien conservée et à peine entamée par l'usure, laisse reconnaître toute une série de détails structuraux sur lesquels il convient de nous arrêter.

Généralement, autant l'une que l'autre de ces molaires se caractérisent par leurs tubercules principaux bien individualisés et l'allongement encore peu accentué du talon, respectivement du talonide. Les tubercules accessoires sont assez bas et, par cela, en contraste net comparativement aux tubercules principaux. A côté de ces traits archaïques, on remarque un plissement de l'émail, assez prononcé, qui vaut d'être mis en évidence.

Les mensurations des pièces dentaires sont indiquées ci-dessous:

	Căpeni							Vîrghiș I	
	MSG P. 136			M ³	MC 9		MC 10	MC 12	
	P ₁	P ₂	M ₃		P ₁	P ₂	M ₂	P ₁	M ₃
longueur	8.5	12.0	31.0	27.5	9.0	11.5	20.5	8.6	32.0 mm
largeur	4.5	6.0	—	18.4	4.7	5.7	14.0	4.2	16.0 mm

Rapports et différences. Dans un travail d'ensemble sur les faunes de la Dépression de Brașov (RADULESCO & al. 1965), en raison d'un fragment de diaphyse humérale, qui se prêtait mal à une détermination exacte, le Suidé de Vîrghiș, auquel cette pièce appartenait, a été signalé sous le nom de *Propotamochoerus* cf. *provincialis* (GERVAIS).

Les dents, spécialement M³ et M₃, que nous venons de décrire, nous ont donné la possibilité de faire des comparaisons plus précises avec les mêmes pièces décrites et figurées dans une série de travaux essentiels pour la connaissance des Suidés (DEPÉRET 1890, STEHLIN 1899—1900, AZZAROLI 1954). Aussi bien par leur morphologie, qui conserve des traits archaïques encore évidents, que par leurs dimensions, les molaires de

Căpeni et Virghiș appartiennent à un Suidé très proche sinon identique à "*Sus*" *minor* du Roussillon.

Pendant, nous avons quelques réserves imposées par l'émail de nos pièces qui est moins épais et plus plissoté comparativement à celui des dents de Perpignan. Il nous semble que cette particularité, non négligeable de notre matériel, est due à l'âge géologique plus récent de la faune de Căpeni-Virghiș. Il convient de rappeler, toutefois, que malgré le plissement plus accusé de l'émail, les dimensions des dents du Bassin de Baraolt restent dans les limites de variation indiquées pour "*Sus*" *minor*. Même s'il existe une tendance à l'accroissement de la taille chez nos spécimens, ce caractère ne pourrait être enregistré que sur un nombre de pièces beaucoup plus grand que celui dont nous avons disposé. Il nous paraît donc possible, tout en relevant la différence qui sépare notre Suidé de celui du Roussillon, et jusqu'à la découverte d'un matériel plus ample et plus significatif, d'attribuer nos pièces à "*Sus*" *minor*.

En ce qui concerne la dénomination générique, comme l'ont fait ressortir SCHAUB (1944) et, plus récemment, AZZAROLI (1954), par l'étude d'un crâne provenant du Roussillon, il semble que l'espèce *minor* doit être rapportée au genre *Sus* et non plus à *Propotamochoerus*. C'est ce point de vue que nous avons adopté dans ce travail, bien que l'appartenance générique de l'espèce de DEPÉRET ne nous paraisse pas résolue d'une manière définitive.

Cervus sp.

Cervus capreolus, KOCH 1879, Orv. term. tud. Ert., 1, p. 152.

Cervus capreolus fossilis, KOCH 1880, *Ibid.*, 2, p. 77—79.

Cervus sp. (taille d'un *Capreolus*), RADULESCO & al. 1965, Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, p. 151.

Matériel: Astragale sin. (MC 13), phalange I, extrémité distale (MC 14).

Localité: Căpeni, secteur III, toit de la couche III de lignite.

Description. L'astragale a une structure cervine marquée et son attribution à ce groupe ne fait aucun doute. L'os est élancé, sa grande longueur étant déterminée, en partie, par le développement de la lèvre externe de la trochlée proximale. Sur la face postérieure, la trochlée calcanéenne se rétrécit faiblement vers son extrémité inférieure; la fossette cuboïdienne est fermée.

Les mensurations de l'astragale sont les suivantes:

longueur externe	37.8 mm
longueur interne	34.5 mm
largeur maximum	23.8 mm
largeur distale	22.2 mm

L'extrémité inférieure de la première phalange atteint 12.3 mm de diamètre transverse.

Rapports et différences. Il est très difficile de préciser la physionomie du petit Cerf de Căpeni seulement d'après ces deux pièces. En tout cas, l'astragale dénote une espèce légèrement plus grande que les Chevreuils fossiles ou actuels d'Europe; il est plus grand aussi comparativement à l'astragale de *Procapreolus* (SCHLOSSER 1924) ou *Praecapreolus* (PORTIS 1920) = *Paracervulus* (TEILHARD DE CHARDIN 1936). Cette différence de taille, bien que peu exprimée, jointe à l'inégalité entre les lèvres de la trochlée supérieure de l'astragale, nous semble éloigner le Cerf de Căpeni des *Capreolini* auxquels il a été généralement rattaché. Pour le moment, les rapports des Cervidés de petite taille du début du Pléistocène de notre région d'étude continuent à nous rester obscures.



Planche I — Fig. 1. *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT). M_2 sin. de Virghiș I, vue occlusale (2/3). - Fig. 2. *Parabos* sp. Canon postérieur dext. de Virghiș I, vue antérieure (1/2). - Fig. 3. *Protarctos boeckhi* (SCHLOSSER). C. sup. sin. de Căpeni, vue externe (1/1). - Fig. 4. *Castor prae fiber* DEPÉRET. P_4-M_3 dext. (MSG P. 143) de Căpeni, vue occlusale (2/1).

Parabos sp.

Parabos sp., ALIMEN & al. 1969, Bull. Soc. géol. de France, 7^e sér., 10, p. 551.

Matériel: M₁—M₂ dext. (MC 15) (fig. 2 a).

Localité: Căpeni, secteur III, couche III de lignite.

Matériel: M₃ sin. (MC 16) (fig. 2 b), canon antérieur dext. (MC 17).

Localité: Virghiș I, toit de la couche III de lignite.

Matériel: Canon postérieur dext. (MC 18) (pl. I, fig. 2).

Localité: Virghiș I, lit de la couche III de lignite.

Description. L'usure de la série M₁—M₂ est très avancée, la première molaire, partiellement brisée, ne possédant plus la fossette centrale au lobe antérieur (fig. 2 a). Cependant, nous avons noté sur ces pièces quelques traits importants: leur muraille interne a des côtes médianes faiblement individualisées et assez peu saillantes; plus marqué est le pli antérieur; du côté externe, une colonnette médiane est présente étant séparée des lobes dentaires par des sinus sensiblement inégaux; le sinus antérieur, par son grand développement, indique le degré encore réduit de fusion entre les lobes des molaires. L'émail est chagriné.

La morphologie de M₃ respecte les caractères indiqués pour les autres molaires; une faible colonnette externe se trouve entre les lobes I et II; le talonide, dépourvu de fossette centrale, est muni de trois colonnettes qui entourent son bord postéro-interne; les deux colonnettes distales, plus hautes et déjà entamées par l'usure, apparaissent sur la surface masticatrice (fig. 2 b).

Voici les dimensions des dents:

	Căpeni		Virghiș M ₃
	M ₁	M ₂	
longueur	23.0	27.5	39.0 mm
largeur du lobe I	—	17.6	19.4 mm
largeur du lobe II	17.0	18.5	18.0 mm
longueur du talonide	—	—	12.3 mm
largeur du talonide	—	—	12.0 mm

Le canon antérieur se distingue par son allongement, ses extrémités élargies, sa diaphyse comprimée latéralement à face postérieure presque plane; le sillon de coalescence décrit une légère courbe à concavité interne. A l'articulation distale, les arêtes médianes, qui séparent les condyles, se prolongent chacune sur la diaphyse par une ligne en saillie, graduellement décroissante vers le haut, longue d'environ 30 mm.

Le canon postérieur (pl. I, fig. 2) se caractérise aussi par son allongement et sa diaphyse comprimée latéralement. La surface articulaire supérieure présente une facette interne à concavité antérieure marquée; le tubercule qui supporte la facette postérieure pour le cubo-scaphoïde est proéminent. La diaphyse est parcourue par un sillon antérieur, dévié un peu vers le côté externe, au-dessous de l'extrémité proximale, plus précisément dans le deuxième quart, considéré de haut en bas. Sur la face antérieure de l'os, le développement des métatarsiens est très inégal, l'interne (III) étant, dans sa moitié proximale, beaucoup plus saillant que l'externe (IV). C'est cette conformation qui contribue à la déviation partielle du sillon de coalescence vers le côté latéral.

Les mensurations, aussi bien du canon antérieur que du canon postérieur de Virghiș, sont les suivantes:

	Canon antérieur	Canon postérieur
longueur	285.0	322.0 mm
largeur proximale	54.5	50.8 mm
largeur distale	61.8	61.0 mm
largeur minimum de la diaphyse . . .	33.2	32.0 mm

Rapports et différences. Autant par leur morphologie que par leurs dimensions, les molaires déjà décrites ressemblent de près à leurs correspondantes de *Parabos boodon* (GERVAIS); une différence présente, toutefois, M₃ par son talonide pourvu de colonnettes accessoires, l'espèce du Roussillon, en jugeant par la fig. 2 de la pl. VII de l'ouvrage de DEPÉRET (1890) ne possédant pas ces formations supplémentaires.

Comparativement à son homologue de *P. boodon*, le métapode antérieur de Virghiş est plus long, a les extrémités proportionnellement moins élargies et la diaphyse plus grêle; l'indice de gracilité de notre pièce, très proche de celui obtenu pour deux canons antérieurs d'Antilope canna, reste inférieur au même indice chez *P. boodon*.

Quant au métapode postérieur, ce qui frappe par rapport à la pièce similaire du Roussillon, c'est l'évasement plus accentué de son extrémité distale, encore que dans les deux cas une assez bonne concordance des autres dimensions soit observée.

Il est nécessaire de faire une remarque concernant les métapodes de *P. boodon*. Cette espèce semble caractérisée par un métacarpe assez court et robuste auquel correspond un canon postérieur bien plus long et grêle. C'est là un rapport particulier qui est étranger aux grandes Antilopes actuelles que nous avons pu examiner (Antilope canna, *Bos-elaphus*) dont les métapodes antérieur et postérieur ne montrent pas cette inégalité de longueur et surtout de largeur.

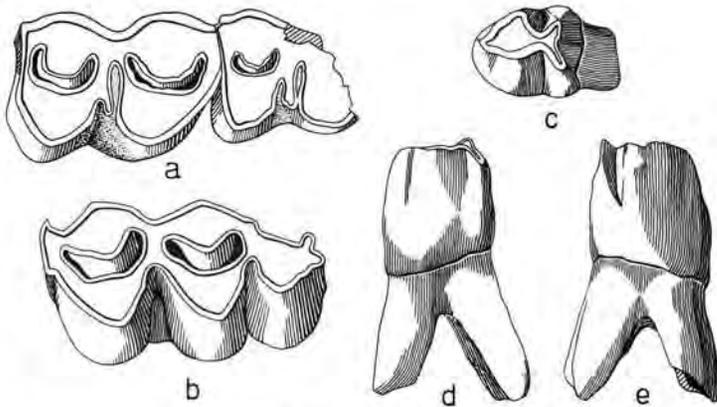


Fig. 2. *Parabos* sp. a. M₁—M₂ dext. de Căpeni, b. M₃ sin. de Virghiş I, vue occlusale (1/1). Boviné indet. P₂ sin. de Virghiş II, c. vue occlusale, d. vue externe, e. vue interne (3/2).

Il ne serait pas exclu, par suite, que les pièces du Bassin de Baraolt proviennent d'une espèce à traits antilopins plus prononcés que chez *P. boodon*. Documentée encore imparfaitement, la physionomie du grand ruminant qui nous intéresse reste, pour le moment, imprécise; il en est de même de sa position systématique. Jusqu'à de nouvelles découvertes, nous avons réuni, non sans hésitation, le matériel récolté à Căpeni et Virghiş, vu certaines similitudes avec le genre *Parabos*, sous la désignation provisoire de *Parabos* sp.

La même forme apparaît non seulement dans les dépôts de l'horizon I, mais encore dans les sédiments littoraux de l'horizon II du Bassin de Baraolt, à Iarăș-Cariera Nouă (RADULESCO & KOVÁCS 1968).

Boviné indet.

Matériel: P₂ sin. (MC 27) (fig. 2 c—e).

Localité: Vîrghiș II, toit de la couche III de lignite.

Description. La dent est au début de l'usure et, par suite, sa morphologie est encore bien observable. Généralement, la pièce évoque la même prémolaire des grands *Bovini* modernes. De contour triangulaire, elle est divisée en deux lobes inégaux par deux sillons postérieurs opposés dont l'interne est sensiblement plus profond (fig. 2 c, e). La paroi linguale du lobe antérieur possède vers son extrémité mésiale un sillon très faible, un peu plus marqué du côté apical de la couronne (fig. 2 e). La paroi vestibulaire du même lobe, qui présente, de règle, un sillon symétrique, mais comparativement plus effacé chez les *Bovini*, est, dans le cas de la dent de Vîrghiș, légèrement excavée vers sa partie mésiale (fig. 2 d). Dans l'ensemble, la prémolaire qui nous préoccupe a une morphologie relativement simple, associée à un degré d'hypsodontie modéré. Ses dimensions comportent 10.7 mm de longueur et 8.6 mm de largeur. Les racines sont fortes et assez divergentes.

Rapports et différences. RADULESCO & al. (1965) ont signalé, provenant de Căpeni, une extrémité inférieure de métacarpe de Boviné qui a été attribuée, provisoirement, à un *Bison* archaïque. Les découvertes ultérieures ont mis au jour seulement la dent décrite plus haut et un fragment distal d'humérus.

La prémolaire, comme il ressort de sa morphologie et ses dimensions, diffère notablement de la pièce correspondante de *Parabos*, qui est sensiblement plus allongée. Comparativement à P₂ de *Leptobos*, la prémolaire de Vîrghiș se distingue par une taille un peu plus faible et des proportions différentes. Les dents de *Leptobos* sont, d'une manière générale, plus longues et moins dilatées transversalement. Par rapport à la longueur, la largeur, pour P₂, donne des indices qui oscillent de 65 à 73, d'après nos observations sur quelques pièces de Senèze que nous avons pu examiner, grâce à l'amabilité de Mr. E. HEINTZ, au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. La dent de Vîrghiș est courte et large, le même indice égalant un chiffre bien plus élevé (80.3). En ce qui concerne les *Bisons*, leur prémolaire antérieure possède des proportions assez variables; *B. schoetensacki* paraît se caractériser par un indice modéré (72); pour *B. priscus*, nous avons obtenu des valeurs comprises entre 71 et 99.

Des chiffres que nous venons d'indiquer, il résulte que P₂ est soumise à de fortes oscillations, fait à attendre vu la position même de cette dent. Il nous est, d'ailleurs, très difficile de nous faire une idée exacte de la variation dentaire d'une espèce en disposant d'une pièce unique. C'est pourquoi, afin d'avoir un point d'appui supplémentaire dans nos remarques sur le Boviné de Vîrghiș, nous rappelons que les dépôts d'âge équivalent de Berești, localité fossilifère de la Moldavie du Sud, ont livré deux Bovinés de taille différente. En jugeant d'après leurs dents, on peut rapprocher l'espèce plus petite, à molaires brachyodontes, du genre *Leptobos*, tandis que la forme plus robuste, à dentition hypsodonte, suggère des affinités plutôt avec le phylum des *Bisons*. Compte tenu des ressemblances fauniques notables qui existent, au début du Villafranchien, entre la Moldavie du Sud et la Dépression de Brașov, il nous paraît légitime d'admettre que les mêmes Bovinés devraient se retrouver également dans les dépôts de Căpeni et Vîrghiș. Dans la phase présente des recherches, nous serions tentés de mettre en relation le matériel de Căpeni-Vîrghiș avec le Boviné de moindre taille de Berești. Mais, ce rapprochement, avant d'être accepté, nécessite des preuves plus complètes.

Tout en reconnaissant les difficultés que soulève la détermination des restes de *Bovini* primitifs et, faute de documents caractéristiques, les incertitudes concernant leur attribution générique, il nous semble, cependant, que l'apparition dans nos gisements du Villafranchien inférieur de certains membres modernes de ce groupe est hors de doute. Et c'est là une constatation importante, car à côté des premiers Chevaux monodactyles, ces nouvelles formes, soit qu'il s'agit d'un *Bison* ou d'un *Leptobos*, contribuent à fixer, au début du Quaternaire, l'âge des localités fossilifères qui les ont livrés.

Ord. Carnivora

Protarctos boeckhi (SCHLOSSER)

Ursus boeckhi, SCHLOSSER 1899, Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst., **13**, 2, p. 23—31, pl. XII, fig. 3—8.

Ursus boeckhi, MAIER v. MAIERFELS 1928, Földt. Szemle, **1**, 5, p. 273—286, pl. I.

Helarctos boeckhi, KORMOS 1935, Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst., **30**, 2, p. 36.

Plionarctos boeckhi, KRETZOI 1938, Ann. Mus. Nation. Hung., **31**, p. 137—138.

Protarctos boeckhi, KRETZOI 1945, *Ibid.*, **38**, 4, p. 76.

Ursus boeckhi, THENIUS 1947, Sber. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl., Abt. I, **156**, p. 204.

Ursus rusciniensis, VIRET 1954, Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **4**, p. 44—46.

Ursus (Protarctos) boeckhi, THENIUS 1958, Razprave Slovenska Akad. Znan. in Umetn., **4**, p. 642.

Protarctos rusciniensis, KRETZOI 1962, Jber. ung. geol. Anst. (1959), p. 388.

Ursus rusciniensis, SAMSON & RADULESCO 1963, C. R. Acad. Sc. Paris, **257**, p. 1122.

Protarctos boeckhi, ALIMEN & al. 1969, Bull. Soc. géol. de France, 7^e sér., **10**, p. 551.

Ursus boeckhi, RYZIEWICZ 1969, Acta Palaeont. Polonica, **14**, 2, p. 210—235, fig. 7.

Matériel: C sup. sin. (MC 19) (pl. I, fig. 3).

Localité: Căpeni, secteur III, couche III de lignite.

Description. La pièce, très bien conservée, est à peine entamée par l'usure. De prime abord, elle frappe par son aplatissement médio-latéral; sa face externe, plus plate, présente une dépression médiane peu marquée sur presque toute la hauteur de la racine; la face interne est plus renflée. La couronne possède une crête postérieure légèrement crénelée; la crête antéro-interne est partiellement effacée par une longue trace d'usure.

Les dimensions de la dent sont indiquées ci-dessous:

hauteur totale	70.5 mm
hauteur antérieure de la couronne	26.4
hauteur postérieure de la couronne	30.2
diamètre antéro-postérieur de la couronne, à la base	21.0
diamètre médio-latéral de la couronne, à la base	11.6
diamètre antéro-postérieur de la racine	23.0
diamètre médio-latéral de la racine	12.2

Rapports et différences. En 1899, SCHLOSSER a décrit de Căpeni une espèce nouvelle d'Ursidé sous la dénomination d'*U. boeckhi*. Plus tard, MAIER v. MAIERFELS (1928) a publié un important matériel qui aurait dû contribuer à la meilleure connaissance de l'Ours de Căpeni, si la majorité des spécialistes ne l'avaient pas ignoré. Tout récemment, ce matériel ainsi que les pièces-type ont été repris par RYZIEWICZ (1969).

En ce qui concerne les canines, les auteurs mentionnés plus haut ont relevé l'aplatissement de ces dents et la pièce que nous venons de décrire confirme cette observation.

Les opinions sur les affinités et la place taxonomique d'*U. boeckhi* sont encore bien divergentes. Examinons brièvement, dans ce qui va suivre, quelques vues plus récentes.

Dès 1947, THENIUS avait attiré l'attention sur la présence, dans la faune pliocène du Roussillon, de deux espèces différentes d'Ursidés: l'une plus grande, correspondant à *Helarctos arvernensis* race *ruscinensis* DEPÉRET (1890, pl. I), l'autre plus petite, dénommée *Helarctos arvernensis* race *pyrenaicus* DEPÉRET (1892, pl. XI). Avec cette dernière, THENIUS a identifié *U. boeckhi*. L'Ours de Căpeni a été attribué à la même forme aussi par VIRET (1954). Mais, si les deux spécialistes sont bien d'accord pour réunir les deux formes, ils ne le sont pas en ce qui concerne la nomenclature. THENIUS (1947, 1958) propose de retenir le nom d'*U. boeckhi* aussi pour la petite forme du Roussillon, parce que la dénomination d'*U. pyrenaicus* DEP. ne peut plus être utilisée, étant un homonyme récent d'*U. pyrenaicus* FISCHER, 1829 (l'Ours brun actuel des Pyrénées). En revanche, VIRET (1954) suggère, jusqu'à une connaissance plus approfondie des Ursidés du Roussillon, que le seul nom à conserver soit celui d'*U. ruscinensis* DEP. C'est d'ailleurs cette solution qui a été adoptée aussi par SAMSON et RADULESCO (1963, 1965).

ERDBRINK (1953) a exprimé un point de vue opposé en considérant *U. boeckhi* plus proche d'*U. ruscinensis* (la grande forme). Cet auteur a reconnu, cependant, que *U. boeckhi* ressemble à la fois aux deux Ursidés du Roussillon et cette constatation l'a conduit à voir dans l'Ours de Căpeni l'ancêtre des deux espèces pliocènes de France. Evidemment, cette filiation, fondée sur une erreur chronologique, car *U. boeckhi* est plus récent que les Ours du Roussillon, ne peut plus retenir notre attention.

Pour HELLER (1949), *U. boeckhi* représente une espèce indépendante dans le groupe de *Plionarctos*.

D'après KRETZOI (1962), *U. boeckhi*, espèce type du genre *Protarctos* KRETZOI, 1945, tombe en synonymie avec *U. ruscinensis*, tandis que *U. pyrenaicus* DEP. appartiendrait au genre *Ursulus* KRETZOI, 1954, pouvant ainsi conserver son nom spécifique (par changement de genre).

Ces opinions bien différentes, que nous avons énumérées, mettent suffisamment en lumière les difficultés du problème qui nous préoccupe. Essayons, cependant, à la mesure du possible de tirer une conclusion.

Les Ursidés du Pliocène sont encore imparfaitement connus. Il est possible que les deux formes du Roussillon, correspondant à *U. ruscinensis* et *U. pyrenaicus*, soient distinctes. Mais il est possible aussi, vu les variations assez grandes auxquelles sont soumises les dents — et sur ce point le nouveau matériel, concernant *U. wenzensis*, publié tout récemment (RZYIEWICZ 1969), nous offre un tableau convaincant — d'avoir affaire au Sud de la France à une seule espèce dont les oscillations morphologiques et métriques sont encore à préciser.

En comparant *P. boeckhi* et *U. ruscinensis* (y compris *U. pyrenaicus*), on peut dégager quelques considérations d'ordre général. En premier lieu, ces deux espèces présentent un degré d'évolution à peu près pareil si l'on prend en discussion leur nombre complet de prémolaires, le développement relatif de P⁴ et la position antérieure de son tubercule lingual, l'allongement encore réduit de M², la carnassière inférieure à métaconide simple et la brièveté de leur M₂. De ce point de vue, aussi bien les Ursidés de France que la forme de Roumanie pourraient appartenir au même genre qui serait *Protarctos*.

Néanmoins, nous devons relever quelques différences que seules les recherches ultérieures, sur un matériel plus ample, pourraient confirmer. Ainsi, *P. boeckhi* paraît se caractériser, en jugeant d'après le nombre restreint d'exemplaires connus, par une M¹ beaucoup plus large particularité qui est étrangère aux Ours pliocènes de France, dont la molaire correspondante est toujours plus effilée. La carnassière inférieure nous semble avoir aussi un aspect particulier, chez *P. boeckhi*, par son talonide sensiblement plus dilaté transversalement que le trigonide. Les Ours pliocène de France possèdent, dans l'ensemble,

M_1 à diamètres transverses plus uniformes et la différence de largeur entre le talonide et le trigonide est proportionnellement plus réduite. M_2 paraît, comparativement à M_1 , même plus courte que dans les Ours de Perpignan.

En somme, *P.boeckhi*, bien que relativement proche des Ursidés réunis provisoirement sous le nom d'*U.ruscinensis*, se distingue par des traits spéciaux, qui paraissent indiquer une direction évolutive différente. Ces observations nous permettent de considérer, à la différence de VIRET (1954) et de THENIUS (1947, 1958), *P.boeckhi* non seulement comme espèce indépendante, mais encore comme unique représentant du genre *Protarctos*, les formes du Roussillon étant maintenues, jusqu'à leur meilleure connaissance, dans le genre *Ursus s. l.*

Il convient d'envisager encore les rapports entre *P.boeckhi* et *U.wenzensis* STACH, de Pologne. Connu seulement par son crâne et ses dents supérieures, au début, l'Ours de Węże a été considéré par VIRET (1954) comme inséparable d'*U.ruscinensis* et *P.boeckhi*. THENIUS (1958) a exprimé un point de vue similaire, dans son opinion *U.wenzensis* étant un synonyme de *P.boeckhi* (= *U.pyrenaicus* DEP.).

Pour ce qui est de l'âge géologique de la brèche ossifère de Węże, qui semble contenir plusieurs niveaux, les auteurs polonais ne sont pas complètement d'accord sur sa datation. Ainsi, elle est considérée comme du Pliocène moyen ou supérieur (KOWALSKI 1962), du Pliocène inférieur et supérieur (SULIMSKI 1964) ou seulement du Pliocène récent (KOWALSKI 1970). SAMSON & RADULESCO (1965), vu certaines affinités des faunes de Węże avec celles de Berești-Mălușteni et Căpeni-Virghiș, ont suggéré l'existence, également dans la station polonaise, d'un niveau du Villafranchien inférieur. L'âge d'*U.wenzensis* ne serait, par conséquent, ni plus ancien que le Pliocène supérieur, ni plus récent que le début du Quaternaire.

La découverte de la dentition mandibulaire de l'Ours de Węże a fait ressortir certains caractères inattendus qui ont montré que l'Ours de Pologne ne peut être assimilé à aucune espèce d'Ursidés du Pliocène ou du Villafranchien inférieur de notre Continent (RZYZIEWICZ 1969). Citons, parmi les traits qui lui confèrent une place indépendante, la complication morphologique de la carnassière inférieure dont le métaconide est précédé d'un nombre variable de tubercules accessoires (1 à 4) et le développement plus accentué de M_2 . Le matériel supplémentaire publié par RZYZIEWICZ (*l. c.*) a permis de se faire aussi une idée sur les variations morphologiques de la dentition supérieure. Ainsi, P^4 et M^1 sont, en moyenne, plus effilées que dans *P.boeckhi* et M^2 est relativement plus longue que dans ce dernier. Le contraste entre la morphologie de *P.boeckhi* et celle d'*U.wenzensis* indique, de toute évidence, que nous sommes devant deux espèces dont l'évolution a suivi des voies divergentes, l'Ours de Węże acquérant des traits progressifs qui manquent à l'espèce conservatrice de Roumanie. En tout cas, l'opinion de RZYZIEWICZ (*l. c.*), qui considère *P.boeckhi* comme l'ancêtre d'*U.wenzensis*, nous semble dépourvue de fondement, compte tenu de l'âge géologique des deux gisements, tel que nous l'avons discuté plus haut; c'est pourquoi, *U.wenzensis* ne peut être que le devancier de *P.boeckhi* ou tout au plus son contemporain.

Cette vue générale sur les Ursidés plio-pléistocène de l'Europe nous montre que leurs diverses espèces ont évolué en plusieurs directions et à vitesses différentes.

Parailurus anglicus (DAWKINS)

Parailurus anglicus, SCHLOSSER 1899, Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst., **13**, 2, p. 3—22, pl. X-XI.
Parailurus anglicus, KORMOS 1935, *Ibid.*, **30**, 2, p. 7—39, pl. I-II.

Matériel: Mandibule sin., fragment avec P_4 — M_1 , M_2 brisée (MC 20) (fig. 3 b);
mandibule dext., fragment avec P_4 — M_1 (MC 21) (fig. 3 a).

Localité: Căpeni, secteur I, couche III de lignite.

L'espèce n'était probablement pas rare dans le Bassin de Baraolt, car SCHLOSSER (1899) au début, KORMOS (1935) ensuite ont décrit des restes importants, parfois très bien conservés, appartenant au moins à sept spécimens, provenant aussi de Căpeni. Les nouvelles récoltes n'ont mis au jour que les débris de deux mandibules à dents inégalement usées, dénotant deux exemplaires de taille et âge différents.

Description. Le fragment de mandibule gauche possède P_4 et M_1 intactes; M_2 est représentée seulement par le talonide. L'abrasion étant au début, la morphologie de toutes ces pièces est expressive. Les divers tubercules, principaux ou accessoires, et le *cingulum* correspondent, dans leurs rapports, aux descriptions données par SCHLOSSER et KORMOS pour ces éléments.

Cependant, M_1 semble se caractériser par son paraconide plus proéminent du côté lingual. Le *cingulum* est bien marqué spécialement au niveau de l'hypoconide où il forme un bourrelet externe ininterrompu. Le relief du talonide de M_2 est assez compliqué; il est constitué par un hypoconide volumineux et un entoconide peu développé; en arrière, il y a un hypoconulide proéminent, un tubercule vestibulaire plus bas et un bourrelet lingual formé de sept denticules accessoires. En avant de l'hypoconulide se placent, à peu près en série, encore cinq petits tubercules inégaux. Ce riche dessin donne à la partie postérieure du talonide un remarquable aspect bunodonte. L'émail, surtout de l'hypoconide, tend à devenir ridé par l'apparition de menues crêtes supplémentaires. La paroi linguale de l'hypoconide est bordée aussi bien à l'avant qu'en arrière par un mince denticule.

Quant à la mandibule droite, l'abrasion est plus avancée que dans le cas précédent, mais les détails structuraux des jugales ne sont pas encore altérés. La morphologie autant de P_4 que de M_1 ne diffère, de celle des jugales déjà décrites, que par des particularités peu importantes, comme les formations cingulaires moins développées, qui s'expliquent par la taille plus réduite de ce deuxième spécimen. Ainsi, chez M_1 le *cingulum* est interrompu en son milieu sur la paroi vestibulaire au niveau de l'hypoconide. Nous signalons aussi que la paroi interne de M_1 est presque rectilinéaire, son paraconide étant moins proéminent du côté lingual, caractère lié à son tour à la taille plus faible de cet exemplaire (fig. 3 a).



Fig. 3. *Parailurus anglicus* (DAWKINS) de Căpeni. a. Mandibule dext. avec P_4 — M_1 , vue occlusale, b. P_4 — M_1 sin., vue externe (3/1).

Nous indiquons, ci-dessous, les dimensions de nos pièces:

	MC 20			MC 21	
	P ₄	M ₁	M ₂	P ₄	M ₁
longueur	10.2	16.2	—	9.7	15.2 mm
largeur	6.0	8.4	—	5.6	7.8 mm
largeur du talonide .	—	—	6.9	—	— mm

Rapports et différences. Les dents de Căpeni, qui nous préoccupent, non seulement par leur morphologie, mais encore par leurs dimensions, sont semblables à leurs correspondantes de *P. anglicus*, découvertes dans la même localité, bien connues par les descriptions et les figures données par SCHLOSSER et KORMOS. Les quelques différences résultant de leur comparaison se rapportent à des oscillations de peu d'importance qui nous paraissent normales dans une population.

Il est nécessaire, cependant, de rappeler l'attention sur la proéminence linguale du paraconide, plus marquée sur notre M₁ gauche que sur M₁ droite ou sur les pièces des auteurs précités. Ce trait, considéré par FEJFAR (1964) comme caractéristique pour *P. hungaricus* KORMOS semble, par conséquent, moins digne de confiance dans la séparation des deux espèces. Nous n'insisterons pas sur les particularités du talonide de M₂, car celui-ci est, de toute évidence, soumis à une large variation.

En ce qui concerne les espèces de *Parailurus*, il nous paraît finalement que la seule différence entre *P. anglicus* et *P. hungaricus*, en jugeant par le matériel assez imparfait de Hajnačka, se manifeste dans la taille plus grande du dernier. Seules de nouvelles découvertes, plus nombreuses, pourraient démontrer si cette différence de taille représente vraiment un caractère constant, en l'absence de modifications structurales qui prouvent le bien fondé de l'existence de deux espèces au Pléistocène inférieur d'Europe. Soulignons, dans le même sens, leurs aires de répartition assez curieuses vu que *P. anglicus* est connu de deux points éloignés (Angleterre et Roumanie) entre lesquels se situe *P. hungaricus* (Tchécoslovaquie).

Ord. Rodentia

Castor praefiber DEPÉRET

Castor (cf. *fiber*), KOCH 1876, Az. Erd. Muz.-egylet Ev., 5, p. 119.

Castor fiber foss., HALAVÁTS 1891, Termész. Füzet., 14, p. 202, pl. V, fig. 1 a, b.

Castor praefiber, RADULESCO & SAMSON 1967 a, C. R. Acad. Sc. Paris, 265, p. 591.

Matériel: P₄—M₃ dext. (MSG P. 143) (pl. I, fig. 4; fig. 4 c); P₄—M₂ dext. (MC 22) (fig. 4 b; 5 a); P₄, M₂—M₃ sin. (MC 23) (fig. 4 f, 5 b); I inf. (MSG P. 182) et M₁—M₃ (MC 24) dext. (fig. 4 d); M₂ dext. (MC 25) (fig. 4 a).

Localité: Căpeni, secteur III, couche III de lignite.

Matériel: M₂ sin. (MC 26) (fig. 4 e, 5 c).

Localité: Căpeni, secteur I, couche III de lignite.

Les restes de Castoridés, découverts ce dernier temps à Căpeni, sont relativement nombreux et bien conservés. Vu nos connaissances rudimentaires sur la physiologie de ce groupe au début du Pléistocène, nous nous sommes proposés de décrire plus amplement toutes nos pièces.

Description. Série P₄—M₃ dext. — La partie antéro-interne de P₄ et les bases de toutes les dents sont brisées, bien qu'un fragment de l'os mandibulaire subsiste encore (pl. I, fig. 4; fig. 4 c).

P₄ — Le sinus externe tend à avoir une direction presque parallèle à l'axe antéro-postérieur de la dent, de sorte que son extrémité interne vient en contact avec le synclinal postérieur. Le synclinal antérieur, ayant la paroi distale largement ondulée, se dirige vers l'avant; le synclinal suivant, ouvert, décrit une courbe à concavité mésiale; le dernier synclinal, à peu près rectilinéaire, est sur le point de se fermer.

M₁ — Le sinus externe s'élargit à son extrémité interne qui est tronquée et s'applique contre la paroi du dernier synclinal. Le synclinal antérieur, légèrement sinueux, est ouvert, mais il va bientôt se fermer; le synclinal III, rectilinéaire, est parallèle à celui qui le précède; le synclinal IV est isolé et forme une fossette anguleuse dont l'extrémité vestibulaire s'oppose à celle du sinus externe.

M₂ — Ainsi que dans le cas précédent, le sinus externe vient en contact avec le synclinal postérieur. Tous les synclinaux sont transformés en fossettes.

M₃ — La surface occlusale est allongée à partie distale plus étroite. Le plan d'usure étant oblique, la moitié distale de la couronne est plus érodée. Cette abrasion inégale a déterminé l'isolement du synclinal postérieur. Sur la paroi linguale les synclinaux II et III sont encore visibles, le premier étant un peu plus long. Sur la table masticatrice, le sinus externe, par son extrémité linguale élargie, vient en contact avec le synclinal IV; les synclinaux II et III sont ouverts et de longueur différente; le dernier synclinal est réduit à une fossette anguleuse.

Cette série possède l'émail mince et peu flexueux. Sur toutes les dents, le sinus externe atteint la base de la couronne.

Série P₄—M₂ dext. (fig. 4 b, 5 a).

P₄ — Le sinus externe parcourt toute la hauteur de la dent; sur la paroi interne, les synclinaux II et III sont presque également longs; au niveau de leur base, la couronne est faiblement étranglée et subit une modification d'axe, visible surtout à la partie mésiale de la dent. La surface occlusale affecte une forme ovalaire. Sur la table d'usure, le sinus externe est orienté en arrière étant presque parallèle à la paroi linguale de la dent; son extrémité interne est contiguë au synclinal postérieur. Le synclinal antérieur

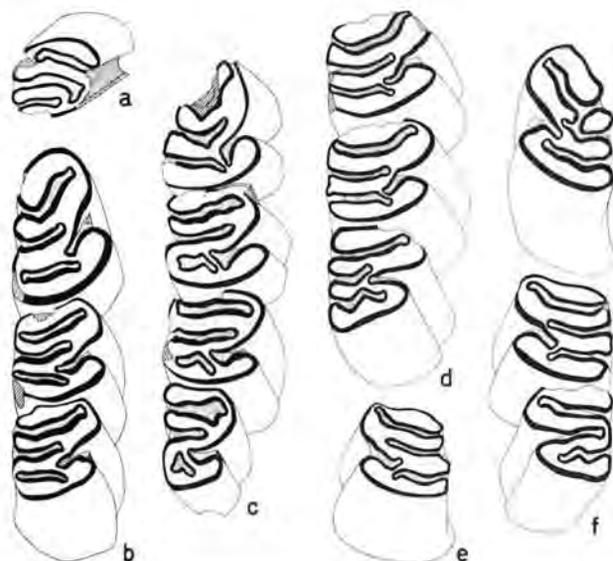


Fig. 4. *Castor praefiber* DÉPÉRET, de Căpeni. a. M² dext. (MC 25), b. P₄—M₂ dext. (MC 22), c. P₄—M₃ dext. (MSG P. 143), d. M₁—M₃ dext. (MC 24), e. M₂ sin. (MC 26), f. P₄, M₂—M₃ sin. (MC 23), vue occlusale (2/1).

(II), qui est ouvert, se recourbe vers l'avant, étant le plus allongé. Le synclinal suivant (III), le plus réduit, également ouvert, se dirige légèrement en avant. Le dernier synclinal (IV), qui est fermé, a le trajet un peu sinueux et son extrémité vestibulaire vient presque en contact avec la paroi distale de la prémolaire. Bien que la zone radiculaire soit en grande partie endommagée, on observe encore la présence de deux racines, l'une mésiale arrondie, l'autre distale, plus forte, disposée transversalement (fig. 5 a); une crête externe relie les racines entre elles.

M₁ — Le sinus externe s'étend jusqu'à la base de la couronne. Les synclinaux II et IV sont fermés. Le synclinal III est encore ouvert, mais il va se fermer assez vite. La paroi interne possède, en prolongement du synclinal médian, un large sillon qui arrive jusqu'aux racines. Sur la table d'usure, le sinus externe se situe entre les synclinaux III et IV étant plus proche du dernier de ceux-ci. Les synclinaux II et III sont parallèles et orientés un peu en avant; comparativement, le synclinal postérieur est divergent et se dirige vers l'arrière. Les racines sont brisées, mais en jugeant par leurs bases, il y avait à la partie mésiale une petite racine externe arrondie et une racine interne rudimentaire; la partie distale comprenait une racine transverse, plus développée.

M₂ — Cette dent est très semblable à la précédente; cependant, le synclinal antérieur est encore ouvert.

L'émail de toutes ces pièces est assez mince et très peu sinueux.

Série P₄, M₂—M₃ sin. (fig. 4 f, 5 b).

P₄ — Cette pièce est moins usée que toutes les dents correspondantes des séries jugales de Căpeni. Ainsi que dans les autres cas, le sinus externe divise la couronne sur toute sa hauteur. Comparativement, la forme de la surface occlusale est légèrement différente, son extrémité mésiale étant plus anguleuse. Cependant, à un degré d'abrasion plus avancé, le contour de la dent devient ovalaire. Par rapport à P₄ de la seconde série que nous avons décrite, la dent qui nous intéresse est plus effilée; elle se remarque, de plus, par la position de son sinus externe qui, sur la table d'usure, forme un angle plus ouvert avec l'axe antéro-postérieur. Une conséquence de cette configuration est le parallélisme du sinus externe avec le premier synclinal. Le synclinal antérieur, allongé et largement sinueux, communique avec le synclinal central, beaucoup plus court, isolant un cercle d'émail à la partie linguale de la dent. Le dernier synclinal, légèrement ondulé, encore ouvert, est parallèle à la paroi distale de la prémolaire. Les racines sont dépourvues de leurs extrémités; il existe une racine antérieure, arrondie et une racine postérieure aplatie transversalement, réunies du côté externe par une mince crête. Les racines sont comparativement plus faibles que celles de P₄ décrite précédemment.

M₂ — Le synclinal mésial est sur le point de se fermer; les synclinaux suivants sont aussi prêts à s'isoler. Le sinus externe vient en contact avec l'extrémité vestibulaire du dernier synclinal qu'il repousse vers la paroi distale de la dent. Cette configuration rappelle, en quelque sorte, les molaires de la série complète (MSG P. 143). La racine antéro-interne est indiquée par une crête; la racine antéro-externe, située plus bas, déjà oblitérée, bien réduite elle aussi, est représentée par une proéminence arrondie. La racine transverse distale est un peu plus développée. A la base, les racines se soudent, ayant la tendance de former une paroi continue, à l'exception du côté linguale.

M₃ — Cette dent se caractérise par un dessin d'émail particulier: le sinus externe pénètre profondément à l'intérieur de la molaire jusqu'à la proximité de la paroi linguale; le synclinal III est absent; il s'agit là, probablement, d'une anomalie. Sur la paroi interne on observe un long sillon mésial (II), qui s'arrête au-dessus de la limite inférieure de la couronne et un sillon distal (IV), beaucoup plus court. Sur la table d'usure, le synclinal postérieur est sinueux. A la partie antérieure de la dent, il y a deux faibles racines;

la racine distale, à cause de la moitié postérieure plus rétrécie de la dent, est beaucoup moins étendue transversalement par rapport à celle des autres molaires.

Série M_1-M_3 dext. (fig. 4 d).

M_1 — Le synclinal antérieur est encore ouvert, tandis que le suivant ne tardera pas à se fermer; le dernier synclinal, déjà isolé, a l'extrémité vestibulaire orientée vers la paroi distale de la dent, ainsi que sur M_2 décrite plus haut. La dent possède une mince racine antéro-interne et une racine antéro-externe plus grande. La racine distale est aplatie; celle-ci est séparée de la racine antéro-interne par un sillon lingual. Le sillon vestibulaire, situé entre les racines antéro-externe et postérieure, est très superficiel.

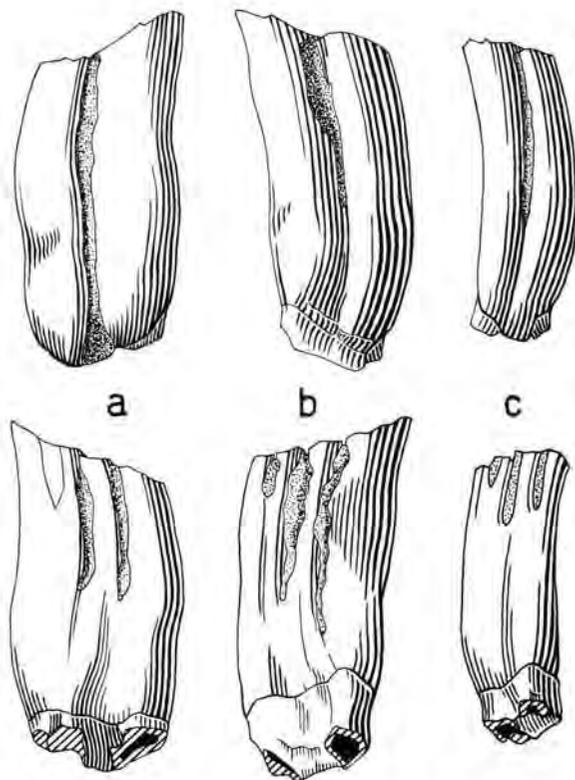


Fig. 5. *Castor praefiber* DEPÉRET, de Căpeni. a. P_4 dext. (MC 22), b. P_4 sin. (MC 23), c. M_2 sin. (MC 26), vue externe en haut, vue interne en bas (2/1).

M_2 — En ce qui concerne la morphologie de sa couronne, cette jugale ne présente rien de particulier. La racine antéro-interne, mieux conservée, a la forme d'une crête saillante; la racine distale est moins développée transversalement que dans M_1 mentionnée plus haut.

M_3 — Sur cette dent le synclinal III est normalement conformé. La surface occlusale possède les trois synclinaux ouverts et inégalement développés: l'antérieur, le plus long, presque rectilinéaire, est légèrement orienté vers l'avant; le synclinal III est courbe à concavité mésiale; le dernier synclinal est sinueux. Le sinus externe, à peu près perpendiculaire sur l'axe antéro-postérieur de la dent, pénètre entre les extrémités des synclinaux III et IV. Sur la paroi interne de la molaire, il y a un sillon antérieur bien

développé et deux autres sensiblement plus courts. On peut reconnaître les traces de deux petites racines antérieures et d'une racine postérieure plus grande.

I inf. dext. — Cette pièce appartient, très probablement, au même exemplaire que la série décrite ci-dessus. Sur le fragment apical que nous possédons, il est important de noter la largeur assez réduite. Les diamètres antéro-postérieur et latéral mesurent respectivement 7.0 et 6.9 mm.

M₂ sin. isolée (fig. 4 c, 5 c) — Cette molaire présente le degré d'abrasion le moins prononcé de toutes nos pièces, sur la table d'usure les synclinaux étant ouverts. La face interne de la dent possède trois sillons inégaux dont le médian est le plus développé et le postérieur le plus raccourci. Il s'ensuit que le dernier synclinal sera le premier à se fermer; à cause du plan d'érosion oblique, les synclinaux II et III vont s'isoler presque simultanément. Le fût est déjà fermé par deux racines mésiales, faiblement individualisées, et par une racine postérieure, mieux conservée du côté interne. En vue linguale, on observe la racine distale, plus forte, ainsi que la racine antéro-interne, séparées entre elles par un petit sillon. Du côté vestibulaire, on voit la racine antéro-externe en arrière de laquelle se conserve seulement la paroi dentaire recouverte d'émail, la racine postérieure étant partiellement brisée.

M² dext. isolée (fig. 4 a) — La dent, assez endommagée, avait le sinus interne jusqu'à la base de la couronne. L'abrasion étant très avancée, le synclinal antérieur (I) devrait être très réduit sinon même absent. L'état incomplet de la pièce empêche, toutefois, d'avoir une certitude dans ce sens. Le synclinal suivant (III) est encore ouvert, mais il va perdre bientôt la communication avec l'extérieur; le dernier synclinal (IV), un peu plus court que le précédent, est sur le point de se fermer. La molaire comporte 6.4 mm de longueur et 6.2 mm de largeur.

Les dimensions de toutes les jugales inférieures, prises à la surface occlusale et à la base (chiffres entre parenthèses), sont réunies dans le tableau 1.

Tableau 1

Dimensions (en mm) des dents inférieures de *Castor praefiber* DEF. de Căpeni

	MSG P. 143	Secteur III				Secteur I
		MC 22	MC 23	MC 24	MC 26	
P ₄ —M ₃						
longueur	31.5	—	—	—	—	—
P ₄						
longueur	9.9	—	10.7 (10.5)	10.2 (9.0)	—	—
largeur	6.7	—	7.4 (7.7)	6.9 (6.4)	—	—
M ₁						
longueur	7.3 (7.1)	7.1 (7.1)	—	—	6.6 (6.5)	—
largeur	7.5 (7.0)	7.0 (7.6)	—	—	7.6 (8.0)	—
M ₂						
longueur	7.0 (6.9)	6.9 (6.8)	6.7 (6.4)	7.0 (6.5)	6.4 (6.4)	
largeur	7.1 (7.3)	6.7 (7.0)	7.3 (7.3)	7.4 (7.5)	6.6 (7.2)	
M ₃						
longueur	7.1 (7.4)	—	—	6.5 (6.1)	6.6 (6.2)	—
largeur	5.4 (5.5)	—	—	6.3 (6.0)	6.3 (6.2)	—

Rapports et différences. Pour comparer notre matériel, nous avons eu à notre disposition une mandibule de *Castor plicidens* MAJ. du Villafranchien supérieur de Fintina lui Mitilan en Olténie, une mandibule de *C.fiber* LIN. des tourbières de Miercurea Ciuc (Transylvanie) et quelques mandibules de *Castor* récent. A l'Université de Jassy, nous avons pu examiner, au Laboratoire de Géologie, grâce à la bienveillance de Mr. le Prof. N. MACAROVICI, la mandibule de *C.praefiber* du Villafranchien inférieur de Mălușteni (Moldavie) (SIMIONESCO 1930, pl. II fig. 14; RADULESCO & SAMSON 1967a), ainsi que 28 mandibules de *C.fiber* néolithique du Laboratoire de Morphologie Animale par l'aimable permission de M-lle le Prof. O. NECRASOV.

Comparativement à *C.plicidens*, le Castoridé de Căpeni diffère par son émail plus mince, généralement peu ou pas sinueux, par la largeur sensiblement plus réduite de ses incisives. Il nous paraît impossible, par conséquent, d'attribuer les restes dont nous venons de nous occuper à cette espèce.

Par rapport à *C.fiber*, le Castoridé du Villafranchien inférieur se remarque par sa taille plus faible, le degré moindre d'hypsodontie, le développement moins accentué des sillons de la paroi interne des jugales et l'émail plus fin. P₄ possède un lobe antérieur proportionnellement plus allongé, effilé vers l'avant; nous devons ajouter à ces caractères aussi la position du sinus externe qui, sur la face occlusale, est presque parallèle à l'axe antéro-postérieur de la dent ou forme avec celui-ci un angle peu ouvert. Chez *C.fiber*, le sinus externe décrit un angle plus grand et tend même à devenir perpendiculaire sur l'axe long de la table d'usure. Dans l'ensemble, les racines des jugales de *C.praefiber* rappellent encore, par leur situation, celles des Castoridés primitifs, comme *Steneofiber*, mais elles sont beaucoup moins développées. Comparativement à *C.fiber*, on constate, chez le Castoridé de Căpeni, que le fût se ferme par la constitution des racines à un âge moins avancé.

Dans son mémoire sur la faune du Roussillon, DEPÉRET (1897) a décrit sommairement et figuré un crâne de Castoridé sous la dénomination de *C.praefiber*. Cette espèce se distingue de *C.fiber* par sa taille modeste et ses dents plus grêles à émail plus mince.

VIRET (1954) a complété nos connaissances sur *C.praefiber* par la description de deux mandibules: l'une, provenant du Pliocène de Trévoux est plus petite, sa rangée dentaire mesurant 25.7 mm environ; l'autre, découverte dans les sables de Montpellier, est plus forte, la longueur P₄—M₃ atteignant 30.0 mm. VIRET a noté sur ces pièces l'absence du plissement et la minceur de l'émail; leur degré d'hypsodontie est moins prononcé que chez *C.fiber* actuel.

Il convient, en utilisant aussi bien les caractères indiqués par DEPÉRET que les importantes précisions apportées par VIRET, d'attribuer les restes de Castoridés de Căpeni à *C.praefiber*. Nous devons ajouter qu'il n'est pas exclu que le *Castor* villafranchien soit un peu plus évolué que son ancêtre pliocène, car ce dernier semble avoir les racines des jugales mieux individualisées. Malheureusement, le matériel de France, encore peu nombreux et non figuré, ne nous permet pas d'approfondir nos comparaisons.

En somme, nous pensons que le Castoridé du Bassin de Baraolt appartient au même phylum que le *Castor* pliocène du Roussillon. En jugeant par la robustesse de ses incisives et certains traits crâniens, mis en évidence par VIRET, nous sommes enclins à considérer *C.plicidens* comme un rameau latéral, spécialisé, éteint fort probablement à la fin du Pléistocène inférieur. Bien que les relations phylétiques soient toujours entachées de provisoire, il ne nous semble pas impossible que *C.praefiber* puisse représenter la souche des *Castors* actuels (RADULESCO & SAMSON 1967 a).

Castoridé indet.

? *Stenofiber*, HALAVÁTS 1891, Termeész. Füz., 14, p. 202.

? *Castoridarum* g. et sp. indet., KRETZOI 1954, Jber. ung. geol. Anst. (1953), 1, p. 257.

Matériel: P₄dext.

Localité: Căpeni, secteur III, couche III de lignite.

La prémolaire, mesurant 4.5 mm de longueur, dénote l'existence, au début du Villafranchien, d'un Castoridé de taille petite dont les affinités nous restent encore inconnues. C'est probablement la présence de cette forme mal définie, à côté de *C. praeifiber*, qui a déterminé KORMOS (1935, p. 36) de citer, dans l'association faunique de Căpeni, deux Castoridés différents: "Castoridae (2 verschiedene Formen)".

Conclusions

Vu les nouvelles découvertes, qui ont fait l'objet des pages précédentes, il nous paraît nécessaire, maintenant, de dresser une liste des espèces villafranchiennes de Căpeni-Vîrghiş, suivie de quelques brèves remarques concernant les formes moins bien documentées (tableau 2).

Equus primigenius v. MEYER semble représenter un Hipparion, compte tenu de l'acception généralement donnée à cette dénomination à l'époque où KOCH (1886) commençait à faire connaître la faune de Căpeni. La présence d'un Hipparion évolué (*H. cf. malustenense* RADULESCO & SAMSON) dans le Bassin de Baraolt est cependant certaine, comme l'a montré la découverte d'un canon postérieur à Iarăş-Cariera Nouă, dans la partie inférieure des sédiments littoraux de l'horizon II (Villafranchien inférieur, phase II) (RADULESCO & KOVÁCS 1968).

"*Macrohippus sylvorum*" KRETZOI est un nom qui désigne un Equidé monodactyle, documenté par un canon postérieur (KRETZOI 1954). Il s'agit, vraisemblablement, d'un type sténonien, d'assez grande taille.

La présence, à Căpeni-Vîrghiş, d'un petit Suidé, proche de "*Sus*" *minor* du Pliocène, ne fait point de doute. Il est bien possible qu'une forme plus grande y existe aussi, car divers auteurs ont cité, à Căpeni, *Propotamochoerus provincialis*. Autant que nous sachions, les restes de ce Suidé plus grand n'ont jamais été décrits ou figurés. Pour le moment, il n'y a dans nos collections aucune pièce caractéristique pouvant attester que cette espèce fait certainement partie de l'association de Mammifères de Căpeni-Vîrghiş. Il est intéressant de noter que dans la faune équivalente de Măluşteni, localité du Sud de la Moldavie, l'unique membre des Suidés est de taille assez grande et a plus de rapport avec "*Sus*" *provincialis*.

MOTTL (1939) a décrit un fragment de bois qu'elle a rattaché à *Cervus pardinensis* CROIZ. & JOB. Il reste, cependant, à vérifier par des pièces plus complètes si c'est la même espèce qui fait son apparition aussi bien en Roumanie qu'en France. La constatation qui nous semble s'imposer c'est la présence dans le Sud-Est de la Transylvanie d'un Cerf primitif à bois relativement simples que nous préférons inscrire dans la faune de Căpeni-Vîrghiş sous la dénomination de *Metacervocerus cf. pardinensis* (RADULESCO & KIS-GYÖRGY, sous-pressé).

Megaloceros sp. est mentionné à Căpeni par KRETZOI (1954). Comme on l'a montré récemment (RADULESCO & SAMSON 1967 b), il ne serait pas exclu d'avoir affaire, dans ce cas, à un Cervidé proche de *Psekeupsoceros orientalis* RAD. & SAM. de l'Est européen.

La présence du Macaque est indiquée, avec hésitation, par KORMOS (1917); ultérieurement (1935), cet auteur ne cite plus à Căpeni cet élément. L'existence du Macaque dans

le Bassin de Baraolt, au début du Villafranchien est bien possible, vu son apparition dans la faune du même âge de Mălușteni (SIMIONESCO 1930), mais nous devrions disposer de nouvelles preuves avant de l'affirmer en toute certitude.

Tableau 2

Les associations de Mammifères du Villafranchien inférieur des Bassins de Baraolt et Vîrghiș

	Phase I		Phase II
	Căpeni	Vîrghiș	Iarăș Cariera Nouă
<i>Zygodiphodon borsoni</i> (HAYS)	+	+	+
<i>Anancus arvernensis</i> (CROIZET & JOBERT)	+	+	+
<i>Tapirus arvernensis</i> CROIZET & JOBERT)	+	+	+
<i>Dicerorhinus cf. leptorhinus</i> (G. CUVIER)	+	+	—
<i>Dicerorhinus</i> sp.	—	—	+
<i>Hipparion cf. malustenense</i> RADULESCO & SAMSON	+	—	+
" <i>Macrohippus sylvavum</i> " KRETZOI	+	—	—
" <i>Sus</i> " <i>minor</i> DEPÉRET	+	+	—
" <i>Sus</i> " <i>provincialis</i> GERVAIS	?	—	—
<i>Metacervocerus cf. pardinensis</i> (CROIZET & JOBERT)	+	+	—
<i>Cervus</i> sp. (taille de <i>Capreolus</i>)	+	—	—
<i>Megaloceros</i> sp. (? <i>Psekupsoceros</i>)	+	—	—
<i>Parabos</i> sp.	+	+	+
<i>Bovini cf. Bison</i>	+	?	—
<i>Canis</i> sp.	+	—	—
<i>Protarctos boeckhi</i> (SCHLOSSER)	+	—	—
<i>Parailurus anglicus</i> (DAWKINS)	+	+	—
<i>Felidae</i> g. et sp. indet. (taille de <i>Lynx</i>)	+	—	—
Machairodontiné g. et sp. indet.	+	—	—
<i>Castor prae fiber</i> DEPÉRET	+	—	—
<i>Castoridae</i> g. et sp. indet.	+	—	—
<i>Prospalax priscus</i> (NEHRING)	+	—	—
<i>Dolichopithecus cf. arvernensis</i> DEPÉRET	+	—	—
<i>Macaca</i>	?	—	—

Il convient de signaler encore la présence à Căpeni d'un *Lynx*, très probablement le même qu'à Mălușteni (*Lynx issiodorensis* CROIZ. & JOB.) (SIMIONESCO 1930). Il faut retenir, à la fois, qu'un Félinid de taille plus grande, peut-être un Machairodontiné, est mentionné par KOCH (1888) de même à Căpeni. *Machairodus* y est indiqué aussi par RÜGER (1932). Par manque de toute description, concernant les Félinidés, ce groupe est le moins connu de la faune de Căpeni-Vîrghiș.

La place chronologique de la faune de Căpeni-Vîrghiș a été discutée dans plusieurs mises au point récentes (SAMSON & RADULESCO 1963, 1965; ALIMEN & al. 1969; SAMSON & al. 1969). La première conclusion qui résulte de l'étude de nouvelles récoltes de pièces fossiles c'est la constatation, plus ferme, que l'association de Mammifères de ces deux localités se caractérise par l'existence, parmi les Proboscidiens, uniquement des Mastodontes (*Z. borsoni* et *A. arvernensis*) et l'absence de l'Eléphant. Le grand Rhinocéros, le Tapir, le petit Suidé etc. ne font que compléter la composition de cet ensemble faunique.

Il convient, d'autre part, de mettre en évidence l'apparition, dans ce complexe de Mammifères, de quelques nouveaux venus, comme sont un Cheval monodactyle et les Bovinés modernes, qui indiquent le début du Quaternaire et permettent de séparer nos gisements de ceux, plus anciens, du Roussillon. C'est une précision qui doit être retenue comme la deuxième conclusion de nos recherches.

Notre dernière conclusion montre que, par leur faune, qui comporte un bon nombre d'espèces archaïques, où l'Eléphant manque encore, mais le Cheval et le Boeuf sont présents, les localités de Câpeni et Virghiş se rangent dans l'intervalle chronologique, correspondant au Villafranchien inférieur, dont les localités fossilifères de Villafranca d'Asti et de Vialette représentent le début et celle de Perrier-Etouaires la fin.

Bibliographie

- ALIMEN, H., RADULESCO, C. & SAMSON, P.: Précisions paléontologiques et indices climatiques relatifs aux couches pléistocènes de la Dépression de Braşov (Roumanie). — Bull. Soc. géol. de France, 7^e sér., **10**, Paris 1969.
- AZZAROLI, A.: Filogenesi e biologia di *Sus strozii* e di *Sus minor*. — Palaeontogr. Ital. **48**, Pisa 1954.
- : Rinoceronti pliocenici del Valdarno inferiore. — *Ibid.* **57**, Pisa 1963.
- DE CHRISTOL, M.: Recherches sur les caractères des grandes espèces de Rhinocéros fossiles. — Ann. Sc. Nat., **4**, Zool., Paris 1835.
- DEPÉRET, Ch.: Les animaux pliocènes du Roussillon. — Mém. Soc. géol. de France (Paléont.) **3**, Paris 1890—1897.
- ERDBRINK, D. P.: A review of fossil and recent bears of the Old World. — Deventer 1953.
- FEJFAR, O.: The lower Villafranchian Vertebrates from Hajnacka near Filákovo in Southern Slovakia. — Rozpravy U. ú geol. **30**, Praha 1964.
- HALAVÁTS, G.: Die ungarländischen fossilen Biberreste. — Termész. Füzet. **14**, Budapest 1891.
- HELLER, F.: *Ursus (Plionarctos) stehlini* KRETZOI, der kleine Bär aus den altdiluvialen Sanden von Mauer-Bammental und Mainz-Wiesbaden. — Sber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. **11**, Heidelberg 1949.
- HÜRZELER, J.: Nouvelles découvertes de Mammifères dans les sédiments fluvio-lacustres de Villafranca d'Asti. — Problèmes actuels de Paléontologie (Evolution des Vertébrés), Colloques Intern. du CNRS **163**, Paris 1967.
- JEKELIUS, E.: Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov. — Mem. Inst. geol. al României **2**, Bucureşti 1932.
- KOCH, A.: Siebenbürgens Ursäugerüberreste und auf den Urmenschen bezügliche Funde. — Az. erdélyi muz.-egylet Ev. **1**, 5, Cluj 1876.
- : Masodik pótlek Erdély ösemlősei és az ősemlőre vonatkozó leleteinek kimutatásához. — Orv. term. tud. Ert. **1**, Cluj 1879.
- : Fossile Reh (*Cervus capreolus* L. foss.) aus dem Lignit von Köpecz. — *Ibid.* **2**, Cluj 1880.
- : Harmadik pótlek Erdély ösemlősei és az ősemlőre vonatkozó leleteinek kimutatásához. — *Ibid.* **11**, Cluj 1886.
- : Viertes Supplement zu dem Verzeichnisse der Siebenbürgischen Funde von Ursäuger-Resten und prähistorischen Artefacten. — *Ibid.* **13**, Cluj 1888.
- : Die Tertiärbildungen des siebenbürgischen Beckens. — **2**, Neogene Abt., Budapest 1900.
- KORMOS, Th.: Die pliozänen Schichten von Ajnacsö und ihre Fauna. — Jb. kgl. ung. geol. R. A. **1915**, Budapest 1917.
- : Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Parailurus*. — Mitt. Jb. kgl. ung. geol. Anst. **30**, 2, Budapest 1935.
- KOWALSKI, K.: Les Micro-Mammifères du Pliocène et du Pléistocène inférieur de la Pologne. Problèmes actuels de Paléontologie (Evolution des Vertébrés). — Colloques Intern. du CNRS **104**, Paris 1962.
- : Les Mammifères fossiles des remplissages karstiques de Pologne. — EMILE G. RACOVITZA, Livre du centenaire, Bucarest 1970.
- KRETZOI, M.: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtf fauna. — Ann. Mus. Nation. Hung. **31** (pars miner., geol., palaeont), Budapest 1938.
- : Bemerkungen über das Raubtiersystem. — *Ibid.* **38**, 4, Budapest 1945.
- : Bericht über die calabrische (villafranchische) Fauna von Kisláng, Kom. Fejér. — Jber. ung. geol. Anst. **1953**, **1**, Budapest 1954.
- : Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta. — *Ibid.* **1959**, Budapest 1962.

- LITEANU, E., MIHĂILĂ, N. & BANDRABUR, T.: Contribuții la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). — Stud. Cercet. Geol. **7**, 3—4, București 1962.
- LÖRENTHEY, I.: Über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Széklerlandes. Orv. term. tud. Ért. **20**, Cluj 1895.
- MAIER v. MAYERFELS, St.: Az *Ursus boeckhi* SCHLOSSER ösmedve maradványai az erdély levantei korii lignitből. — Földt. Szemle **1**, 5, Budapest 1928.
- MOTTLE, M.: Die mittelplozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. — Mitt. Jb. kgl. ungar. geol. Anst. **32**, 3, Budapest 1939.
- PORTIS, A.: Elenco delle specie di Cervicorni fossili in Roma e attorno a Roma. — Boll. Soc. Geol. Ital. **39**, Roma 1920.
- RADULESCO, C. & KOVÁCS, AL.: Contribuții la cunoașterea faunei de mamifere fosile din Bazinul Baraolt (depresiunea Brașov). — Lucr. Inst. Speol. "EMIL RACOVITĂ" **5**, București 1966.
- : Noi contribuții la cunoașterea faunei de mamifere fosile din Bazinul Baraolt (Depresiunea Brașov). — *Ibid.* **7**, București 1968.
- RADULESCO, C. & SAMSON, P.: Observations sur les Castoridés du Villafranchien inférieur de Roumanie. — C. R. Acad. Sc. Paris, **265**, Paris 1967 (1967 a).
- : Sur un nouveau Cerf mégacérin du Pléistocène moyen de la Dépression de Brașov (Roumanie). — Geologica Romana **6**, Roma 1967 (1967 b).
- RADULESCO, C., SAMSON, P., MIHĂILĂ, N. & KOVÁCS, AL.: Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pléistocènes de la Dépression de Brașov (Roumanie). — Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, Öhringen 1965.
- RÜGER, L.: Das Alter des Jungtertiärs im Altal (Siebenbürgen) und die jungen Hebungen der südöstlichen Karpathen. — Cbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B **8**, Stuttgart 1931.
- RYZIEWICZ, Z.: Badania nad niedźwiedziami pliocenскими. — Acta Palaeont. Polonica **14**, 2, Warszawa 1969.
- SAMSON, P. & RADULESCO, C.: Les faunes mammalogiques du Pléistocène inférieur et moyen de Roumanie. — C. R. Acad. Sc. Paris **257**, Paris 1963.
- : Die Säugetier-Faunen und die Grenzen Pliozän/Pleistozän und Unterpleistozän/Mittelpleistozän in Rumänien. — Ber. Geol. Ges. DDR **10**, 1, Berlin 1965.
- SAMSON, P., RADULESCO, C. & KOVÁCS, AL.: Faunele de mamifere și stratigrafia Cuaternarului în Depresiunea Brașov. — Aluta **1**, Sf. Gheorghe 1969.
- SCHAUB, S.: Die oberpliocäne Säugetierfauna von Senèze (Haute-Loire) und ihre verbreitungsgeschichtliche Stellung. — Eclogae geol. Helv. **36**, 2, (1943), Basel 1944.
- SCHLESINGER, G.: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geol. Hung. **2**, 1, Budapest 1922.
- SCHLOSSER, M.: *Parailurus anglicus* und *Ursus boeckhi* aus den Ligniten von Baróth-Köpecz. — Mitt. Jb. kgl. ungar. geol. Anst. **13**, 2, Budapest 1899.
- : Tertiary Vertebrates from Mongolia. — Palaeont. Sinica (C) **1**, 1, Peking 1924.
- SIMONESCO, I.: Vertebratele pliocene de la Mălușteni (Covurlui). — Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi **9**, 49, București 1930.
- STEHLIN, H. G.: Ueber die Geschichte des Suiden-Gebisses. — Abh. schweiz. Paläont. Ges. **26—27**, Zürich 1899—1900.
- SULIMSKI, A.: Pliocene *Lagomorpha* and *Rodentia* from Węże 1 (Poland). — Acta Palaeont. Polonica **9**, 2, Warszawa 1964.
- THENIUS, E.: Bemerkungen über fossile Ursiden (Mamm.). — Sb. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. **156**, Wien 1947.
- : Die Verknöcherung der Nasenscheidewand bei Rhinocerotiden und ihr systematischer Wert. — Schweiz. Paläont. Abh. **71**, Basel 1955.
- : Über einen Kleinbär aus dem Pleistozän von Općina (Jugoslawien) nebst Bemerkungen zur Phylogenese der plio-pleistozänen Kleinbären. Razprave Slovenska Akad. Znan. in Umetn. **4**, Zagreb 1958.
- VIRET, J.: Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens. — Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon **4**, Lyon 1954.

Manuscrit reçu le 2. 8. 1970.

Adresse des auteurs: Institutul de Speologie "Emil G. Racoviță", Str. Dr. Capșa 8, București 35, România et Baraolt, bloc III/14, jud. Covasna.

Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung

Von J. LIETZ und M. SCHWARZBACH, Köln

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung. Auf der kleinen Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel) bedecken ausgedehnte quartäre Ablagerungen vielfach den tertiären, meist vulkanischen Sockel. Äolinite, d. h. Dünenbildungen aus z. T. regelmäßig schräggeschichteten marin-bioklastischen Kalkareniten, werden bis 50 m mächtig; sie führen (ebenso wie andere quartäre Ablagerungen) Landschnecken (Fossil-Liste, V). Als Ausblasungsgebiet ist der weit ausgedehnte Schelf zu betrachten, der in den Glazialen trockenlag. Die Äolinite sind also kaltzeitlich und ergaben entsprechende C¹⁴-Alter (21.570 und 13.480 B. P., jüngerer Würm). Auf die andersartige neuere Deutung der Bermudas-Äolinite durch BRETZ u. a. wird kurz eingegangen. Die Äolinite sind durch autochthone und allochthone Böden (Braunlehme, rötliche Kalksandböden) in drei Abschnitte geteilt. Im Liegenden finden sich ebenfalls Braunlehme. Kolluvium, d. h. geringfügig verfrachtetes Schuttmaterial, tritt als Gehängeschutt und als Ausfüllung flacher Depressionen auf. Es führt gleichfalls Landschnecken und ist z. T. mit den Äoliniten verzahnt, d. h. gleichfalls kaltzeitlich.

Nur eine Strandterrasse ist nachzuweisen. Sie ist als Brandungskonglomerat ausgebildet, führt eine marine Fauna und liegt 0–3 m über NN; C¹⁴-Alter: ≥ 40.000 a. Vielleicht gehört sie ins Tyrren III (Letztes Interglazial). — Zwei Talgenerationen sind vorhanden. Die stratigraphische Eingliederung der flachen alten Täler ist nicht möglich, die junge Zerschlungung ist nicht älter als Würm. Die Steilküste ist jung und durch Brandungserosion geformt. An der N-Küste könnte die rückschreitende Erosion maximal 12 cm/a betragen.

Das Klima der Glazialzeiten (mit Äolinit- und Kolluvialbildungen) war kühler als heute und vermutlich relativ trocken — also nicht pluvial; die Winde wehten aus mehr westlicher Richtung als heute.

Eine genauere stratigraphische Einordnung des Quartärs ist nur z. T. möglich; die obersten Äolinite und ein Teil des Kolluviums sind jüngerer Würm. Die tieferen Äolinite können älteres Würm oder Prä-Würm sein.

Summary. Quaternary sediments frequently cover the Tertiary, mostly volcanic base of the small Atlantic island of Porto Santo (Madeira Archipelago). Eolianites, i. e. dunes of cross-bedded marine-bioclastic calcarenite, up to 50 m thick, contain land-snails (list V). The sand was blown out from the large shelf of the island fallen dry during glacial times. Therefore the eolianites are of glacial age, in accordance with the C¹⁴-data of 21,570 and 13,480 B. P. (main Würm). The opposite opinion of BRETZ etc. for the Bermudas is shortly discussed. — Soils or soil sediments (brown loam, reddish calcareous soils) allow a 3-fold division of some eolianites. Brown loam is to be found also below the eolianites.

Colluvial sediments mantle steep slopes and fill flat depressions. They too contain land-snails and interfinger with the eolianites. Therefore they are also of glacial age.

We only found one marine conglomeratic terrace, 0–3 m above sea-level with marine fossils; the C¹⁴-age is: $\geq 40,000$ B. P., perhaps Tyrren III (last Interglacial). — There are 2 valley systems, one rather old, the other young, Würm or Post-Würm. The cliff coast is also young and was formed by wave erosion; velocity of recession perhaps 12 cm/a or less.

The climates of the glacial times (with eolianites and colluvium) were cooler than today and presumably dry (i. e. not pluvial). Winds came more from the West than now. The upper eolianites are younger Würm but the age of the older sediments is not yet clear. They could be of Würm or Prä-Würm age.

I. Einführung

Die kleine portugiesische Atlantik-Insel Porto Santo liegt unter 33° 4' n. Br. und 16° 20' w. L. (Abb. 1). Sie ist nur 50 km² groß und gehört zusammen mit der weit größeren und bekannteren, 45 km entfernten Nachbarinsel Madeira und den unbewohnten Desertas zum Madeira-Archipel. Mit Lissabon besteht regelmäßige Flugverbindung.

Porto Santo besitzt ein niedriges Relief. Im Mittelteil der Insel liegen auffällige Ver-
ebnungen mit Durchschnittshöhen von 50–80 m. Der nördliche und südliche Teil da-
gegen sind bergig. Die höchste Erhebung ist der Pico do Facho mit 517 m. Im W, N und
E wird Porto Santo von Steilküsten begrenzt, die stellenweise bis zu 100 m über den
Meeresspiegel aufragen. Nur im SE ist eine Flachküste mit Sandstrand ausgebildet. Wäh-
rend der Sommermonate herrscht auf Porto Santo große Trockenheit (Jahresniederschlag
350 mm). Die Insel ist daher wasserarm und nur spärlich mit Vegetation bedeckt (Abb. 2).

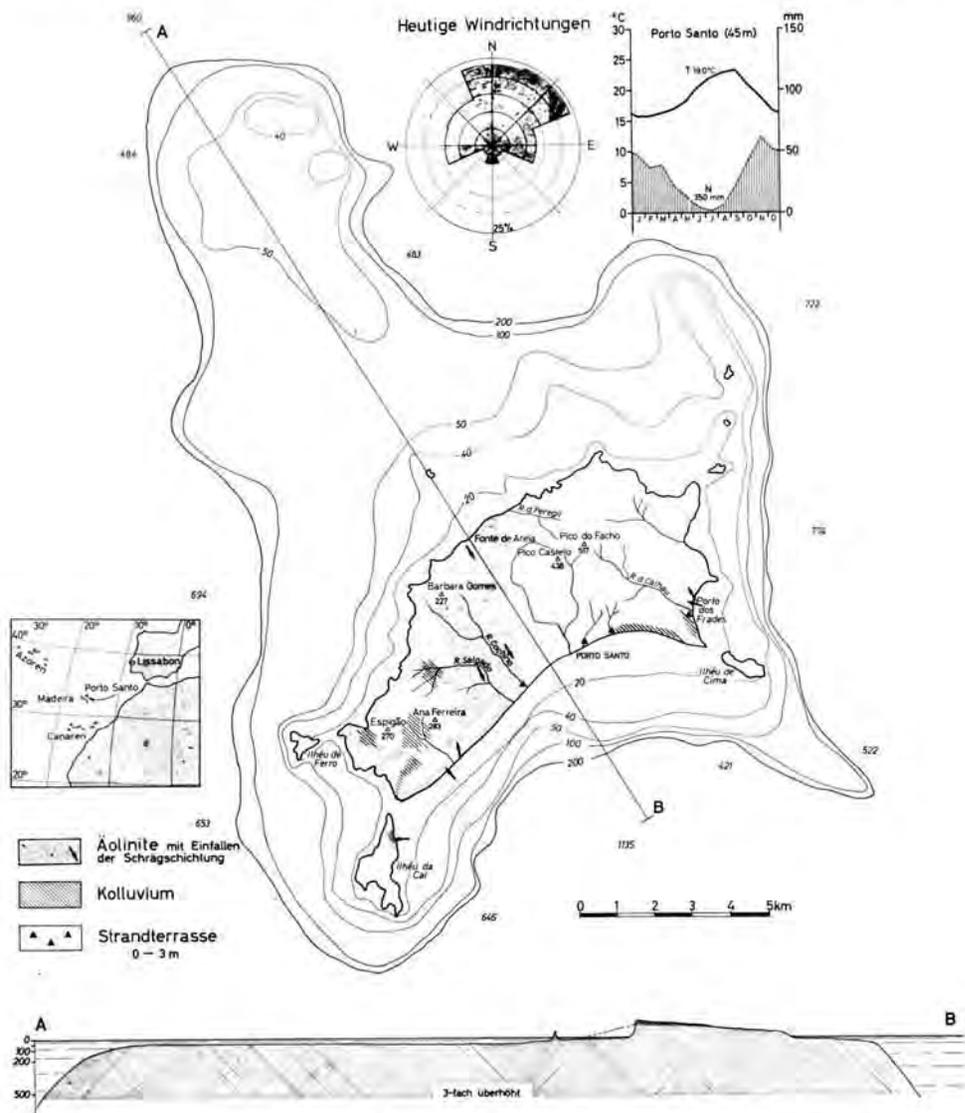


Abb. 1. Verbreitung des Quartärs auf Porto Santo, Tiefenkarte des Schelfes, heutiges Klima. Ein
weiter Schelf als glaziales Auswehungsgebiet für die Äolinite. Das Profil zeigt die Lage der
Äolinite auf der hohen Steilküste von Fonte de Areia. Die Anhebung erfolgte von NW her.
Die gestrichelte Linie gibt eine mögliche Böschung der ursprünglichen Küste von 3° an.



Abb. 2. Blick von oberhalb Ponta (SW Ana Ferreira) gegen NE. Vorn geschichtete Schuttsedimente, oberflächlich etwas kalkzementiert, mit junger Zerschlungung. Am Grund der Schluchten tertiäre Vulkanite (z. T. mit marinen Einschaltungen). Rechts die Niederung von Ponta mit dem Sandstrand, der sich jenseits der Bergrückens (Cabeço da Ponta) bis Porto Santo hinzieht (nicht sichtbar). Im Hintergrund Steilküste östl. von Porto Santo (in der Mitte Pico dos Maçaricos, 285 m): tertiäre Vulkanite mit Schleppen von Gehängeschutt, durch Küstenerosion scharf abgeschnitten (Profil Abb. 10a!). Vor der Küste Ilhéu de Cima.

Im wesentlichen wird Porto Santo aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut; aus basaltischen und trachytischen Laven, Tuffen und einer großen Zahl von Gängen. Junge Vulkane, wie sie auf anderen Atlantik-Inseln (schon auf dem nahen Madeira) auftreten, fehlen. Die vulkanischen Gesteine sind z. T. stark zersetzt und weitgehend abgetragen; sie gehören mindestens z. T. ins Tertiär, wie sich aus eingeschalteten fossilführenden miozänen Sedimenten ergibt. Wir konnten den wenigen bekannten Fundpunkten fossilführenden Miozäns 11 neue hinzufügen (LIETZ & SCHWARZBACH 1970). Aufgrund der im Miozän vorherrschenden Korallenkalk-Fazies ist anzunehmen, daß dieser Zeitabschnitt mit einem etwas wärmeren Klima als heute eine längere Ruhepause innerhalb der vulkanischen Aufbauphase von Porto Santo darstellt.

Die quartären Bildungen bedecken knapp ein Drittel der Fläche von Porto Santo (Abb. 1). Zu ihnen gehören äolische Kalkarenite (Äolinite), grob- und feinklastische Schuttbildungen (Kolluvium), fossile Bodenbildungen sowie eine fossile Strandterrasse. Vielfach liegen die quartären Bildungen bereits flächenhaft eingeebneten tertiären Vulkaniten auf. Ihre maximale Mächtigkeit dürfte über 50 m nicht hinausgehen.

Eine gründliche ältere geologische Beschreibung der Insel stammt von G. HARTUNG (1864). Eine Monographie der Ilhas de Zargo¹⁾ veröffentlichte E. C. N. PEREIRA (1956); hauptsächlich petrographische Untersuchungen der Vulkanite J. C. DE MORAIS (1943). In neuerer Zeit hat von deutschen Geologen mehrere Beiträge K. KREJCI-GRAF (1951, 1960, 1961a, 1961b, 1964) geliefert.

1) Der Portugiese Zargo gilt als Entdecker der Madeira-Inseln.

Unsere Arbeiten auf Porto Santo wurden hauptsächlich im September-Oktober 1968 durchgeführt. Erste Untersuchungen begann M. SCHWARZBACH im Sommer 1967. Im September 1969 wurden die Geländearbeiten durch J. LIETZ abgeschlossen.

II. Äolinite

Der Begriff „Äolinit“ (engl. eolianite) wurde von SAYLES (1931) nach der Bearbeitung pleistozäner Dünen auf den Bermudas allgemein für verfestigte Dünenbildungen eingeführt, unabhängig von ihrem Alter und ihrem Stoffbestand. Heute ist dieser Begriff nur noch für pleistozäne, küstengebundene Dünenbildungen geläufig, die überwiegend aus klastischem Kalkmaterial aufgebaut werden („eolian calcarenite“, „coastal limestone“; FAIRBRIDGE 1967, S. 407, SANDERS & FRIEDMANN 1967, S. 231). BUTZER (1964, S. 217) schränkte den Begriff „Äolinit“ noch stärker ein, indem er ihn nur auf „consolidated regressional dunes“ bezog. Diese Einschränkung ist aber nicht empfehlenswert, weil gerade die Äolinite von der Typlokalität (den Bermudas) von einigen Bearbeitern heute nicht mehr als Bildungen von Regressionsdünen aufgefaßt werden (BRETZ 1960, MACKENZIE 1964, LAND et al. 1967). Im deutschen Sprachgebrauch ist das Wort bisher kaum üblich.²⁾

Allgemeine Kennzeichen

Auf Porto Santo nehmen die bis zu 50 m mächtigen, gelblich-weißen Äolinite unter den quartären Sedimenten den größten Raum ein. Insgesamt bedecken sie eine Fläche von ca. 15 km². Sie sind nicht nur im unmittelbaren Küstenbereich, sondern auch im Zentralteil der Insel verbreitet. Ihre Basis wird zum größten Teil von den Gesteinen des vulkanischen Untergrundes und deren Verwitterungsprodukten, nur lokal (E- und SE-Küste) von verfestigten Brandungskonglomeraten gebildet. Die Höhenlage der Basis ist auf beiden Längsküsten der Insel sehr verschieden. Während die Äolinite im NW einer bis zu 100 m hohen Steilküste aufliegen, tauchen sie an der E- und SE-Küste unter den Meeresspiegel ab. Sämtliche Äolinitvorkommen sind durch Böden, Bodensedimente oder Schutteinlagerungen gegliedert.

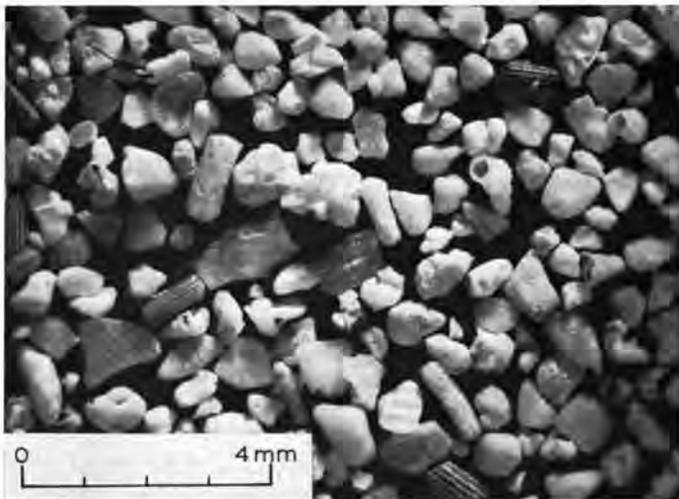


Abb. 3. Streupräparat eines Äolinites (Abschn. A, Fonte de Areia). Kalkkörner z. T. gut gerundet, z. T. nur angerundet. Die biogene Herkunft ist vielfach deutlich erkennbar.

²⁾ Wo es vereinzelt gebraucht wird, findet man die Schreibweise „Äolianit“ (z. B. KLUG 1968). Wir möchten diese aus dem Englischen übernommene Schreibweise nicht empfehlen. „Eolianite“ ist dem englischen „eolian“ angepaßt. Im Deutschen heißt es aber äolisch (vom Äolus abgeleitet), und ein entsprechendes Substantiv sollte also Äolinit heißen.

Die Kalkarenite sind überwiegend schräggeschichtet (vgl. Profilbeschreibung NW-Küste und Abb. 8). Umfang und Form der Schrägschichtung sind allerdings stark vom jeweiligen Relief des Untergrundes abhängig. Die schräggeschichteten Kalkarenite sind sehr rein. Bis auf einen salzsäureunlöslichen Anteil von durchschnittlich nur 3% bestehen sie aus kalkigem Skelettmaterial mariner Organismen (Abb. 3). Neben körnigem Kalkalgengrus sind Schalenreste und Hartteile von Muscheln, Schnecken, Echinodermen, Bryozoen und vereinzelt Foraminiferen vertreten. Viele Kalkpartikel sind an ihrer Oberfläche so stark abgeschliffen, daß sich ihr Ausgangsmaterial nicht mehr identifizieren läßt. Nur im Schliffbild wird bei einigen die organische Struktur noch sichtbar.

Der Rundungsgrad der Kalkkörner ist nicht einheitlich. Gut gerundete finden sich neben angerundeten oder noch völlig eckigen Bruchstücken. Insgesamt überwiegt die angerundete Kornform. Die Korngrößenverteilung der Kalkarenite erstreckt sich vom Grobsand- bis zum Siltbereich. Die dabei auftretenden Sortierungswerte bezeichnen die Äolinite im allgemeinen als noch gut bis mäßig sortierte Sedimente.

Röntgenographisch lassen sich im Karbonatanteil der Kalkarenite Aragonit, Kalzit und Mg-Kalzit nachweisen. Sekundäre Dolomitisierung, wie sie von Kalkareniten der Kanarischen Inseln bekannt ist (MÜLLER & TRETZ 1966, RÖTBE 1968), konnte nicht festgestellt werden, auch nicht innerhalb der Sprühzone der Brandung. Ebenso ist keine auffallende Veränderung des Aragonit- oder Mg-Kalzitzehaltes im Vertikalprofil der Äolinite erkennbar.

Der salzsäureunlösliche Anteil der Kalkarenite besteht aus vulkanischen Gesteinsfragmenten, Pyroxenen, Hornblenden, Olivinen, Feldspäten und Mineralen der Zeolithgruppe. Durch Anlösung sind die Oberflächen der Schwermineralkörner häufig fein gezähnt.

Der Verfestigungsgrad der Kalkarenite ist unterschiedlich. In der Regel ist die Matrix nur ein feiner Kalzitstaub, der sie bei Druckeinwirkung ziemlich leicht zerfallen läßt. An Wetterseiten oder in Küstennähe (besonders innerhalb der Sprühzone der Brandung) sind die Kalkarenite dagegen meistens sehr viel mehr verhärtet. Tapetenartige Oberflächenverkrustungen verschleiern hier oft das innere Gefüge.

Der typische Fossilinhalt der Äolinite sind Landschnecken. In den schräggeschichteten Partien treten sie jedoch bei weitem nicht so zahlreich auf, wie in den eingelagerten rötlichen Kalksandböden. In der Fossil-Liste (V) sind Formen aus den Äoliniten aufgeführt. Außer dem Hinweis auf das teilweise pleistozäne Alter kommt den Landschnecken aber kein besonderer stratigraphischer Leitwert zu. Neben Landschnecken findet man — besonders an der heutigen Oberfläche der Äolinite — aus Kalk bestehende ast- und zylinderförmige Gebilde, die von KREJCI-GRAF (1961 a) als „versteinerte Büsche“ gedeutet werden. Die Voraussetzung für eine Kalkkonkretionierung sieht er in klimatischen Verhältnissen, bei denen Aszendenz und Deszendenz von Lösungen gleich stark ausgeprägt waren.³⁾

Profilbeschreibungen

Gebietsweise sind zwar untereinander vergleichbare Äolinitprofile aufgeschlossen, aber Sedimentationsart und Reliefeinflüsse bewirkten, daß die Ausbildung insgesamt unterschiedlich ist. Die Aufstellung eines Gesamtnormalprofils für die fossilen Dünen ist deshalb nicht möglich. Ihr Aufbau soll im folgenden an einzelnen Profilen in den wichtigsten Verbreitungsgebieten erläutert werden.

Äolinite an der NW-Küste

An der NW-Küste sind die Äolinite eindrucksvoll durch das Küstenprofil von Fonte de Areia („Sandquelle“) erschlossen (Abb. 4 u. 6a). Sie verfüllen hier zwischen Cabeço Barbara Gomes (226 m) und der Mündungsschlucht des Rib. do Peregil eine 2 km breite Eintiefung im vulkanischen Untergrund. Zusammen mit den Vulkaniten bilden die Äolinite eine über 100 m hohe, schroff ins Meer abfallende Steilküste.

³⁾ Außerdem erwähnt KREJCI-GRAF (1960) aus Äoliniten der NW-Küste nach Angaben von PEREIRA (1956, S. 160) den Fund eines Eies „von der Gestalt eines Enteneis“. Aus dieser Angabe lassen sich aber wohl kaum sichere Schlüsse ziehen. — An dieser Stelle sei auch auf C. G. EHRENBURG hingewiesen, der 1854 in seiner „Mikrogeologie“ bereits Diatomeen aus Landschneckenführender „Erde“ von Porto Santo nachwies. Doch lassen sich die Fundschichten nicht genauer identifizieren. Wir verdanken den Hinweis Herrn P. BENEDEK (Köln).



Abb. 4. Fonte de Areia: Äolinite B u. C, dazwischen rötliche Kalksandböden; vgl. auch Abb. 6 a.

- | | |
|----------------------------------|---------------------------------|
| Landschnecken | geschichtete Talfüllung |
| Kalkzementation | Kolluvium |
| Boden an der heutigen Oberfläche | Äolinit, z.T. schräggeschichtet |
| rötli. Kalksandboden | marine Strandterrasse |
| umgelagerter Braunlehm | Vulkanit-Gerölle |
| Braunlehm | tertiärer Vulkanit |

Abb. 5. Legende zu den Abb. 6, 7 u. 10.

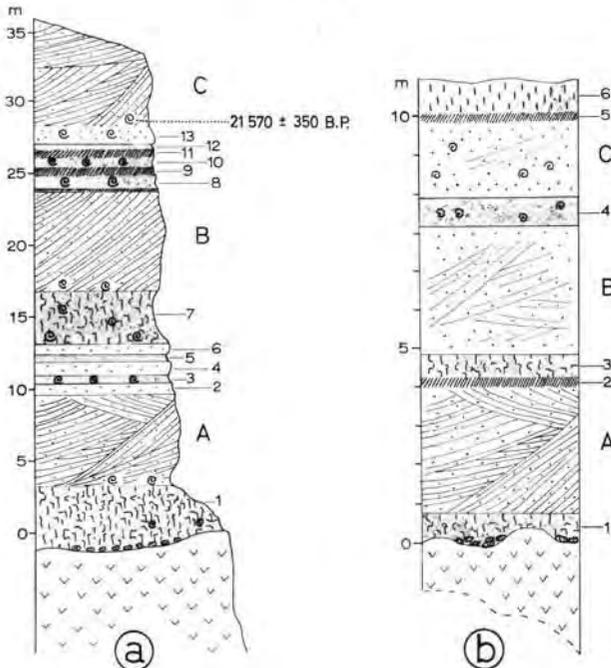


Abb. 6. Äolinit-Profile mit Bodenbildungen. a. Fonte de Areia (vgl. auch Abb. 4); b. Rib. Cochino, westl. Potinhas. (Legende Abb. 5.)

Das Profil setzt in Höhe der Quellfassung ca. 70 m über NN ein. Es zeigt drei, bis zu 8 m mächtige, schräggeschichtete Kalkarenit-Abschnitte (A—C), die durch ungeschichtete, schwach nach SE geneigte Einschaltungen deutlich voneinander getrennt werden. Bei diesen Einschaltungen handelt es sich teilweise um umgelagertes Bodenmaterial. Dazu gehören ungeschichtete Kalkarenite (2, 4, 6, 13), ein grün-grauer Tonhorizont (7) sowie mehrere rötlich-braun und grau gefärbte Kalksandhorizonte (3, 5, 8—12). Ein grün-grauer Tonhorizont (1) bildet auch das Liegende der Äolinite. An seiner Basis markieren grobe Vulkanitschotter eine scharfe Grenze zu dem flächenhaft eingeebneten vulkanischen Sockel.

Die typisch äolische Schrägschichtung der Kalkarenite ist im Abschnitt B am besten aufgeschlossen. Sie ist von dem darunter liegenden Tonhorizont scharf abgesetzt und bis zum Hangenden nahezu parallel ausgebildet. Einzelne Schichtblätter erreichen dabei eine aufgeschlossene Gesamtlänge bis zu 10 m. Die Ebenförmigkeit der Schichtblätter wird vermutlich dadurch hervorgerufen, daß der gesamte Abschnitt im Hangenden flächenhaft erodiert ist. Das Einfallen der Schrägschichtung ist in allen drei Abschnitten mit Neigungswinkeln zwischen 20—32° generell ähnlich nach SE gerichtet. Mit dem Auskeilen der schräggeschichteten Einheiten zu den Rändern der Depression hin wird die Schrägschichtung unregelmäßiger. Kleinere schräggeschichtete Einheiten, Schichtungsdiskordanzen und wechselnde Einfallrichtungen lösen hier die regelmäßigeren Formen im Innern der Eintiefung ab. Die den Abschluß bildenden Kalkarenite (C) sind bereits überwiegend zu lockerem Kalksand zerfallen und stellenweise sogar wieder zu flachen Dünenrücken zusammengeweht.

Äolinite im Zentralteil der Insel

Die Äolinite im Zentralteil der Insel sind an breite, NW—SE gerichtete Depressionen im vulkanischen Untergrund geknüpft. In ihnen lassen sich die Kalkarenite quer über die ganze Insel von Küste zu Küste verfolgen. Da der vulkanische Untergrund jedoch ein sehr unausgeglichenes Relief besitzt, ist eine durchgehende Profilaufnahme nicht möglich. Den besten Einblick bieten die Taleinschnitte des Rib. Salagado und des Rib. Cochino.

Ein Profil im Oberlauf des Rib. Cochino (Abb. 6 b) zeigt ähnlich wie bei Fonte de Areia über tonigen, grüngrauen Verwitterungsprodukten der Vulkanite (1) drei Kalkarenitabschnitte (A, B, C), die durch rotbraune Böden (3, 4) voneinander getrennt sind. Ein weiterer Bodenhorizont (6) bildet als heutige Oberfläche den Abschluß.

In den beiden unteren Kalkarenitabschnitten ist die Schrägschichtung zwar immer noch vorhanden, aber nicht mehr so deutlich erkennbar wie in den Küstenprofilen. Im oberen Abschnitt kennzeichnen Gerölleinlagerungen und zusammengeschwemmte Landschneckengehäuse stellenweise Umlagerungen. Je nach dem Relief des Untergrundes schwankt die Mächtigkeit in den einzelnen Kalkarenitabschnitten erheblich.

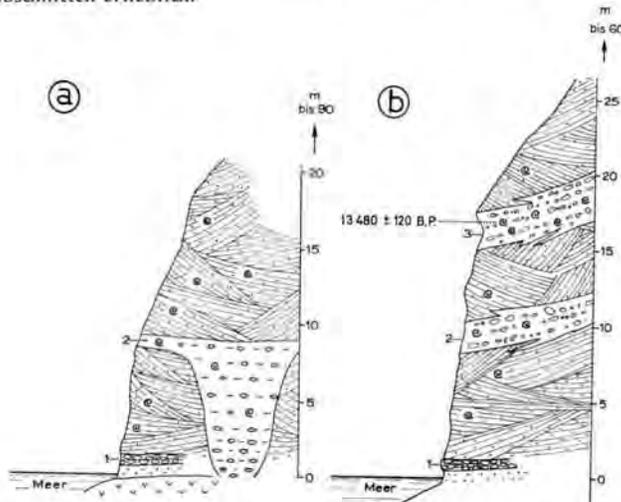


Abb. 7. Äolinit-Profile nördl. (a) u. südl. (b) von der Mündung der Rib. da Calhau bei Porto dos Frades mit kolluvialen Einlagerungen. (Legende Abb. 5.)



Abb. 8. Schrägschichtung im Äolinit (nach W geneigt; Porto dos Frades).

Äolinite an der E-Küste

Für die Rekonstruktion der Bildungsbedingungen der Äolinite ist ein wichtiges Profil an der E-Küste von Porto Santo in der kleinen Bucht Porto dos Frades aufgeschlossen (Abb. 7). Die Kalkarenite verkleiden hier den S-Hang des Pico Concelho bis zu einer Höhe von 90 m und ziehen auch noch am E-Hang des Pico do Baixo und des Pico dos Macaricos bis zu 60 m über den Meeresspiegel hinauf. Die Basis der Äolinite bildet in Meereshöhe ein bis 1 m mächtiges verfestigtes Brandungskonglomerat (1), das seewärts unter den Meeresspiegel abtauchenden Kalkareniten aufliegt. Das fossilreiche Konglomerat gehört zu einer pleistozänen Strandterrasse, die in dieser Höhenlage noch an verschiedenen Stellen der E- und SE-Küste von Porto Santo ausgebildet ist (vgl. VI).

Ähnlich wie bei Fonte de Areia sind auch bei Porto dos Frades die schräggeschichteten Äolinite durch flachlagernde Einschaltungen unterbrochen. Allerdings handelt es sich hierbei nicht um Böden oder Bodensedimente, sondern um grobklastische Schutteeinschwemmungen. Zwei verschiedene Typen lassen sich unterscheiden: nördlich des Rib. do Calhau (Abb. 7a) ist mit scharfer Erosionsgrenze Kalkarenitmaterial und vulkanischer Verwitterungsschutt in Form einer Talfüllung in einen unteren Äolinitabschnitt eingelagert; südlich der Flußmündung (Abb. 7 b) sind es mit breiter Verzahnungsfront in den unteren und höheren Äoliniten rotbraune, grobklastische Einlagerungen vom Typ des Gehängeschuttes.

Schrägschichtung ist in den Äoliniten zwar deutlich ausgeprägt (Abb. 8), aber im allgemeinen nicht so richtungskonstant wie an der NW-Küste. Schichtungsdiskordanzen und wechselnde Einfallrichtungen treten mehr in den Vordergrund. Offensichtlich spiegelt sich hier in den Lagerungsformen eine größere Abhängigkeit vom nahen Relief des vulkanischen Untergrundes wider.

Äolinite an der SE-Küste

Im Bereich des breiten Sandstrandes der SE-Küste treten die Äolinite flächenmäßig zwar stark zurück, lassen sich aber in Erosionsresten bis an die S-Spitze von Porto Santo verfolgen. Sie bilden hier vielfach den Kern der flachen rezenten Dünen oder durchspießen als harte Rippen die Strandsande. Die heutigen Strandsande sind lediglich ein Aufarbeitungsprodukt der hier unter den Meeresspiegel abtauchenden Äolinite. Große Flächen verhärteter Kalkarenite fallen bei Niedrigwasser trocken und deuten durch Landschnecken und rötliche Verwitterungszonen auf ursprünglich terrestrische Sedimentationsbedingungen hin.

Bildung und Altersstellung der Äolinite

Für die Anlieferung des marin-bioklastischen Kalkmaterials der Äolinite kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Das Ausblasungsgebiet war ein Strandsaum, der die Insel — ähnlich wie an der heutigen SE-Küste — umgab (relativer Meereshochstand).

2. Das Ausblasungsgebiet war der zur Zeit glazialer Meeresspiegelabsenkung trocken gefallene Schelfbereich von Porto Santo.

Während die erste Möglichkeit nur wenig über die zeitliche Stellung der Äolinite innerhalb des Quartärs aussagt, schränkt die zweite den Zeitraum und die Bildungs-umstände wesentlich ein.

Bei der ersten Annahme muß man von der Vorstellung ausgehen, daß rings um die Insel auf die Küste gerichtete Strömungen vorhanden waren, die ständig bioklastisches Kalkmaterial heranführten. Dieser Vorstellung bietet sich aber heute kein Vergleich an. Schon auf Grund der Lagerungsverhältnisse der Äolinite (Auflagerung auf Steilküste ohne Strandsaum, Abtauchen unter den Meeresspiegel) ist ersichtlich, daß die heutige Küste nicht als Modell für die Zeit der pleistozänen Dünenanwehung gelten kann. Auch der Sandstrand der SE-Küste, das Ausblasungsgebiet der rezenten Dünen, kann nicht als Beispiel herangezogen werden, da er lediglich ein Aufarbeitungsprodukt verfestigter Dünen ist, die heute längs dieser Küste unter den Meeresspiegel abtauchen. Eine nennenswerte Anlieferung bioklastischen Kalkmaterials an den heutigen Strand findet nicht statt.

Für die zweite Auffassung spricht, daß die Basis der an der E-Küste aufgeschlossenen Äolinite eine marine Strandterrasse ist, die zeitlich vermutlich dem mediterranen Tyrrhen III gleichzusetzen ist (vgl. VI). Die Äolinite wären hier demnach ins Würm-Glazial zu stellen. Auch das Abtauchen der Äolinite unter den heutigen Meeresspiegel längs der SE-Küste spricht für einen tiefer gelegenen Meeresspiegel zum Zeitpunkt ihrer Bildung. Die Möglichkeit, daß tektonische Bewegungen dafür verantwortlich sind, läßt sich zwar nicht ausschließen, aber es gibt für solche Bewegungen keinerlei sichere Anhaltspunkte. Vulkanische Tätigkeit trat sowohl während als auch nach der Äolinitbildung nicht mehr auf.

Am überzeugendsten weist wohl die topographische Situation auf die zweite Auffassung hin. Der heutige Schelfbereich von Porto Santo bietet sich nämlich als Liefergebiet der fossilen Dünen zwanglos an (Abb. 1). Nach der Seekarte des Madeira-Archipels (1 : 150 000) umschließt er mit einer Fläche von ca. 200 km² (etwa das 4fache der Insel) Porto Santo bis zu einer Tiefe von 100 m als eine einheitliche Plattform. Zwischen 100 und 200 m folgt ein scharfer Abbruch auf Tiefen bis zu 500 m, und schon in 1 km Entfernung vom Abbruch treten z. T. Tiefen bis zu 1000 m auf. Mit 14 km erreicht die submarine Plattform vor der W-Küste ihren größten Abstand. Über ihr Oberflächenrelief erlaubt die Seekarte keine detaillierten Aussagen, doch scheinen im 50—60 m Niveau größere Verebnungsflächen vorzuliegen. Das weite Vorgeifen des Schelfes im W deutet an, daß sich die Insel einmal besonders in dieser Richtung erstreckt haben muß und auch vermutlich aus dieser Richtung her einer bevorzugten Abrasionswirkung des Meeres unterlag.

Die submarine Plattform muß man als bevorzugten Lebensraum mariner Kalkschaler und Sedimentationsraum biogener Skelettfragmente betrachten. Als rezente Beispiele können hierfür u. a. Schelfbereiche der südlichen USA, aus der Karibischen See und von Australien gelten, deren Sedimentbedeckung im wesentlichen aus biogenem Kalkmaterial besteht (KOLDEWIJN 1958, PILKEY 1964, EMERY 1966, CONOLLY & v. D. BORCH 1967). Rechnet man nun für die letzte Eiszeit mit einer Meeresspiegelabsenkung von ca. 90—100 m (vgl. FLINT 1957, WOLDSTEDT 1969, GULCHER 1969 u. a.), so müssen über längere Zeiträume hinweg große Teile der Plattform um Porto Santo trockengefallen sein. Bei ausreichender Bedeckung mit bioklastischen Sedimenten und bei entsprechenden Windverhältnissen konnten sie so zum Ausblasungsgebiet der fossilen Dünen werden.

Die Äolinit-Vorkommen von Fonte de Areia unterstreichen diese Vorstellung besonders eindrucksvoll. Die hier durch das Einfallen der Schrägschichtung angezeigte

Windrichtung deckt sich genau mit der größten Längserstreckung der dieser Küste vorgelagerten Plattform. Die Äolinite, die heute einer 100 m hohen Steilküste aufliegen, sind nur noch der Rest eines Dünenfeldes, das sich ehemals weiter nach NW erstreckte und inzwischen zu einem großen Teil der marinen Abrasion zum Opfer gefallen ist. Da man annehmen muß, daß die Küste einst flacher geböschet war, ist eine Aufwehung der Dünen bis zu der heutigen Höhe ohne weiteres vorstellbar (vgl. VIII).

Auch die übrigen Äolinitvorkommen im Küstenbereich der Insel stellen heute nur noch die Erosionsreste von Dünenkomplexen dar, die vormalig seewärtig weiter ausgedehnt waren. Wie ihre Verteilung rings um die Insel beweist, war der äolische Transport nicht nur an eine einzige Windrichtung gebunden, sondern erfolgte an den verschiedenen Küsten jeweils durch aufs Land gerichtete Winde. Das jedoch von Fonte de Areia bis fast an die SE-Küste zu verfolgende, vorherrschend südöstliche Einfallen der Schrägschichtung läßt vermuten, daß die NW-Komponente unter den damaligen Windrichtungen stärker ausgeprägt war als unter dem heutigen NE-Passat-System.

Fast ausnahmslos werden pleistozäne Äolinite auch in anderen Gebieten mit einem glazial-eustatischen Tiefstand des Meeres in Verbindung gebracht (z. B. Bermudas: SAYLES 1931, Puerto Rico: KAYE 1959, Mittelmeerraum: BUTZER & CUERDA 1962, marokkanische Atlantikküste: G. CHOUBERT 1961, BIBERSON 1961, Australien: FAIRBRIDGE & TEICHERT 1953, Hawaii: LUM & STEARNS 1970). Auf den Bermudas jedoch wird neuerdings (entgegen SAYLES) eine andere Auffassung vertreten (BRETZ 1960, MACKENZIE 1964, LAND et al. 1967): die dortigen Äolinite sollen in Zeiträumen interglazialer Meereshochstände, eingelagerte Böden während der glazialen Meerestiefstände gebildet worden sein.

BRETZ sowie LAND et al. begründen diese Aussage im wesentlichen folgendermaßen:

1. Verzahnungszonen zwischen Äoliniten und Strandsedimenten finden sich über dem heutigen Meeresspiegel.
2. Die Organismen, die das bioklastische Kalkmaterial lieferten, können nur auf einer ausgedehnten untermeerischen Plattform gelebt haben und nicht in einer schmalen Zone des äußersten Schelfes zur Zeit eines abgesenkten Meeresspiegels.
3. Rote Böden, die den Äoliniten eingelagert sind, tauchen unter den Meeresspiegel ab.

Alle drei Argumente sind nach unserer Meinung jedoch keineswegs zwingend:

1. Solche Verzahnungszonen über dem heutigen Meeresspiegel sind eigentlich immer zu erwarten, zumal wenn durch eine Transgression ältere Äolinite wieder aufgearbeitet wurden. Die Überlagerung von Strandbildungen durch Äolinite (s. BRETZ, S. 1735) läßt sich aber einleuchtend doch nur durch „Regressionsdünen“ erklären.
2. Die Vorstellung, daß durch eine Regression Schelfbereiche mit bereits vorhandener bioklastischer Sedimentbedeckung als Auswehungsgebiet frei wurden, besitzt zumindest eine ebenso große Wahrscheinlichkeit.
3. Bodenbildung und Dünenanwehung schließen sich zwar gegenseitig aus, aber das Abtauchen der Böden unter den heutigen Meeresspiegel spricht noch nicht für eine interglaziale Stellung der Äolinite. Ebenso können Stillstandsphasen während der Regression Unterbrechungen in der Dünenanwehung bedeutet haben und Anlaß für Bodenbildung gewesen sein.

Unsere kritischen Anmerkungen zu den Angaben von BRETZ sowie LAND et al. können die Auffassung dieser Autoren zwar nicht widerlegen, aber uns scheint, daß ihre Ablehnung der früheren SAYLES'schen Auffassung nicht eindeutig genug begründet ist.

Für unsere Auffassung, daß die Äolinite auf Porto Santo zur Zeit eines glazial abgesenkten Meeresspiegels gebildet wurden, sind weiterhin C^{14} -Datierungen von Bedeutung, die wir dem II. Physikalischen Institut Heidelberg verdanken. Sie ergaben für Landschnecken aus den oberen Äoliniten von Fonte de Areia (Abb. 6a) ein Alter von $21\,570 \pm 350$ B. P. (H 3173—2437) und für Landschnecken aus den Gehängeschutteinlagerungen in den oberen Äoliniten von Porto dos Frades (Abb. 7b) ein Alter von

13 480 \pm 120 B. P. (H 3711—2441), d. h. jüngerer Würm. Zu diesen Zeitpunkten kann man mit einer Meeresspiegelabsenkung von ca. 100 bzw. 40 m rechnen (zuletzt GUILCHER 1969).

Für die tieferen Äolinitabschnitte muß außer der vermuteten glazialen Zuordnung eine genauere zeitliche Einstufung noch offen bleiben. Auch die eingelagerten Böden bieten hier keinen geeigneten Ansatzpunkt, um zu entscheiden, ob die verschiedenen Abschnitte verschiedenen Glazialen oder vielleicht nur einem einzigen angehören. Die Böden begrenzen zwar Zeitabschnitte glazialer Dünenanwehung oder gehen ihr voraus, aber weder ihre Lagerungsverhältnisse noch ihre klimatische Aussagekraft sind vorerst geeignet, sie als interglaziale oder interstadiale Bildungen einzustufen.

III. Bodenbildungen im Bereich der Äolinite

Braunlehme

Braunlehme im Sinne von KUBIENA (1953) kommen sowohl an der Basis der Äolinite (Abb. 6a, b) als auch zwischen schräggeschichteten Abschnitten vor (Abb. 6a, Horiz. 7; Abb. 6b, Horiz. 3).

Die Farbe der Braunlehme variiert — bei den basalen oft in Abhängigkeit von der Färbung des vulkanischen Ausgangsgesteins — zwischen braunrot, ocker und graubraun. Im trockenen Zustand ist der Braunlehm fest, besitzt meistens ein säulig-prismatisches Gefüge und zeigt auf Bruchflächen einen wachsartigen Glanz. Sein Hohlraumvolumen ist nicht sehr groß und beschränkt sich fast nur auf kleine Wurzelkanäle, die vielfach mit Tonsubstanz wieder verfüllt sind. Der Tonanteil des Bodens liegt bei 90 %. Der Rest entfällt überwiegend auf nicht aufschlammbare Tonaggregate sowie ferner auf einige Schwerminerale, Zeolithe und kleine Gesteinsbruchstücke. Bei Befeuchtung wird der Braunlehm hochplastisch und zerfließt leicht. Im allgemeinen ist die Bodensubstanz völlig kalkfrei. Nur auf Gefügeflächen befinden sich gelegentlich feine Kalktapeten, die auf deszendente Lösungen aus den darüber liegenden Äoliniten zurückzuführen sind. An der heutigen Oberfläche liegender Braunlehm ist meistens vererdet. Die Bodensubstanz ist dann ziemlich porös, kalkhaltig und hat weitgehend ihre Plastizität verloren.

Röntgenographisch ist trotz des Quellvermögens der Bodensubstanz Montmorillonit kaum nachweisbar. In der Regel ist nur ein schwacher und diffuser Reflex um 18 Å sowie ein breiter, unregelmäßig begrenzter Illit-Reflex und ein schwacher Kaolinit-Reflex vorhanden. Der fehlende Nachweis von Montmorillonit ist nach KLAGES & SOUTHARD (1968) vermutlich auch hier — infolge intensiver Verwitterung — auf den Aufbau äußerst unregelmäßiger, beugungsschwacher Wechsellagerungsstrukturen zurückzuführen.

Die Mächtigkeit der basalen Braunlehme schwankt wegen ihrer leichten Verschwemmbarkeit und des unausgeglichene Untergrundreliefs ziemlich stark. Nicht umgelagert sind sie in einer Mächtigkeit bis zu 60 cm als tonige Verwitterungszone des vulkanischen Untergrundes nur an einzelnen Stellen im Tal des Rib. Cochino aufgeschlossen. Hierbei besteht zwischen den unverwitterten Vulkaniten und dem Braunlehm in Form zunehmender Vertonung ein gradueller Übergang. Als Bodensedimente — und dann meist mit Geröllen und Landschnecken durchsetzt — erscheinen die Braunlehme als dichte, grüngraue Tone an der Basis der Äolinite von Fonte de Areia (Abb. 6a) in einer Mächtigkeit bis zu 10 m und im Mittelteil des gleichen Profils erneut als ein bis zu 5 m mächtiger Horizont. Die Muldenlage begünstigte hier offensichtlich die Zusammenschwemmung größerer Bodenmassen, wobei gestauter Grundwasser vermutlich die Reduktion der färbenden Eisenverbindungen bewirkte.

Die den Äoliniten zwischengelagerten Braunlehmhorizonte in den Talprofilen des Rib. Salagado und des Rib. Cochino sind sicherlich keine autochthonen Böden. Stark wechselnde Mächtigkeiten (0—2 m), scharfe Liegend- und Hangendgrenzen und die häufige Durchmischung mit Landschneckengehäusen, Äolinitmaterial und Vulkanitgeröllen sprechen für umgelagertes Bodenmaterial, dessen Herkunftsgebiet in Bereichen zu suchen ist, in denen keine karbonatische Dünenbildung erfolgte.

Eine genaue zeitliche Einstufung der Braunlehbildung läßt sich noch nicht durchführen. Für die überwiegend autochthone Braunlehme an der Basis der Äolinite ist nur eine relative Altersangabe möglich, und zwar: älter als die erste pleistozäne Dünenanwehung. Aus der Überlegung heraus, daß die Dünen zum Zeitpunkt eines glazial abgesenkten Meeresspiegels angeweht wurden, ließe sich die Bildung der Braunlehme allenfalls noch auf ein wohl interglaziales Alter einengen. Die den Äoliniten eingelagerten Braunlehme lassen sich als Bodensedimente zeitlich überhaupt nicht fixieren. Sie können sowohl einer jüngeren Bodenbildung außerhalb des Verbreitungsbereiches der Äolinite entsprechen, als auch nur Erosionsmaterial der älteren Braunlehme darstellen. Die Aufschlußverhältnisse lassen hierüber keine Entscheidung zu.

Rötliche Kalksandböden

Neben den Braunlehmen treten in den Äoliniten noch karbonatische, rötlich-braun gefärbte Bodenhorizonte auf. Bei Fonte de Areia erscheinen diese Horizonte in mehrfacher Wiederholung (Abb. 6a, Horiz. 3, 5, 8, 10, 12) und gehören hier stets zu den flachlagernden Schichten, die das Gesamtprofil in drei große, schräggeschichtete Abschnitte gliedern. Ihre mehrfache Wiederholung zwischen zwei schräggeschichteten Abschnitten beruht hier auf wiederholter Einschwemmung von Bodenmaterial innerhalb der breiten Senke. Zu den Rändern der Depression hin verliert sich nämlich diese mehrfache Aufgliederung, und als Einzelhorizonte sind sie dann auch über größere Entfernungen zu verfolgen.

In den bis 1 m mächtigen rötlichen Kalksandböden herrschen noch die Komponenten der Kalkarenite vor. Die Hauptmasse der Bodensubstanz entfällt als Skelettmaterial auf die detritischen Komponenten, und der Tonanteil stellt lediglich die Bindesubstanz zwischen den Einzelkörnern dar. Der gesamte nichtkarbonatische Anteil kann in diesen Horizonten im Vergleich zu den Äoliniten (3 %) bis auf 20 % ansteigen. Häufig ist eine reiche Landschneckenführung für die Böden besonders charakteristisch.

An ihrer Untergrenze gehen die rötlichen Kalksandhorizonte stets in Kalkzementtierungszonen über (Abb. 6a, Horiz. 9, 11), die als Ca-Horizonte des jeweiligen Bodenprofils zu deuten sind. Stellenweise sind es sogar plattige Kalkkrustenlagen, die unter starker Auflockerung des Gefüges die rötlichen Horizonte begleiten. An mehreren Stellen (z. B. Rib. Cochino) sind die verschiedenen Äolinitabschnitte auch nur noch durch eine Kalkkrustenlage voneinander getrennt. Es ist möglich, daß hier ursprünglich vorhandenes Bodenmaterial bis auf die Unterkruste erodiert wurde.

Im Gegensatz zu den eingelagerten Braunlehmen stellen die den Äoliniten eingelagerten rötlichen Kalksandböden autochthone bis paraautochthone Bildungen dar. Sie sind damit Zeitmarken einer Unterbrechung in der Dünenanwehung, verbunden mit einer Verwitterung des klastischen Kalkmaterials. Ihr Auftreten im NW-Teil der Insel erlaubt für diesen Raum eine Dreigliederung der Äolinite. Eine Zuordnung der übrigen Äolinitvorkommen der Insel zu diesem Gliederungsschema ist schwierig, da die Vorkommen entweder zu isoliert, zu geringmächtig oder ohne geeignete Bezugshorizonte sind. Außerdem scheint ein Teil der Äolinite der E-Küste unter dem heutigen Meeresspiegel zu liegen.

Zur Altersstellung der Böden können nur relative Angaben gemacht werden. So läßt sich für den oberen Boden aufgrund der erwähnten C¹⁴-Daten aus dem Profil von Fonte de Areia nur ein Mindestalter von $21\,570 \pm 350$ B. P. angeben.

Bodenbildung im Hangenden der Äolinite

Im Bereich des Rib. Cochino und des Rib. Salagado bildet ein lockerer rötlichbraun- bis ockerfarbener, braunerdeartiger Boden als heutige Oberfläche den Abschluß der Äolinite (Abb. 6b, Horiz. 6). Seine Beschränkung auf diesen Raum beruht auf Zusammenspülung in den flachen Taldepressionen. Der Boden besitzt stellenweise als Skelett-

anteil noch viel Karbonatmaterial der Äolinite, z. T. ist er jedoch auch fast gänzlich entkalkt. Zwischen Äolinite und Boden ist überall ein bis zu 50 cm starker Kalkkrustenhorizont eingelagert. An Hanglagen ist der Boden vollständig erodiert, so daß der harte Kalkkrustenpanzer hier den Abschluß bildet. Die Mächtigkeit des Bodens schwankt je nach Umfang der Zusammenspülung zwischen 0—2 m.

Der Boden ist offensichtlich holozän, aber — wie die Verschwemmung zeigt — auch nicht ganz rezent. Vielleicht hängt seine Verschwemmung mit einer anthropogen bedingten Entwaldung nach Besiedlung der Insel seit dem 15. Jhd. zusammen. Eine solche Entwaldung mag auch der Grund sein, daß große Flächen von Porto Santo heute überhaupt keine Bodenbedeckung besitzen. Spärliche Vegetation fördert fast überall Abspülung und erosive Zerschneidung. Für Anbau genutzte Flächen führen meist nur eine flachgründige Bodenkrume, die durch Steinwälle vor Wind- und Wassererosion geschützt werden muß.

IV. Kolluvial-Ablagerungen

Unter Kolluvium ist hier entsprechend dem Gebrauch im englisch-sprachigen Schrifttum (vgl. FAIRBRIDGE in „Encycl. of Geomorph.“, 1968, S. 161) Schutt- und anderes Gesteinsmaterial verstanden, das durch Schwerkraft, Bodenfließen, Abspülung u. ä. meist nur geringfügig verlagert ist.



Abb. 9. Der steile Hang aus tertiären Vulkaniten (N Ponta da Calheta) ist mit Gehängeschutt verkleidet, der oberflächlich kalkzementiert, stellenweise mit Äolinit verzahnt und von zahlreichen Erosionsrinnen zerschnitten ist. Vorn z. T. bewachsene Dünen.

Auf Porto Santo gehört rot-brauner Verwitterungsschutt der vulkanischen Gesteine — als Gehängeschutt (Abb. 9 u. 10a) oder Ausfüllung flacher Depressionen (Abb. 2 u. 10b) — neben den Äoliniten zu den charakteristischen Bildungen des Quartärs. Im SW der Insel tritt er in größerer Verbreitung zwischen den Flanken von Pico Ana Ferreira und dem Höhenrücken des Espigao auf und zieht von hier entlang den östlichen Berghängen bis zu Cabeço do Zimbralinho an der S-Spitze der Insel. NE vom Ort Porto Santo begleitet er, unmittelbar gegen das Meer grenzend, die Berghänge der E-Küste.

Eine intensive, schluchtartige Zerschneidung hat die Kolluvialsedimente in einer manchmal bad-land ähnlichen Landschaft überall gut aufgeschlossen. Ihre größte Mächtigkeit dürfte bei ca. 30 m liegen. Genauere Angaben sind schwierig, da die Einschnitte den vulkanischen Untergrund oft gar nicht erreichen. Die starke erosive Zerschneidung

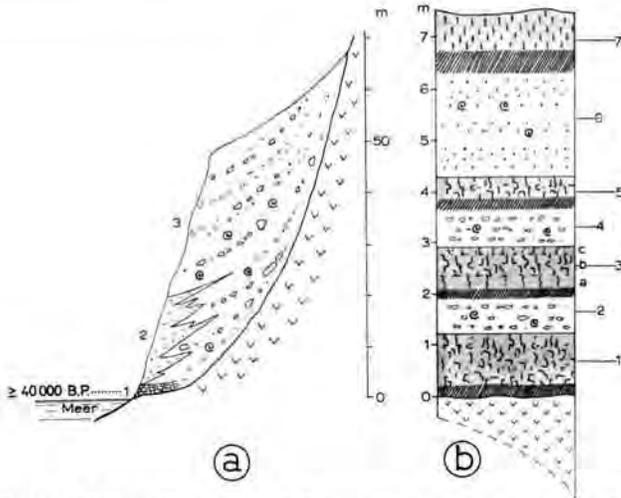


Abb. 10. Kolluvium-Xolinit-Profile. a. SE-Küste zwischen dem Ort Porto Santo und der E-Spitze der Insel; b. Oberer Rib. Salagado. (Legende Abb. 5.)

der Schuttmassen demonstriert zugleich ihre hohe Standfestigkeit. Nur in den niederschlagsreicheren Jahreszeiten findet in den zahllosen Wasserrissen ein geringer Materialtransport statt. Der Gehängeschutt verkleidet immer schleppenartig das Relief des vulkanischen Untergrundes. Durch den Wechsel groben und feinen Materials sind die Sedimente meistens etwas, stellenweise auch gut geschichtet, aber durchweg schlecht oder überhaupt nicht sortiert. Je nach Art des vulkanischen Ausgangsgesteins bestehen sie aus Grobschuttbildungen mit Blöcken bis zu 2 m Durchmesser oder aus überwiegend tonig-sandigem Material; stellenweise ist auch umgelagertes Bodenmaterial miteinbezogen (Abb. 10b). Mehrfach sind in die Schuttsedimente durchhaltende Kalkkrustenhorizonte eingelagert, deren Bildung vielleicht an pedogene Ca-Zementierungen geknüpft war.

Landschnecken kommen in den kolluvialen Sedimenten wie auch in den Xoliniten und den rötlichen Kalksandböden stellenweise dicht gehäuft vor. Zum größten Teil ist das wohl auf Anreicherung durch Zusammenspülung oder durch Wind zurückzuführen. Aber in manchen Fällen dürfte es sich einfach um herabgefallene und kaum umgelagerte Gehäuse handeln. Die heutigen Verhältnisse geben eine gute Vorstellung davon, wie leicht es zu solchen Anhäufungen kommen kann: Grashalme, Kräuter, Ästchen von Tamarisken usw., ja, selbst Leitungsmasten sind manchmal von daran anhaftenden lebenden Schnecken geradezu gepanzert. Die abgestorbenen Gehäuse liegen dann später zu Hunderten am Boden — es bedarf weder des fließenden Wassers noch des Windes, um nach ihrer Eindeckung „Schneckenester“ zu erzeugen. Man möchte annehmen, daß auch manche „Schneckenester“ im kaltezeitlichen Löß auf solche einfache Weise zu erklären sind.

Für die Altersstellung und die Bildungsbedingungen der Kolluvialablagerungen sind Aufschlüsse entlang der E-Küste zwischen dem Ort Porto Santo und dem Straßentunnel vor der E-Spitze der Insel wichtig. Die Profile (Abb. 10a) zeigen hier an der Basis in 0—1 m über NN ein fossilführendes Brandungskonglomerat (1), das zu der einzigen pleistozänen Strandterrasse gehört, die auf Porto Santo überhaupt ausgebildet ist (vgl. VI). In dieses marine Konglomerat ist an verschiedenen Stellen der rotbraune Gehängeschutt an seiner Basis miteinbezogen. Die Gerölle sind dann deutlich besser gerundet, und in der kalkig-sandigen Matrix stecken zahlreiche Schalenreste mariner Mollusken.

Über dem Konglomerat folgt in der Regel eine bis zu 10 m mächtige Verzahnungszone zwischen äolischen Kalkareniten und Gehängeschutt (2), die dann nach oben zu meistens in reine Gehängeschuttbildungen übergeht (3). Stellenweise treten auch die

Äolinite mehr in den Vordergrund, aber sie sind immer von groben Gerölleinlagerungen durchsetzt.

Die Verzahnung zwischen Gehängeschutt und Äoliniten beweist, daß Dünenanwehung und Hangschuttbildung hier im gleichen Zeitabschnitt erfolgten. Die Hangschuttbildung ist damit ebenfalls in den Zeitraum eines glazial abgesenkten Meeresspiegels zu stellen. Dem widerspricht auch nicht, daß ein Teil der Schuttsedimente an der Basis marin aufgearbeitet ist. Da der marine Horizont mit einiger Wahrscheinlichkeit zeitlich in das ausklingende letzte Interglazial (Tyrrhen III) zu stellen ist (vgl. VI), wäre die Hauptmasse der auf ihn folgenden Hangsedimente mit den eingelagerten Äoliniten in das Würm-Glazial zu stellen. Das erwähnte C¹⁴-Alter von 13 480 B. P. für Landschnecken aus den Hangschutteinlagerungen in den oberen Äoliniten von Porto dos Frades stimmt mit dieser Annahme sehr gut überein. Über die zeitliche Stellung der übrigen Gehängeschuttbildungen innerhalb des Pleistozäns können noch keine sicheren Aussagen gemacht werden. Die auch hier zu beobachtende Verzahnung mit Äoliniten läßt nur vermuten, daß es ebenfalls kaltzeitliche Bildungen sind. Aus dem Mediterranraum beschreibt BUTZER (1962) ebenfalls rote Kolluvialsedimente, die sich mit würmzeitlichen „Regressionsdünen“ verzahnen.

Die Entstehung der Kolluvialablagerungen muß man sich aufgrund des Sedimentbildes als flächenhaften Massentransport über relativ geringe Entfernungen vorstellen. Kurzfristige Niederschläge mit hohem Oberflächenabfluß dürften dabei für die Verfrachtung besonders wirksam gewesen sein. Im Erscheinungsbild ähnliche pleistozäne Ablagerungen beschreiben WICHE (1961), BUTZER & CUERDA (1962), BUTZER (1964) und ROHDENBURG & SABELBERG (1964) aus dem südlichen Mediterranraum.

V. Vorläufige Liste pleistozäner Landschnecken von Porto Santo

Zusammengestellt von F. STRAUCH

In Klammern: bisher nachgewiesene zeitliche und regionale Verbreitung nach MANDAHIL-BARTH (1943) und A. ZILCH (1959—60)

Ä, B, G: Vorkommen auf Porto Santo auf Grund unserer Aufsammlungen
(Ä = Äolinit, B = Kalksandboden, G = Gehängeschutt)

- Geomitra (Geomitra) coronata* (DESHAYES) (pleist.-rez., Madeira) Ä, B, G
Heterostoma paupercula (LOWE) (pleist.-rez., Porto Santo, selten Madeira, Kanaren, Azoren) Ä, B
Spirorbula cf. obtecta (LOWE) (pleist.-rez., Porto Santo, Madeira) Ä, B, G
Helicomela bowdichiana (FÉRUSAC) (fossil nur von Porto Santo u. Madeira; Gattung im Paläogen in ganz Mittel- und Westeuropa, rez. nur Madeira) Ä, G
Helicomela sp. G
Ochthephila (Caseolus) compacta portosanctana (LOWE) (typische rez. Art nur auf Madeira) Ä, B, G
Ochthephila (Caseolus) cf. commixta (LOWE) Ä, B
Ochthephila (Caseolus) sp. Ä
Discula (Discula) bulweri (WOOD) ? (rez. Art nur Porto Santo, Gattung nur Madeira) Ä, B, G
Discula (Discula) sp. Ä, B
Discula (Tectula) tectiformis ludovici (ALBERS) (nur Pleistozän von Porto Santo, Untergattung nur Porto Santo ?) Ä, B
Pseudocampylaea lowei (FÉRUSAC) (Gattung pleist.-rez. nur Porto Santo und benachbarte Inseln) B, G
Leptaxis (Leptaxis) chrysomela (PFEIFFER) (nur Pleistozän von Porto Santo) Ä, G
Leptaxis (Katostoma) psammophora (LOWE) (nur Pleistozän von Porto Santo) G
Leptaxis sp. G
Theba pisana (MÜLLER) (rez. mediterrane Art) G
Helix (Idiomela) subplicata SOWERBY (Untergattung rez. nur von Porto Santo; pleist.-rez. Porto Santo) Ä, B, G
Amphorella (Fusillus) oryza (LOWE) Ä

VI. Pleistozäne Strandterrasse

Im Gegensatz zu anderen atlantischen Inseln (z. B. Gran Canaria, KLUG 1968) ist auf Porto Santo nur eine Strandterrasse nachzuweisen. Sie ist als Brandungskonglomerat ausgebildet und tritt unmittelbar an der Küste als Basis der Äolinite von Porto dos Frades (Abb. 7) und an der Basis des Gehängeschuttes östlich von Porto Santo (Abb. 10a) sowie in mehreren Talmündungen (bis zu 70 m landeinwärts) an der E- und SE-Küste auf (Rib. do Calhau, Rib. da Vigia, Rib. do Atalho, Rib. Cochino, s. auch Abb. 1).

Die Konglomerate liegen zwischen 0 und +3 m NN und werden maximal 2 m mächtig. Seewärts liegen sie stellenweise auf Kalkareniten, die unter den Meeresspiegel eintauchen. Die Gerölle der Brandungskonglomerate bestehen überwiegend aus Gesteinen des vulkanischen Untergrundes, nur vereinzelt kommen auch verhärtete Kalkarenitgerölle vor. Sie erreichen Durchmesser bis zu 30 cm und stecken in einer unterschiedlich verfestigten Kalksandmatrix. Nur im Gezeitenbereich sind die Konglomerate durchweg stark verhärtet. Durch den Wechsel groben und feinen Materials ist häufig eine Schichtung vorhanden, die mit 8—10° zum Meer hin einfällt.

Das auffälligste Kennzeichen der Brandungskonglomerate ist ihre reiche Fossilführung, die in krassem Gegensatz zu der Armut an rezenten Schalenresten im heutigen Strandbereich steht. Aus den Konglomeraten der SE-Küste wurden von F. STRAUCH folgende Formen bestimmt:

Patella (P.) caerulea L.

Patella (P.) lusitanica GMELIN

Gibbula sp.

Turbo rugosus L.

Mamilla lactea (GULDING)

Callista chione (L.)

Thais haemastoma (L.)

Bursa (Bufonariella) scrobiculata (L.)

Lima inflata CHEMNITZ

Acanthocardium echinatum (L.)

Venus verrucosus L.

¹⁴C-Datierungen von *Patella*-Schalen aus der Strandterrasse an der Mündung der Rib. da Vigia ergaben ein Mindestalter von 40 000 B. P. Die Einzelwerte sind: $\geq 41\ 500$ (H 3174—2438), $\geq 39\ 500$ (H 3175—2493) und $\geq 43\ 0000$ (H 3176—2440). Nach diesen Datierungen und in Verbindung mit der Höhenlage sind die marinen Konglomerate am ehesten mit der TYRRHEN III-Stufe des Mittelmeerraumes oder der Ouljan-Stufe Marokkos vergleichbar, für die STEARNS & THURBER (1965) auf Grund von ²³⁰Th / ²³⁴U-Datierungen ein Alter zwischen 75 000 und 90 000 B. P. annehmen.⁴⁾

Höhere Strandterrassen haben wir auf Porto Santo nicht gefunden. Es ist aber möglich, daß solche vorhanden waren, jedoch der Erosion zum Opfer fielen. Dies gilt besonders für den Raum NE von Porto Santo mit seinen auffallenden Verebnungen in den vulkanischen Gesteinen im 30—70 m Niveau. Durch denudative Hangabtragung, die hier sicherlich als entscheidender Faktor der morphologischen Prägung infrage kommt, können höher gelegene Strandsedimente leicht erodiert worden sein.

VII. Talbildung

Sowohl die Äolinite als auch die Kolluvialsedimente füllen z. T. flache Drepressionen aus, die breiten Talböden entsprechen. KLUG (1968) hat ähnliche Täler auf den Kanaren als Kehl- und Muldentäler bezeichnet und ihre Bildung in ein jungtertiäres „wechsel-feuchtes tropisches bis subtropisches Klima“ und in altpleistozäne Pluvialzeiten verlegt. In diese alten flachen Täler sind dort junge Kerbtäler eingeschnitten.

⁴⁾ Beide Autoren lassen die Frage, ob diese Terrasse in das ausklingende letzte Interglazial zu stellen ist oder ob sie ein eigenständiges Interstadial innerhalb des Würm-Glazials darstellt, bewußt offen. Beide Auffassungen werden vertreten (s. STEARNS & THURBER 1965).

Auch auf Porto Santo lassen sich zwei Talgenerationen unterscheiden: die oben erwähnten flachen Depressionen und die ganz jungen, oft schluchtartigen Täler (Abb. 2). Die letzteren erodieren z. T. würmzeitliche Schichten, gehören also ins Würm oder Postglazial. Über die Altersstellung der älteren Talformen lassen sich noch keine bestimmten Aussagen machen. Ihr Alter läßt sich zunächst nur mit „älter als die erste kaltzeitliche Dünenanwehung und jünger als Miozän“ begrenzen.

VIII. Zur Entstehung der Steilküste

Die Steilküste von Porto Santo ist jung: die mächtigen, schleppenartig herabziehenden Gehängeschuttmassen werden an der SE-Küste abrupt abgeschnitten; die Aufwehung der Äolinite bei Fonte de Areia durch NW-Winde, 70 m über dem Meer, ist bei der heutigen Steilküste nicht vorstellbar. Da alle Anzeichen für tektonische Abbrüche fehlen, kann man nur rückschreitende Brandungserosion als Ursache annehmen. Wir schließen uns den entsprechenden Ausführungen SCHMINCKE's (1968) für Gran Canaria durchaus an. Der von SCHMINCKE mit herangezogene Schelf ist bei Porto Santo ebenso schön entwickelt wie bei dieser Kanaren-Insel. Doch sollte man vielleicht nicht zu viel aus der Kongruenz von Windrichtung und Steilküste herauslesen; wahrscheinlich ist das (von SCHMINCKE schon erwähnte) texturelle Gefüge der Schichten, die die Küste aufbauen (flache Lagerung mit steilen Klüften) noch wichtiger. Die Steilküste von Porto Santo ist nämlich sowohl nach N als nach S, W und E exponiert, also nur z. T. im Einklang mit den herrschenden Winden. Noch mehr gilt diese Beobachtung übrigens für Madeira.

Über die Geschwindigkeit der Brandungserosion lassen sich bei Fonte de Areia einige Hinweise gewinnen. Die Dünenbildung setzt dort eine flach ansteigende NW-Küste voraus. Noch vor 21 000 Jahren muß ein solcher flacher Hang vorhanden gewesen sein und Sandtransport hangaufwärts ermöglicht haben. Welche Hangneigungen dabei noch überwunden werden, zeigt u. a. die Kap-Halbinsel südlich von Kapstadt, besonders schön bei Hout Bay. Die Dünen erreichen dort nach MABBUTT (1952) noch den 150 m hohen Paß zwischen Little Lions Head und Karbonkelberg, 2,5 km von Hout Bay entfernt, d. h. bei einer durchschnittlichen Hangneigung von ungefähr 3°. Das ist nicht unbedingt ein Maximalwert für Dünen transport, aber wahrscheinlich schon ein relativ hoher Wert, obgleich einzelne Gerölle bei Sturm noch bei erheblich größerer Neigung aufwärts gerollt werden (vgl. u. a. die Tabelle nach GROVE & SPARKS in SCHWARZBACH 1964, S. 258). Für Fonte de Areia würde sich bei 3° eine Entfernung der Küste von nur 1 400 m ergeben (vgl. das Profil in Abb. 1). Bei der großen Breite des Schelfes fällt das kaum ins Gewicht. Die Tiefe des Schelfes beträgt dort etwa 30 m. Der Meeresspiegel erreichte diese Stelle nach der letzten glazialen Absenkung vor schätzungsweise 12 000 Jahren (vgl. FAIRBRIDGE 1968, S. 529). Wenn um diese Zeit die Rückverlegung der Küste begann, ergibt sich ein Durchschnittswert von $1400 \text{ m} / 12000 \text{ a} = 12 \text{ cm/a}$. Das wäre ein relativ hoher Wert für eine Felsküste und würde den Verhältnissen an Kliffküsten mit wenig verfestigten Gesteinen nahekomen. Aber der vulkanische Sockel von Porto Santo besteht aus stark geklüfteten und z. T. zersetzten, abtragungsgünstigen Gesteinen, und ein solcher Durchschnittswert erscheint deshalb nicht zu hoch.

IX. Zur quartären Klimaentwicklung auf Porto Santo

Ein Ziel unserer Untersuchungen war es, Anhaltspunkte für die quartäre Klimaentwicklung im mittleren Atlantik zu gewinnen. Einige wichtige paläoklimatologische Schlußfolgerungen lassen sich ziehen. Manche Einzelheiten bleiben freilich noch unklar,

und besonders die chronologische Zuordnung der Klimaphasen können wir nur teilweise durchführen. Zu einem vollständigen Bilde wäre es notwendig, die Arbeiten auf ein größeres Gebiet auszudehnen und andere Inseln in die Betrachtungen mit einzubeziehen.

Über das heutige Klima von Porto Santo orientiert das Diagramm (Abb. 1): Jahresmittel der Temperatur 19° (Januar 16° , September 23°), Niederschlag 350 mm mit Maximum in den Monaten Oktober—März.

Glazialzeitliches Klima

Der wichtigste Ausgangspunkt für die Rekonstruktion der quartären Klimaverhältnisse sind die Äolinite. Ihre Verknüpfung mit der eustatischen Meeresspiegel-Absenkung bedeutet, daß die Äolinite (und ebenso das mit ihnen verzahnte Kolluvium) kaltzeitlicher Entstehung sind. Wie groß die Temperatur-Absenkung war, läßt sich auf Porto Santo nicht bestimmen. Man darf allgemein nach den O^{18}/O^{16} -Bestimmungen von EMILIANI u. a. wohl mit ungefähr 5° rechnen.

Sehr wichtig ist die Frage nach den glazialzeitlichen Niederschlägen. Für die Anwehung der Dünen und ihre Ausbreitung über die Insel möchte man relativ trockenes Klima voraussetzen, vielleicht noch trockener als heute, mit lückenhafter oder z. T. sogar fehlender Vegetation. Das würde dann auch für die Bildung der gleichalten kolluvialen Sedimente gelten. Periodische jahreszeitliche Niederschläge sorgten für deren kurzräumige Verfrachtung; eine dichte Pflanzendecke kann nicht existiert haben.

Das über große Flächen der Insel vorherrschend südöstliche Einfallen der Dünen-schichtung deutet darauf hin, daß anstelle der heutigen NE-Komponente in der Windrichtung die NW-Komponente vorherrschte. Das würde der allgemeinen Vorstellung entsprechen, daß die planetarischen Windgürtel während der Glazialzeiten äquatorwärts verschoben waren und Porto Santo aus dem Passat- in den Westwindgürtel gerückt war.

Trockenes Klima im Glazial dieser Breiten entspricht nicht der herkömmlichen „klassischen“ Gleichsetzung von Glazial und „Pluvial“. Aber dieses einfache Schema hat sich inzwischen mehrfach als irrtümlich erwiesen, am meisten am äquatorwärtigen Rand der subtropischen Trockenzone (schon BALOUT 1952, FAIRBRIDGE 1965, zuletzt mit DAMUTH 1970, GALLOWAY 1965, VAN ZINDEREN BAKKER 1966 u. a.). Doch auch im Mediterrangebiet neigen manche Forscher jetzt dazu, die glazialen Perioden für relativ trocken zu halten und aufgrund einer „engen Verknüpfung von Lössanwehung und starken Abspülvorgängen... Phasen starker Hangformung... mit vegetationsarmen Trockenphasen zu korrelieren und nicht mit Feuchtphasen“ (so ROHDENBURG & SABELBERG 1969b; vgl. auch BRUNNACKER & LOŽEK 1969, FRENZEL 1968 u. a.). Gerade mit solchen Vorstellungen aus dem Mittelmeerraum ließe sich auch ein relativ trockenes Glazialklima auf Porto Santo gut vereinbaren.

Die klimatische Aussagekraft der in Verbindung mit den Äoliniten auftretenden Böden ist nicht eindeutig. Lediglich für die basalen autochthonen Braunlehme muß man relativ feucht-klimatische Verhältnisse annehmen. Für den westlichen Mittelmeerraum konnten ROHDENBURG & SABELBERG nachweisen, daß solche Böden keineswegs tropische Tertiärrelikte darstellen müssen, sondern auch während interglazialer Feuchtphasen des Pleistozäns gebildet wurden. Ein pleistozänes Alter der basalen Braunlehme ist auch für Porto Santo wahrscheinlich. Die den Äoliniten eingelagerten Braunlehme lassen sich als Bodensedimente klimatisch nicht interpretieren. Es ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen, daß ihre Einschwemmung zeitlich mit einer Braunlehbildung außerhalb des Verbreitungsbereiches der Dünen einhergeht.

Die rötlichen Kalksandböden innerhalb der Äolinite stellen sicherlich keine sehr verwitterungsintensiven Bildungen dar. Im Vergleich zu den Braunlehmen kann man sie wohl kaum als klimatypisch ansehen, sondern lediglich als Zeitmarken einer Unterbrechung der glazialen Dünenanwehung.

Eine mögliche Alternative für Deutung der Niederschlagsverhältnisse im Glazial

Obleich wir die eben gegebene Deutung von relativ trockenen Glazialzeiten für die wahrscheinlichere halten, möchten wir doch bezüglich der Äolinite auf eine grundsätzlich andere Möglichkeit hinweisen. Die Dünenbildung wurde ja dadurch veranlaßt, daß der Schelf trockenfiel. Am Rande der Insel tauchte also dann sozusagen eine ausgedehnte temporäre Wüste auf. Vegetationsloser Sand aber bedarf keines hoch-ariden Klimas, um vom Winde transportiert zu werden. Das Beispiel der großen Wanderdünen auf der Kurischen Nehrung in Ostpreußen — um nur dieses zu nennen — beweist, wie selbst im kühl-feuchten Klima Mitteleuropas Sand in großem Maßstab wandert. (Die verstärkte Wanderung an der Kurischen Nehrung in der Hälfte des 18. Jhd. wird auf Abholzung zurückgeführt.)

Rückblick

Die postvulkanischen Sedimente von Porto Santo sind im wesentlichen ins Pleistozän zu stellen. Älter als die älteste Dünenanwehung ist jedoch eine intensive Verwitterung und Abtragung des vulkanischen Sockels, die sich zeitlich nur mit „jünger als Miozän und älter als die tiefsten Äolinite“ begrenzen läßt. Zeugen dieser Vorgänge sind flächenhaft eingeebnete Vulkanite sowie autochthone und umgelagerte Braunlehme.

Innerhalb des Pleistozäns kam es dann kaltzeitlich (d. h. bei niedrigeren Temperaturen als heute) unter relativ trocken-klimatischen Verhältnissen und in Verbindung mit einer Absenkung des Meeresspiegels zur Ablagerung von bioklastischen Dünen und von Kolluvialsedimenten. Die Dünenbildung wurde mehrfach durch Zeiträume unterbrochen, in denen die rötlichen Kalksandböden entstanden.

Die C^{14} -Datierungen machen wenigstens für einzelne Abschnitte wahrscheinlich, daß sie ins Würm zu stellen sind. Ebenso scheint die marine Terrasse in 1—3 m über NN in das Tyrren III, d. h. in das letzte Interglazial, zu gehören. Ob diese zeitliche Einordnung in das Würm bzw. Eem für alle quartären Bildungen gilt, oder ob diese sich auch auf das Prä-Eem erstrecken, läßt sich noch nicht sagen.

Dank. Die Reise nach Porto Santo im Jahre 1968 wurde durch eine Beihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht. Für die Reise von J. LIETZ 1969 stellte die Universität Köln einen Beitrag zur Verfügung. Für die wichtigen C^{14} -Datierungen sind wir Prof. Dr. K. O. MÜNNICH und Dipl.-Phys. D. BERDAU (II. Physik. Institut Heidelberg), für die Fossilbestimmungen Dr. F. STRAUCH (Köln), für bodenkundliche Diskussionen Prof. K. BRUNNACKER (Köln), für die Durchsicht von Teilen des Manuskriptes Dr. P. ROTHE (Heidelberg) zu Dank verpflichtet. Bei den Zeichnungen half uns Dr. G. SCHULTZ. Dr. F. T. MACKENZIE verdankt der ältere Verf. (M. S.) instruktive Führungen auf Bermuda.

Schriften

- BALOUT, A.: Pluviaux interglaciaires et préhistoire Saharienne. — Trav. Inst. Rech. Sahar. 8, 9—19, Alger 1952.
- BIBERSON, P.: L'évolution du Paléolithique marocain dans le cadre du Pléistocène atlantique. — Quaternaria 6, 177—205, 1961.
- BRETZ, J. H.: Bermuda: A partially drowned, late mature Pleistocene karst. — Geol. Soc. Am. Bull. 71, 1729—1754, 1960.
- BRUNNACKER, K., ALTEMÜLLER, H.-J. & BEUG, H.-J.: Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typusprofil einer nordmediterranen Lößprovinz. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 90—110, 1969.
- BRUNNACKER, K. & LOŽEK, V.: Löß-Vorkommen in Südostspanien. — Z. Geomorph., 13, 297—316, 1969.

- BUTZER, K. W.: Environment and Archeology — an introduction to Pleistocene geography. — 524 S., Chicago 1964.
- : Mediterranean area: Quaternary history. — *Encycl. Oceanogr.* (ed. R. W. FAIRBRIDGE), 485—490, New York 1966.
- BUTZER, K. W. & CUERDA, J.: Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implication for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. — *J. Geol.*, **70**, 398—416, 1962.
- CHOUBERT, G.: Réflexion sur les parallélismes probables des formations quaternaires atlantiques du Maroc avec celles de la Méditerranée. — *Quaternaria*, **6**, 137—175, 1961.
- CONOLLY, J. R. & BORCH, C. C. v. d.: Sedimentation and physiography of the sea floor south of Australia. — *Sed. Geol.*, **1**, 181—220, 1967.
- DAMUTH, J. E. & FAIRBRIDGE, R. W.: Equatorial Atlantic deep-sea arcose sands and ice-age aridity in tropical South America. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 189—206, 1970.
- EMERY, K. O.: Atlantic continental shelf and slope of the United States — geologic background. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **529 A**, 1—23, Wash. 1966.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Eiszeitklima in Nordafrika. — *Geol. Rdsch.*, **54**, 399—414, 1965.
- : Carbonate rocks and paleoclimatology in the biochemical history of the earth. — *Developments in Sedimentology*, **9 A** (ed. G. V. CHILINGAR et al.), 399—432, Amsterdam 1967.
- : *The Encyclopedia of Geomorphology* (ed.) — New York 1968.
- FAIRBRIDGE, R. W. & TEICHERT, C.: Soil horizons and marine bands in the coastal limestones of western Australia. — *Roy. Soc. N. S. Wales J. Proc.*, **86**, 68—87, 1953.
- FLINT, R. F.: Glacial and Pleistocene Geology. — 533 S., New York 1957.
- FRENZEL, B.: Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — 291 S., Braunschweig 1967.
- GALLOWAY, R. W.: A note on world precipitation during the last glaciation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **16**, 76—77, Öhringen 1965.
- GUILCHER, A.: Pleistocene and Holocene sea-level changes. — *Earth Sci. Rev.*, **5**, 69—97, 1969.
- HARTUNG, G.: Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. — 298 S., Leipzig 1864.
- KAYE, C. A.: Shoreline features and Quaternary shoreline changes Puerto Rico. — *Geol. Surv. Prof. Paper*, **317 B**, 49—138, 1959.
- KLAGES, M. G. & SOUTHARD, A. R.: Weathering of montmorillonite during formation of a solodic soil and associated soils. — *Soil. Sci.*, **106**, 363—368, 1968.
- KLUG, H.: Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. — *Schrift. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, **24**, 3, 1—184, 1968.
- KOLDEWIJN, B. W.: Sediments of the Paria-Trinidad-Shelf. — *Publ. Fys. — Geogr. Labor Amsterdam*, **1**, 1—109, 1958.
- KREJCI-GRAF, K.: Vertikal-Bewegungen der Makaronesen. — *Geol. Rdsch.*, **51**, 73—122, 1951.
- : Zur Geologie der Makaronesen: 4. Krustenkalke. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **112**, 36—61, 1960.
- : Vulkaninseln und Inselvulkane; 4. Porto Santo. — *Natur u. Volk*, **91**, 33—38, 1961.
- : Zur Geologie der Makaronesen: 5. „Versteinerte Büsche“ als klimabedingte Bildungen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **113**, 1—22, 1961.
- : Zur Geologie der Makaronesen: 8. Die mittelatlantischen Vulkaninseln. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 401—431, 1964.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — 392 S., Stuttgart 1953.
- LAND, L. S., MACKENZIE, F. T., GOULD, S. J.: Pleistocene history of Bermuda. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, 993—1006, 1967.
- LIEZT, J. & SCHWARZBACH, M.: Neue Fundpunkte von marinem Tertiär auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **H. 5**, 270—282, 1970.
- LUM, D. & STEARNS, H. T.: Pleistocene stratigraphy and eustatic history based on cores at Waimanalo, Oahu, Hawaii. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1—16, 1970.
- MABBUTT, J. A.: The physical landscape. — *The Cape Peninsula* (ed. J. A. MABBUTT), 13—32, Cape Town 1952.
- MACKENZIE, F. T.: Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds. — *Sedimentology*, **3**, 51—64, 1964.
- MANDAHL-BARTH, G.: Systematische Untersuchungen über die Heliciden-Fauna von Madeira. — *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **469**, 1—93, 1943.
- MORAIS, J. C. DE: A Ilha de Porto Santo e as suas rochas. — *Mem. Not. Publ. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **12**, 1—48, 1943.
- MÜLLER, G. & TIETZ, G.: Recent dolomitization of Quaternary biocalcarenes from Fuerteventura (Canary Islands). — *Contr. Min. Petrol.*, **13**, 89—96, 1966.
- PEREIRA, A. C. N.: Ilhas de Zargo. — 1, Ed. Câmara Municipal, Funchal 1956 (lag uns nicht vor).
- PILKEY, O. H.: The size distribution and mineralogy of the carbonate fraction of United States south Atlantic shelf and upper slope sediments. — *Mar. Geol.*, **2**, 121—136, 1964.

- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.: „Kalkkrusten“ und ihr klimatischer Aussagewert — neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **7**, 3—26, 1969a.
— : Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mittelmeergebietes. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **7**, 27—47, 1969b.
- ROTHER, P.: Dolomitization of biocalcarenes of Late-Tertiary age from northern Lanzarote (Canary Islands). — Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe ed. G. MÜLLER & FRIEDMAN, G. M.), 38—45, Berlin 1968.
- SANDERS, J. E. & FRIEDMAN, G. M.: Origin and occurrence of limestones. — Developm. Sedimentol. **9** A, (ed. G. V. CHILINGAR et al.), 169—348, Amsterdam 1967.
- SAYLES, R. W.: Bermuda during the ice-age. — Proc. Am. Acad. Arts Sci., **66**, 381—467, 1931.
- SCHMINCKE, H. U.: Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. — Geol. Mitt., **8**, 23—50, Aachen 1968.
- SCHWARZBACH, M.: Geologische Tätigkeit des Windes. — Lehrb. allg. Geol. (ed. R. BRINKMANN) I, 250—280, Stuttgart 1964.
- STEARNS, C. E. & THURBER, D. L.: Th²³⁰—U²³⁴ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. — Quaternaria, **7**, 29—42, 1965.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M.: The pluvial theory — an evaluation in the light of new evidence, especially for Africa. — The Paleobot., **15**, 128—134, Lucknow 1966.
- WEST, J. A.: A rapid method for thin-sectioning clays. — Sedimentology, **6**, 339—341, 1966.
- WICHE, K.: Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren am unteren Segura (Südostspanien). — Mitt. Österr. Geogr. Ges., **103**, 125—157, 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Quartär. — Hdb. der stratigraphischen Geologie Bd. II, 263 S., Stuttgart 1969.
- ZILCH, A.: Euthyneura (Teil 2 von WENZ, W.: Gastropoda). — Hdb. Paläozool., **6** (2), 1—834, Berlin 1959—1960.
- Topographische Karten: Carta Corográfica da Ilha de Porto Santo 1 : 25 000, 1938.
Seekarte „Madeira-Inseln“ (Nr. 243) 1 : 150 000, Hamburg 1969.

Manusk. eingeg. 9. 3. 1970.

Anschrift der Verf.: Dr. J. Lietz und Prof. Dr. M. Schwarzbach, Geol. Institut der Universität, 5 Köln, Zülpicher Straße 49.

Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet

VON HANS SCHMEIDL, Bernau/Chiemsee

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung. Von zwei spätglazialen Seen in der westlichen Drumlinlandschaft (440 m) und der westlichen Randmoränenlandschaft (600 m) des Salzachgletschers und aus einem Moor aus dem ehemals unvereiseten Gebiet (700 m) zwischen Salzach- und Chiemseegletscher wurden die Sedimente und Torfe pollenanalytisch untersucht.

Die Vegetationsentwicklung beginnt mit Pioniergesellschaften. Die Wiederbewaldung wird durch eine *Salix-Juniperus-Hippophaë*-Phase eingeleitet, der ein Baumbirkenvorstoß folgt. Der eindeutige Nachweis der älteren Tundrenzeit (Ic) war nicht möglich. Im Alleröd waren geschlossene Wälder vorhanden. Die jüngere Tundrenzeit (III) war in 700 m Höhe einwandfrei nachzuweisen. Es kam zu einer starken Lichtung der Wälder. In den beiden Seeprofilen trat gegen Ende des Alleröds eine Störung in den Ablagerungen auf.

Eine C¹⁴-Datierung zeigt eine Differenz von 600—700 Jahren, deren Ursache nicht geklärt werden konnte.

Die Vegetations- und Waldentwicklung zeigt mit anderen Gebieten eine gute Übereinstimmung.

Summary. Sediments and peat were pollenanalytical investigated: 1. from one late glacial lakes in the western Drumlin area, 2. one late glacial lakes in the brim of the western moraine of the Salzach glacier, 3. from a peat moos situated between the Salzach- and Chiemsee-glacier.

The evolution of the vegetation starts with pionier associations. The reforestation is introduced by the *Salix-Juniperus-Hippophaë*-phase and succeeded by birch-trees. An indentivication of the older Dryas-time (Ic) is not possible. In the Alleröd-time existed dense forests. The younger Dryas (III) can be definitly proved in an altitude of 700 meters the forests receded. An interruption in the depositions of the both profiles of the lakes can be seen at the end of the Alleröd.

A radiocarbon determination shows a difference from 600—700 years, which can not be explained.

The evolution of vegetation and forest shows a good conformity with other regions.

I. Einleitung

Der Ablauf der spätglazialen Vegetationsentwicklung im nördlichen Mitteleuropa, im südwestdeutschen Alpenvorland und in den Südalpen ist in den letzten Jahren durch pollenanalytische Untersuchungen weitgehend bekannt geworden. Auch die Altersstellung der einzelnen Vegetationsabschnitte ist für diese Gebiete gesichert. Durch die Arbeiten von FIRBAS (1923), PAUL und RUOFF (1927) und MAYER (1964, 1966) sind wir zwar über die postglaziale Waldentwicklung im südostdeutschen Alpenvorland im großen Rahmen unterrichtet, über die spätglaziale Vegetations- und Klimaentwicklung geben diese Arbeiten aber nur wenig Auskunft.

Für das gesamte nordöstliche Alpenvorland liegen für das Spätglazial nur vereinzelte Untersuchungen vor. Es sind dies die Arbeit von FIRBAS (1934) über das Spätglazial im Bereich des ehemaligen Rosenheimer Sees, die Untersuchungen von MAYER (1966) im Böckelweiher bei Berchtesgaden, die im Egelseegebiet, nordöstlich von Salzburg, von LÜRZER (1954), die im Ibmer Moos (Ober-Österreich) von PRAMMER-GRÄFLINGER (in GAMS 1947), die aus dem Filzmoos von KRISAI (1961) und vom Lunzer See von GAMS (1927) und BURGER (1964). Diese wenigen Arbeiten zwischen Iller und östlichem Alpenrand lassen ein dichteres Netz von Untersuchungen wünschenswert erscheinen. Für das

Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees liegt eine Neubearbeitung von BEUG vor. Ein weiterer Beitrag soll die vorliegende Arbeit sein, deren Untersuchungen sich auf das westl. Salzachvorlandgletschergebiet beschränken und zwar auf Ablagerungen innerhalb und außerhalb der westl. Randmoräne und auf das westl. Drumlinfeld. ¹⁾

II. Zur Methodik

Die beiden Profile aus den spätglazialen Seen wurden als überlappende Bohrkerne mit der verbesserten Dachnowsky-Sonde erbohrt. Das Profil aus dem Moor der Pechschnait wurde dagegen in Form von Prismen bis in den mineralischen Untergrund an einer Stichwand herausgeschnitten.

Die Aufbereitung der einzelnen Proben erfolgte nach dem durch TROELS-SMITH (1954) verbesserten Acetolyseverfahren nach ERDTMANN. Die tonhaltigen Proben wurden mit kalter HF behandelt. Obwohl für die ältesten Ablagerungen teilweise ein enger Probenabstand gewählt wurde, zeigte es sich im Laufe der Untersuchung, daß bei Torfablagerungen auch oft ein Probenabstand von unter 1 cm gewählt werden mußte, um die spätglaziale Entwicklung einwandfrei zu erfassen.

Die Pollen-, Torf- und limnischen Sedimentsignaturen (Abb. 2), sowie die Zoneneinteilung erfolgten nach FIRBAS (1949). Zum Vergleich der einzelnen Diagramme wurden dieselben in lokale Abschnitte (a—m) unterteilt.

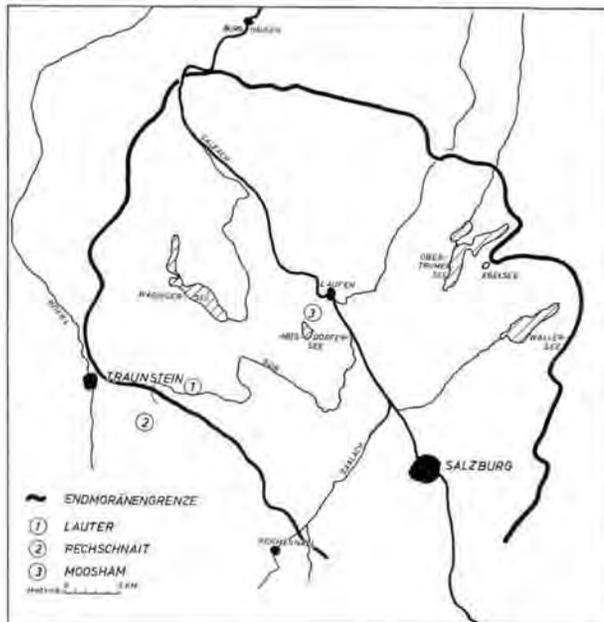


Abb. 1. Das Untersuchungsgebiet mit den spätglazialen Ablagerungen (1 Lauter, 2 Pechschnait, 3 Moosham).

III. Das Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen erstrecken sich im westlichen Salzachvorlandgletschergebiet auf die Ablagerungen eines kleinen Endmoränensees bei Lauter (östl. von Traunstein) in 600 m NN und eines ehemals kleinen Sees in der Drumlinlandschaft bei Moosham östlich

¹⁾ Herrn Dr. ZIEGLER vom geologischen Landesamt München möchte ich für die Diskussion während der gemeinsamen Geländebegehung danken und Herrn Dr. GANSS von demselben Amt für die Vermittlung der C¹⁴-Datierung, die in dankenswerter Weise Herr Dr. GEY vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, durchgeführt hat.

von Laufen in 440 m ü. NN. Ein weiteres Profil entstammt dem Moor in der Pechschnait. Dieses liegt nur wenige km südwestlich von Lauter im ehemals unvereisten Gebiet zwischen Salzach und Chiemseegletscher in einer Höhe von 690 m NN (Abb. 1).

Klimadaten für das Untersuchungsgebiet bei Lauter und der Pechschnait liegen vor von Traunstein (580 m), Oberteisendorf (522 m) und Achthal (580 m). Das Gebiet liegt noch im Stau der

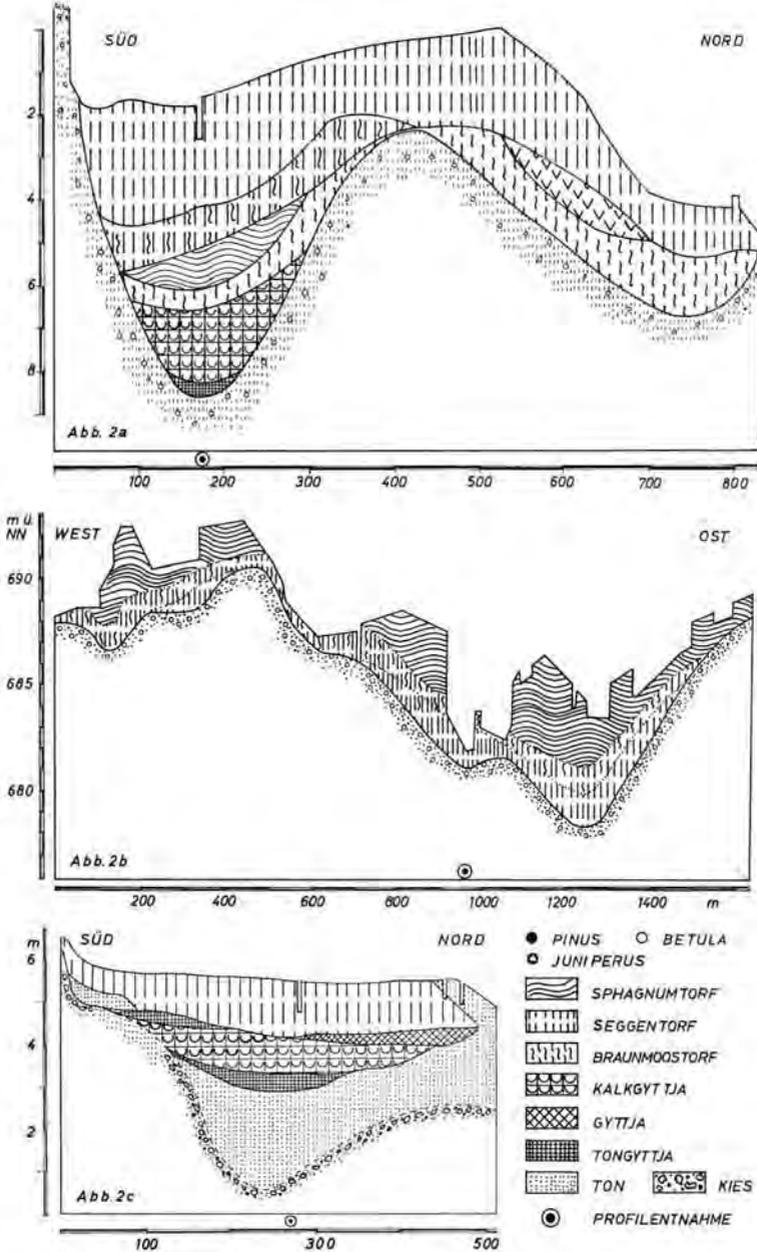


Abb. 2. Stratigraphische Profile durch die Moor- und Seeablagerungen in Lauter (a), in der Pechschnait (b) und bei Moosham (c).

nördlichen Voralpen, und die Niederschläge sind entsprechend hoch. Traunstein verzeichnet im langjährigen Mittel (1891—1960) 1532 mm, Oberteisdorf (1891—1930) 1507 mm und Achthal (1891—1960) sogar 1595 mm. Die mittlere Jahrestemperatur liegt in Traunstein bei 7,4° C, das Januarmittel bei -2° C und das Julimittel bei 16,9° C. Für das Gebiet der Drumlinlandschaft stehen die Niederschlagswerte von Laufen und Kirchanschöring zur Verfügung. Laufen verzeichnet im langjährigen Mittel (1891—1960) 1158 mm und Kirchanschöring (1891—1930) 965 mm pro Jahr. Die Temperaturwerte können nur auf Grund der vorhandenen Werte von Burghausen und Trostberg interpoliert werden. Das Jahresmittel liegt für das Gebiet um den Abtsdorfer See bei 7,6° C. (Ber. d. D. W. D. Nr. 17 und Mitteil. d. D. W. D. Nr. 4.)

IV. Ergebnisse der Untersuchungen

1. Lauterer Filzen

a) Lage

Nördlich der Bahnlinie Traunstein—Salzburg, ca. 5 km von Traunstein entfernt, liegt nordöstlich der Ortschaft Lauter, innerhalb der ersten Rückzugstadien der äußeren Randmoräne, der Lauterer Filz. Große Teile des im zentralen Teil als Hochmoor ausgebildeten Moores sind heute schon abgetorft oder bewaldet. Niedermoorartige Randpartien werden teilweise landwirtschaftlich genutzt. Durch ein von Südwest nach Nordost verlaufendes Bohrprofil (Abb. 2a), das die Abt. Moorkunde und Torfwirtschaft der Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur, Pflanzenbau und Pflanzenschutz (siehe VIDAL u. HOHENSTATTER) durch die Lauterer Filzen gelegt hatte, wurde die Wahl des Bohrpunktes für das untersuchte Spätglazialprofil bestimmt. Zwischen steilen Moränenhügeln zieht sich von der Ortschaft Lauter in nordöstlicher Richtung ein heute als Grünland genutztes Niedermoor. Unter 560 cm Niedermoor- und Bruchtorf liegen limnische Ablagerungen eines kleinen spätglazialen Endmoränensees, der gegen Ende des Alleröd durch Hypnum-Schwingrasen verlandete. Die den limnischen Ablagerungen aufliegenden Torfschichten zeigen Störungen. Das von der Bayer. Landesanstalt erbohrte Profil läßt eine Aufwölbung der Seekreide und der darüberliegenden Hypnumtorfschichten erkennen, die wahrscheinlich durch die aufliegenden Niedermoorschichten verursacht wurde. Das Profil wurde ca. 500 m nordöstlich von Lauter, ungefähr in der Mitte des ehemaligen Sees erbohrt.

b) Stratigraphie

Das Profil umfaßt nur die limnischen Ablagerungen, die darüberliegenden Torfschichten wurden nicht untersucht.

- | | |
|------------|--|
| 530—560 cm | dkl.braune Grobdetritusgyttja, kiefern-birkenzeitlich, die bei 550 cm eine wärmezeitliche Schicht mit hohen EMW-Werten eingelagert hat. An Makrofossilien waren vorhanden: unbestimmbare Braunmoosreste, <i>Scorpidium</i> -Blättchen, <i>Sphagnum</i> -Blättchen der Cymbifoliagruppe und bei 530—540 cm Holzkohle und Flugasche. |
| 560—600 cm | grauweiße Kalkgyttja mit Conchylienresten, dünne Lagen von Braunmoosresten, <i>Scorpidium</i> -Blättchen. Oogonien von <i>Chara</i> und bei 570 Holzkohle, bei 580 Flugasche. |
| 600—620 cm | grauweiße Kalkgyttja mit Conchylien, Braunmoosfragmenten, <i>Carex</i> -Radizellen, <i>Gramineen</i> -Epidermis, <i>Chara</i> -Oogonien. |
| 620—640 cm | grauweiße Kalkgyttja mit Braunmoos- und <i>Scorpidium</i> -Blattresten. |
| 640—675 cm | gelbgraue Kalkgyttja mit wenig Conchylien, ab 645 cm mit toniger Beimengung (HF), bei 660 cm Übergang in eine rötliche und anschließend grünliche tonige Kalkgyttja. Einzelne Braunmoosblattreste. |
| 675—692 cm | stark kalkhaltige, grüne Tongyttja mit einzelnen Schnecken, Sphagnumblattresten, Radizellen, Braunmoosfragmente sowie unbestimmbare Blattstückchen. |
| 692—709 cm | schwach kalkhaltige, dkl.grüne Tongyttja mit wenig organischer Substanz. <i>Chara</i> -Oogonien und <i>Pediastrum</i> . |
| 709—720 cm | dkl.grüne Tongyttja, bei 720 cm schwach kalkhaltig. Einlagerung von FeS ₂ (Pyrit). |
| 720—740 cm | dkl.grüne, kalkfreie Tongyttja, einzelne <i>Sphagnum</i> -Blattreste und Radizellen. |

740—760 cm sandiger, grauer Ton mit Feinkies, Pyritkügelchen, *Pediastrum* und Chitinreste, Sekundärpollen.

Makroreste, die im Diagramm eingetragen sind, wurden hier fortgelassen.

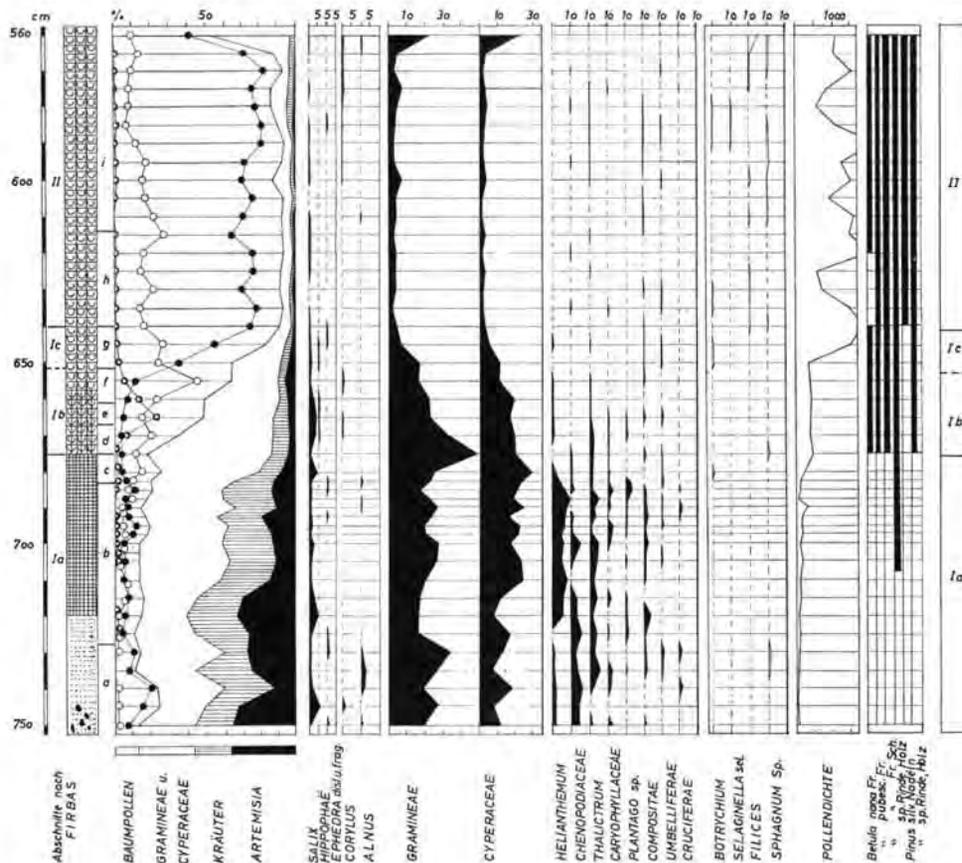


Abb. 3. Pollen- und Sporendiagramm des Spätglazials von Lauter.
Als Gesamtdiagramm berechnet.

c) Vegetationsentwicklung

Um eine Koordinierung einzelner Vegetationsabschnitte mit anderen Profilen zu ermöglichen, wurden, wie schon erwähnt, die Diagramme zunächst in lokale Abschnitte gegliedert. Vom eisfreiwerden bis zur Zeit der geschlossenen Bewaldung ergibt sich folgendes Bild der Vegetationsentwicklung im Gebiet von Lauter (Abb. 3):

Waldlose Zeit. Mit sehr hohen NBP-Werten von 85—90 % setzt das Diagramm ein. Die geringe Pollendichte (PD), die Zusammensetzung des NBP-Anteils und das Sediment lassen schließen, daß baumlose, artenreiche Gesellschaften vorherrschten. Die *Pinus*-Pollenwerte sind auf Fernflug zurückzuführen, während Zwergbirken und Zwergweiden wahrscheinlich schon im Gebiet vertreten waren. Stratigraphisch ist die Zeit gekennzeichnet durch die Sedimentation eines grauen, sandigen Tones und einer grau-grünen Tongyttja, in der Pyritkügelchen eingelagert sind. Eine Untergliederung in die Abschnitte a—c wurde für diese Zeit vorgenommen.

Abschnitt a: Nach dem Eisrückgang wurden zunächst sandige Tone, die vereinzelt noch Feinkies aufweisen, abgelagert. Der Pollenniederschlag ist gering, und die in diesen Abschnitten stärker vertretenen *Pinus*-Pollen dürften z. T. umgelagertem, älterem Material entstammen, da neben stark korrodierten *Alnus*-Pollen, die einwandfrei als Sekundärpollen anzu-

sehen sind, auch ein Pollenkorn von *Pterocarya* gefunden wurde. Zum anderen Teil handelt es sich wahrscheinlich um Ferntransporte aus dem südlichen Alpenvorland durch Föhn. Unter den NBP dominieren *Gramineen* und *Artemisia* (bis 35 %); *Chenopodiaceen* und *Thalictrum* erreichen verhältnismäßig hohe Werte, während *Helianthemum* cf. *alpestre* erst in der Ausdehnung begriffen ist. *Ephedra* ist in diesem Abschnitt auch schon vertreten.

Abschnitt b: Im Baumpollenbild treten *Salix* und *Betula* oder *Juniperus* stärker hervor. Die NBP haben immer noch einen hohen Anteil. *Gramineen* und *Artemisia* sind stark verbreitet. Neben *Chenopodiaceen*, *Thalictrum* und *Charyophyllaceen* tritt jetzt *Helianthemum* stärker hervor und erreicht im weiteren Verlauf seine Dominanz. Die Cyperaceenwerte steigen auch an, und mit dem Rückgang von *Artemisia* gegen Ende des Abschnittes ist eine stärkere Ausbreitung von *Gramineen*, *Cyperaceen*, sowie der Strauchbirken verbunden. *Betula nana* scheint sich ausgebreitet zu haben, denn eine Zunahme der Pollendichte, sowie Funde von Großresten in Form von Blattfragmenten, Holzteilchen und Knospenschuppen, zeigen das Vorhandensein der Birke in der Nähe des Sees an. Der leichte Anstieg der Pinuskurve könnte vielleicht als eine vorübergehende Ausbreitung von *Pinus montana* gedeutet werden, da die NBP-Werte zurückgehen.

Abschnitt c: Er ist gekennzeichnet durch den Vorstoß von Strauchbirken und einem Rückgang von *Pinus* bei noch hohen NBP-Werten. Während *Artemisia* zurückgeht, findet die Beteiligung von *Helianthemum* an den Pioniergesellschaften in diesem Abschnitt ein Ende. Dafür breiten sich aber die Gräser aus; ebenso erscheinen wieder *Ephedra* und *Selaginella* sel.

Juniperus-Zeit, Abschnitt d: Mit Beginn dieses Abschnittes kommt es zu einer Sedimentationsänderung. An Stelle der Tongyttja tritt tonhaltige Kalkgyttja. Die beginnende Bewaldung wird durch einen starken Rückgang der NBP-Werte und eine Ausbreitung von *Juniperus* angezeigt. Holzreste und Fruchtschuppen von *Betula pubescens* zeigen schon das Vorhandensein der Baumbirken. *Hippophäe* ist auch vertreten, hat aber im Gebiet keine nennenswerten Bestände gebildet. Die Strauch- und Baumbestände waren noch nicht geschlossen, da die Gramineen- und Cyperaceenwerte noch sehr hoch und Vertreter der Pioniergesellschaften auch noch vorhanden sind.

Abschnitt e: Er umfaßt die Zeit des Juniperusgipfels bei gleichzeitigem Rückgang der Birke und einem weiteren Zurückgehen der NBP-Werte.

Betula-Zeit, Abschnitt f: Rinden- und Fruchtreste zeigen an, daß sich Baumbirken und Kiefern weiter ausbreiten, wobei auch die vorhandenen Wacholder- und Sanddornbestände verdrängt werden. *Betula nana* scheint aber noch vertreten gewesen zu sein, da deren Großreste in den Ablagerungen dieses Abschnittes vorhanden sind. Die Gramineen- und Cyperaceenbestände werden durch die vorrückende Bewaldung allmählich verdrängt. Das Ende des Abschnittes ist gekennzeichnet durch den Rückgang der NBP von 40 auf 20 % und außerdem durch den Übergang der tonigen Kalkgyttja in eine fast tonfreie.

Betula-Pinus-Zeit, Abschnitt g: Ein rascher Anstieg der Pinuskurve und die *Pinus*-Dominanz kennzeichnen diesen Abschnitt. *Betula* und besonders die vorhandenen Juniperusbestände werden zurückgedrängt. Da Großreste von *Pinus* und *Betula* häufig sind, müssen beide Bäume im Untersuchungsgebiet bestandsbildend gewesen sein. Die NBP-Werte sind zu dieser Zeit bis unter 10 % abgesunken.

Pinus-Betula-Zeit, Abschnitt h: In ihm kommt es zu einem kurzzeitigen Vorstoß von Baumbirken und einem sporadischen Auftreten von Juniperus. Die NBP-Werte sind gering (10—15 %), und die Pollendichte ist hoch.

Abschnitt i: Zunächst dominiert noch *Pinus*, *Juniperus* ist aber stärker vertreten. Die Birkenkurve geht zurück und bei den NBP ist zweimal ein leichter Anstieg zu verzeichnen, der mit dem Auftreten von *Ephedra*, *Botrychium* und *Selaginella* sel. zusammenfällt, so daß eine Auflockerung der geschlossenen Bestände eingetreten sein muß. Gegen Ende des Abschnittes, der mit einem Facieswechsel Kalkgyttja—Torf zusammenfällt, steigen die *Gramineen*- und *Cyperaceen*werte an. Zu gleicher Zeit erscheinen aber in den Spektren Pollen von *Corylus* und *Alnus*.

2. Pechschnait

a) Lage

Auf einem tertiären Höhenrücken nördlich des Teisenberges liegt ungefähr 3 km südöstlich von Traunstein entfernt, im ehemals eisfreien Gebiet zwischen Salzach- und Chiemseegletscher, das Moor in der Pechschnait. Es ist mit ca. 60 ha das größte unter einer Anzahl von Mooren, die auf dem Rücken außerhalb der von Nordwest nach Südost verlaufenden Endmoräne liegen. Die heutige Oberfläche des Moores liegt bei 690 m

NN und damit 90 Meter höher als die nur einige Kilometer entfernten Lauterer-Filzen. Bei dem heute schon stark zerstörten Hochmoor handelt es sich um ein Hangmoor (Abb. 2b), das wahrscheinlich aus mehreren Zentren entstanden ist, die im Laufe der Zeit zu einem einzigen Moorkomplex zusammengewachsen sind. Soweit eine ursprüngliche Oberfläche noch vorhanden, ist sie verheidet oder mit Kiefern und Fichten bestockt. Nur im östlichen Teil ist noch ein kleiner Rest der ursprünglichen Vegetation in Form eines Latschenbestandes vorhanden, der aber auch schon eine regressive Entwicklung erkennen läßt. Die Moormächtigkeit beträgt im stark gesackten, zentralen Teil 6—7 Meter, wobei die Hochmoorschichten bis 4 Meter mächtig sein können (Vidal und Hohenstatter). Die Pechschnait ist eines der wenigen Moore des Alpenvorlandes in dem Dopplerit vorkommt. Die Doppleritadern können eine Stärke von über 10 cm erreichen und sind in einigen Torfstichen anzutreffen. Entwässert wird das Moor nach Nordosten durch den tief eingeschnittenen Stein- oder Sparzer-Graben und durch den Ammersbach nach Süden.

b) Stratigraphie

Das untersuchte Profil entstammt dem zentralen Teil des Moores und umfaßt die Spät- und älteste Postglazialzeit und ist ein Teil eines aus der gesamten Tiefe des Moores gewonnenen Profils. Die Tiefenangaben beziehen sich auf die heute stark gesackte Oberfläche des Moores.

340—425 cm	dunkelbrauner Seggentorf.
425—450 cm	dunkelbrauner, stark zersetzter Braunmoostorf; bei 445 cm Baumbirkenhorizont.
450—475 cm	stark toniger Braunmoostorf.
475—500 cm	Tonmudde mit Braunmoosresten. Untersucht wurden nur die obersten 6 cm.
ab 500 cm	blaugrauer Ton, fossilfrei.

c) Vegetationsentwicklung

Das Profil läßt sich in folgende Abschnitte einteilen (Abb. 4):

Waldlose Zeit, Abschnitt c: Das Profil setzt erst im jüngsten Abschnitt der waldlosen Zeit ein und ist gekennzeichnet durch hohe NBP-Werte, die zwischen 80 und 50 % liegen. Weiden sind stärker vertreten, und auch *Ephedra* ist vorhanden. Gramineen- und Cyperaceen-reiche Pioniergesellschaften mit *Artemisia*, *Caryophyllaceen* und *Thalictrum* herrschen vor. Da die Pinuswerte bei über 20 % liegen, sind vermutlich Kiefern in der Nähe des Moores schon vorhanden gewesen. Die Dominanz der Birke ist wahrscheinlich auf Strauchbirken zurückzuführen.

Pinus-Juniperus-Zeit. Sie umfaßt die Abschnitte d, e, f wie in Lauter.

Abschnitt d: Die NBP-Werte sind bis auf 50 % zurückgegangen, *Artemisia* tritt zurück, und *Juniperus* breitet sich aus.

Abschnitt e: *Juniperus* dominiert mit 13 %, *Artemisia* und die anderen Pionierpflanzen sind vollständig zurückgedrängt. Wie die beiden vorangegangenen Abschnitte ist auch dieser in der Pechschnait sehr zusammengedrängt. Ein kleinerer Probenabstand (von 1 cm) hätte wahrscheinlich ein klareres Bild ergeben.

Abschnitt f: Die in Lauter deutlich ausgeprägte Ausbreitung der Baumbirken anschließend an die *Juniperus*-Dominanz ist hier nur angedeutet. Spärlich vertreten ist auch *Hippophaë*. Während die Gräser- und Kräuterbestände zurückgehen, breitet sich die Kiefer kräftig aus.

Pinus-Zeit, Abschnitt g: Die NBP-Werte betragen 50—25 %, so daß wir mit einer geschlossenen Bewaldung, in der die Kiefer dominiert, erst gegen Ende des Abschnittes rechnen dürfen. Die Birke tritt im Gegensatz zu Lauter hier fast nicht hervor.

Abschnitt h: Neben der Kiefer breitet sich nun die Birke aus, wobei die ansteigenden Gramineen- und Kräuter-Werte auf eine leichte Lichtung der vorhandenen Waldbestände hinweisen.

Abschnitt i: Die Birke hat zumindest an einigen Stellen das Moor besiedelt (Holzhorizont zur Zeit des Birkengipfels). Ebenso wie in Lauter erscheinen in diesem Abschnitt Pollen von *Corylus* und *Alnus*. Da die Pollenwerte sehr gering sind, muß ihr Auftreten durch Fernflug bedingt sein.

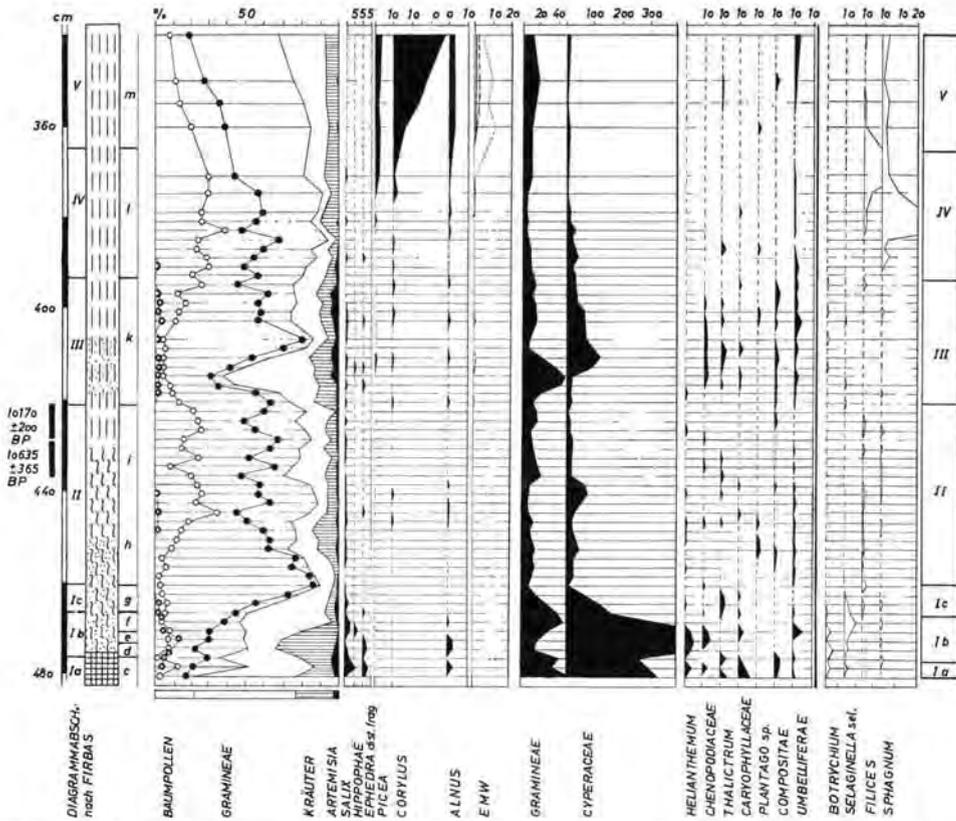


Abb. 4. Pollen- und Sporendiagramm der spätglazialen Moorablagerungen in der Pechschnait bei Traunstein/Obb. Als Gesamtdiagramm berechnet ohne Cyperaceen.

Bewaldungsrückgang, Abschnitt k: Ein deutlicher Vorstoß der NBP und zwar zunächst der Gramineen und anschließend der Kräuter, von denen besonders *Artemisia* und die *Chenopodiaceen* stärker hervortreten, zeigt eine stärkere Lichtung der vorhandenen Wälder an. In den lichtoffenen Beständen breiten sich *Juniperus*, *Hippophaë* und *Ephedra* aus. Kiefern-Birkenzeit mit Spuren wärmeliebender Gehölze.

Abschnitt l: Die NBP-Vertreter treten zurück, so daß wir wieder eine geschlossene Bewaldung annehmen dürfen. Die Birke hat an der Waldzusammensetzung nun einen stärkeren Anteil (Birkendominanz), aber auch wärmeliebende Arten, wie *Corylus*, *Alnus*, *Picea* und gegen Ende des Abschnittes Vertreter des EMW (besonders die Ulme) erscheinen.

Pinus-Corylus-Zeit, Abschnitt m: *Pinus* und *Betula* sind bei starker Ausbreitung der Gräser zurückgedrängt. Gleichzeitig breiten sich die Hasel, aber auch die Ulme, Linde, Eiche und Fichte rasch aus.

3. Moor bei Moosham

a) Lage

Ungefähr 15 km von Lauter entfernt liegt nördlich des Abtsdorfer Sees bei der Ortschaft Moosham in einer Senke zwischen zwei sich von Südost nach Nordwest erstreckenden Drumlin ein kleines, heute z. T. entwässertes Niedermoor (Abb. 2c). Das Gebiet gehört zu dem sich zwischen Waginger See und Salzach erstreckenden Drumlinfeld (EBERS 1966). Die Senke, in der das Moor eingebettet liegt, ist nach Süden offen. Stratigraphisch

ist keine Verbindung mit dem Abtsdorfer See zu erkennen. Im ältesten Spätglazial könnte diese Senke, deren Oberfläche heute 440 m ü. NN liegt, mit dem ehemals größeren Abtsdorfer See in Verbindung gestanden haben. Heute liegt der Wasserspiegel des Sees 12 m tiefer.

Der Untergrund des Moores besteht aus tonigem Kies, der von blaugrauem Ton, Tongyttja und Kalkgyttjaschichten überlagert wird. Darüber liegt in der Mitte des Moores 130 cm Niedermoortorf. Am nördlichen Ende des Moores kommt es zu einer lokalen Ausbildung von Lebermudde. Das untersuchte Profil umfaßt nur die Ton- und Kalkgyttja-Schichten. Da wahrscheinlich zwischen der Kalkgyttja und den Niedermoortorfen eine Sedimentlücke besteht, wurden letztere nicht untersucht.²⁾

b) Stratigraphie

Makrofossilien waren in den Bohrkernen viel weniger enthalten als in Lauter.

bis 130 cm	Niedermoortorf z. T. mit <i>Betula</i> -Holz.
130—195 cm	graugelbe Kalkgyttja mit Mollusken. <i>Pinus</i> sp. Holz; <i>Pinus silvestris</i> : Knospenschuppen und Rinde. <i>Betula</i> sp.: Rinde, Reste von Früchtchen; <i>Betula pubescens</i> : bei 175 und 185 cm je eine Frucht; <i>Betula cf. humilis</i> : bei 177 cm ein Früchtchen.
195—212 cm	grüne, tonige Kalkgyttja. <i>Betula pubescens</i> : 2 Früchtchen. <i>Betula</i> sp.: Teil einer Frucht und einer Fruchtschuppe.
212—220 cm	graugrüne, kalkhaltige Tongyttja (HF) mit Pyritkugeln.
220—230 cm	graugrüne, kalkfreie Tongyttja mit einzelnen Radizellen und unfigurierten Humusteilchen.

c) Vegetationsentwicklung

Die unteren Tongyttja- und Tonschichten wurden nicht untersucht. An Hand des Pollendiagrammes ergibt sich folgendes Bild der Vegetationsentwicklung (Abb. 5):

Waldlose Zeit, Abschnitt c: Die hohen NBP-Werte mit 80 % und die geringe PD, sowie die Sedimente, eine graugrüne, kalkfreie Tongyttja, die vollkommen frei von Großresten ist, weisen auf eine waldlose Zeit hin. Obwohl keine Großreste vorliegen, scheint aber *Betula nana* in diesem Gebiet stärker verbreitet gewesen zu sein als in Lauter, denn die *Betula*-Werte liegen viel höher. *Betula nana* ist übrigens heute noch in dem in der Nähe gelegenen Schönramer Filz heimisch. Pollen von *Ephedra*, *Botrychium* und *Selaginella* konnten für diesen Abschnitt ebenfalls nachgewiesen werden.

Juniperus-Betula-Zeit, Abschnitt d: Ein leichter Rückgang der NBP ist zu verzeichnen. Gleichzeitig erfolgt ein Sedimentationswechsel. Von den Kalkschuttbesiedlern treten besonders *Artemisia*, *Thalictrum* und *Helianthemum* auffällig zurück. *Juniperus* und *Betula cf. nana* breiten sich aus.

Abchnitt e: *Gramineen*, *Cyperaceen* und Kräuter treten in diesem Abschnitt merklich zurück. Dafür breitet sich *Juniperus* aus (Maximum 19 %). Wie in der Pechschnait geht der *Juniperus*-Dominanz eine solche der Weide voran. *Hippophaë* ist bis 2 % vertreten. Im Gegensatz zu Lauter breitet sich die Birke schon vor dem *Juniperus*-Maximum aus. Mit dieser Strauchphase setzt die Wiederbewaldung ein.

Betula-Zeit, Abschnitt f: *Juniperus* wird durch eine kräftige Ausbreitung der Birke zurückgedrängt. Im weiteren Verlauf dringt die Kiefer vor, wobei die NBP-Werte nur langsam zurückgehen.

Abchnitt g: Der im vorangehenden Abschnitt erkennliche Vorstoß der Kiefer wird plötzlich gestoppt. Kiefern- und Birkenkurve bleiben während des gesamten Abschnittes fast unverändert. Ein leichter Anstieg von *Artemisia* ist erkennbar, auch ein Rückgang der PD zu verzeichnen. Mit Beginn dieses Abschnittes erfolgt auch die Bildung tonfreier Kalkgyttja.

Pinus-Betula-Zeit, Abschnitt h: Zunächst dominiert noch die Birke; im weiteren Verlauf tritt aber die Kiefer stärker hervor. Es ist die Zeit der geschlossenen Bewaldung, denn die NBP-Werte sind auf 10 % abgesunken. Von den Sträuchern ist zwar *Juniperus* noch in einzelnen Spektren vorhanden, aber immer nur mit sehr geringen Werten.

²⁾ Von der Abteilung Moorkunde und Torfwirtschaft der Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur, Pflanzenbau und Pflanzenschutz wurde ein Längs- und Querprofil durch das Moor gelegt; für die Überlassung der Unterlagen wird gedankt.

tationsentwicklung weist viele gemeinsame Züge auf. Kurz zusammengefaßt können wir folgende Zeitabschnitte unterscheiden:

1. Die waldlose Zeit, die die Diagrammabschnitte a, b und c umfaßt. Die ersten beiden Abschnitte sind nur aus dem Randmoränengebiet bei Lauter bekannt, während der Abschnitt c auch schon in den beiden anderen Profilen enthalten ist. Der NBP-Anteil ist sehr hoch, die Pollendichte (PD) gering. Vorherrschend sind an *Gramineen*, *Cyperaceen* und *Artemisia* reiche Pioniergesellschaften, welche die Rohschuttböden besiedelten. In den ältesten Ablagerungen sind die Pinuspollen wahrscheinlich auf Fernflug zurückzuführen. Kriechweiden, *Betula nana* und *Ephedra*-Bestände waren schon vorhanden.

Im Abschnitt c kommt es zu einem Rückgang von *Artemisia* und anderen Pionierpflanzen. In der Drumlinlandschaft sind die Birkenwerte hoch, und in Lauter sprechen Rindenreste und Holzelemente der Birke für größere *Betula nana* Bestände in der Nähe des Endmoränen Sees. *Juniperus* ist in diesen Abschnitten auch schon stärker vertreten. In der Pechschnait erreicht die Kiefer im Abschnitt c Pollenwerte, die auf Vorkommen derselben, wahrscheinlich als *Pinus montana*, in der Nähe des Moores schließen lassen.

Für die waldlose Zeit liegen also im untersuchten Gebiet die gleichen Vegetationsverhältnisse vor, wie sie schon von BERTSCH (1961), BEUG, BURGER (1964), LANG (1952), LÜRZER (1954) und WELTEN (1952) für das übrige Alpenvorland gefunden wurden. Diese waldlose Zeit können wir der ältesten Tundrenzeit (Ia nach FIRBAS) gleichsetzen.

2. Zeit der Wiederbewaldung. Sie umfaßt die Abschnitte d—g. Der Diagrammabschnitt d ist in allen drei Profilen gekennzeichnet durch den Ausklang der Pionierpflanzen (*Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum* u. a.), die durch eine Strauchphase abgelöst werden. Neben Weiden breitet sich besonders *Juniperus* aus. In der Drumlin- und Randmoränenlandschaft kommt aber auch noch *Hippophaë* dazu. Auf Grund der Pollenwerte haben aber die *Hippophaë*-Bestände nie die Ausdehnung erreicht wie in anderen Gebieten (siehe Zusammenstellung bei FIRBAS 1949, BERTSCH 1961 (Pfarrmoos und Buchensee), PAUL und LUTZ 1939).

In vielen Profilen des SW-deutschen Alpenvorlandes (BERTSCH 1961, LANG 1952) kommt es zu Beginn des *Juniperus*-Anstieges zu einer *Pinus*-Depression, die auch in den beiden Profilen von Lauter und vom Abtsdorfer See in Erscheinung tritt. Dagegen ist in der Pechschnait ein Anstieg der *Pinus*-Werte schon im Abschnitt d zu verzeichnen, dessen Ursache aber nicht genügend geklärt werden konnte. Zu einem Rückgang der Birkenwerte und einem darauf folgenden Anstieg kommt es in Lauter und in der Pechschnait zur Zeit des *Juniperus*-Gipfels. In der Drumlinlandschaft breitet sich die Birke schon vor dem *Juniperus*-Maximum aus. Der Birkenvorstoß im Anschluß an die *Juniperus*-*Hippophaë*-Strauchphase erfolgt durch Baumbirken. In der Pechschnait ist derselbe nur angedeutet, dafür breitet sich aber die Kiefer kräftig aus. Während es in der Randmoränenlandschaft von Lauter und in der Pechschnait zu einer weiteren Ausbreitung der Kiefer kommt, bei der die Birke besonders stark zurückgedrängt wird, ist in der Drumlinlandschaft eine deutliche Stagnation der Kiefer erkennbar (Abschnitt g). In allen drei Profilen treten zu dieser Zeit erneut *Ephedra* und *Hippophaë* auf. In der Pechschnait ist sogar ein leichter Anstieg der *Artemisia*-Werte erkennbar. Die einzelnen Phasen der Wiederbewaldung stimmen mit denen aus dem südwestdeutschen Alpenvorland (BERTSCH u. LANG) und aus dem Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees gut überein (BEUG mündlich), dagegen nicht ganz mit denen aus dem östlich der Salzach liegenden Gebieten. Hier tritt nämlich *Juniperus*

zur Zeit der Wiederbewaldung fast vollständig zurück, wie aus den Profilen von LÜRZER aus dem Egelseegebiet und aus den Lunzer Seen von BURGER hervorgeht. Die Strauchphase vor dem Baumbirkengipfel ist aber dafür im Egelseegebiet und im Iberer Moos (PAMMER-GRÄFLINGER in GAMS 1947) durch hohe *Hippophaë*-Werte gekennzeichnet.

3. Zeit der geschlossenen Bewaldung. Eine geschlossene Bewaldung darf in Abschnitt h, in dem in allen drei Profilen die NBP-Werte unter 15 % abgesunken und die Vertreter lichtoffener Gesellschaften weitgehend verschwunden sind, angenommen werden. In der Pechschnait und in Lauter sind es Kiefernwälder, denn Großreste aus dieser Zeit von *Pinus silvestris* sind reichlich vorhanden; in der Drumlinlandschaft dagegen überwiegt die Birke. Das Verhältnis *Betula-Pinus* scheint auch in unserem Gebiet denselben Schwankungen unterworfen gewesen zu sein, wie in Südwestdeutschland.

Gegen Ende des Abschnittes h kommt es in der Pechschnait zu einer deutlich hervortretenden Birkendominanz, die mit einer Reiserschicht von Baumbirken zusammenfällt. Es muß zu einem Stillstand des Moorwachstums gekommen sein, die eine Birkenausbreitung auf dem Moor ermöglichte, deren Ursache nicht zu erkennen ist. Da stärkere Birkenstämme fehlen, kann die Zeit nur kurz gewesen sein. Im nahe gelegenen Lauter und am Abtsdorfer See ist diese Birkenausbreitung nur angedeutet. Da in allen drei Profilen in den Spektren dieses Abschnittes auch Pollen wärmeliebender Sträucher und Bäume auftreten (*Corylus* und *Alnus*), wenn auch nur in Pollenwerten, die höchstens auf einen Weitflug schließen lassen, so könnte an eine Erwärmung gedacht werden. Durch dieselbe könnten die Einwanderungsgebiete von *Corylus* und *Alnus* näher an das Untersuchungsgebiet herangerückt sein. Auch BEUG fand im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees in entsprechenden Diagrammabschnitten wärmeliebende Gehölzpollen. Andererseits ist aber auch der Gedanke, daß Pollen aus dem Gebiet südlich des Alpenhauptkammes stammen und durch Föhn in das Untersuchungsgebiet verfrachtet wurden, nicht ganz auszuschließen.

4. Lichtung der Wälder. Mit einem Zurücktreten der Birken und einer erneuten Zunahme der Gräser enden die Profile von Lauter und vom Abtsdorfer See (Abschnitt i). In der Pechschnait ist dieser Abschnitt durch ein vermehrtes Auftreten der NBP gekennzeichnet.

Der starke Anstieg bis zu 60 % im Diagrammabschnitt k in der Pechschnait läßt auf eine starke Lichtung der Wälder in den Höhenlagen um 700 m schließen. An *Artemisia* reiche *Gramineen*-Bestände spielen wieder eine Rolle, Strauchgesellschaften mit *Salix*, *Hippophaë*, *Juniperus* und *Ephedra* breiten sich aus, *Botrychium* und *Selaginella* und andere Vertreter lichtoffener Standort sind wieder vertreten. In den Torfen dieses Abschnittes konnte, wenn auch nur mikroskopisch, eine Anreicherung von Quarzsand nachgewiesen werden. Daraus kann auf eine erneute Klimadepression geschlossen werden. Wenn gleichzeitig der Pollen von *Corylus*, *Alnus*, *Picea* und *Tilia* in einzelnen Spektren erscheint, so kann dies nur durch Fern- oder Weitflug bedingt sein, deren Niederschlag jetzt in den waldfreien Gesellschaften natürlich stärker hervortritt.

5. Wiederbewaldung. Aus dem sich nun anschließenden Rückgang der NBP und des Wacholders ist eine Zunahme der Bewaldungsdichte im Abschnitt l auch in den Höhenlagen um 700 m zu ersehen. Neben *Picea*, *Corylus* und *Alnus* erscheinen nun die Vertreter des EMW. Die Birke, die zur Zeit der Lichtung der Wälder fast ganz zurückgedrängt wurde, breitet sich nun wieder aus. Durch einen raschen Vorstoß der Hasel und der EMW-Komponenten, besonders der Ulme, ist der folgende Abschnitt gekennzeichnet.

Die ersten Diagrammabschnitte (a—c) wurden schon der ältesten Tundrenzeit, Ia nach FIRBAS (1949) zugeordnet. Es soll nun versucht werden, die anderen lokalen Abschnitte in die Spätglazialchronologie einzuordnen.

Der Nachweis des für das Alleröd wichtigen Leithorizontes, der Laacher Tuffschicht, war nicht gegeben. Es war daher nur eine Datierung durch Fernkonnektierung mit einwandfrei datierten Diagrammen aus dem Südwestdeutschen Alpenvorland möglich. Nach FAEGRI (1939/40) muß als wichtigster Leithorizont des Spätglazials die Klimadepression der jüngeren Dryaszeit (III nach FIRBAS) angesehen werden, deren Nachweis für Südwest-Deutschland (BERTSCH, A., 1961, LANG, 1952), die Vogesen (FIRBAS u. Mitarbeiter, 1948), den SCHWARZWALD (LANG, 1954) und das alpine Vereisungsgebiet (WELTEN, 1952, ZAGWJN, 1952), sowie für das östl. Salzachgletschergebiet (LÜRZER, 1954) gesichert ist. Neben dem Rückgang der Bewaldung kann als weiteres Kriterium für die Zuordnung zur jüngeren Dryaszeit auf Grund der Untersuchungen von A. BERTSCH die erneute Ausbreitung von *Juniperus* herangezogen werden. Ein Sedimentationswechsel kennzeichnet außerdem in vielen Fällen den Übergang vom Alleröd zur jüngeren Dryaszeit, bzw. von dieser zum Präboreal.

Da nun in der Pechschnait der Rückgang der Bewaldung, der auf eine Klimaver schlechterung schließen läßt, vor der Ausbreitung wärmeliebender Arten gut erkennbar ist und auch andere Befunde (erneute Ausbreitung von *Juniperus* und Sedimentationswechsel in der Stratigraphie dieses Abschnittes) dafür sprechen, kann der Abschnitt k unseres Diagrammes eindeutig der jüngeren Dryaszeit (III nach FIRBAS) zugeordnet werden.

Ob der in Lauter am Ende des lokalen Abschnittes i angedeutete NBP-Vorstoß, verbunden mit einem Sedimentationswechsel, dem Bewaldungsrückschlag in der Pechschnait, also dem Beginn der jüngeren Dryaszeit entspricht, möge entgegen früheren Feststellungen (SCHMEIDL, 1970) einstweilen dahingestellt bleiben. Wir wissen zwar durch die Untersuchungen aus Südwest-Deutschland und der Schweiz, daß in tieferen Lagen die Lichtung der Wälder nicht so einschneidend sich abzeichnete wie in Höhen über 700 m. FIRBAS (1934) konnte in Kolbermoor — die neuen Untersuchungen von BEUG bestätigen dies — keinen ausgeprägten Klimarückschlag feststellen. Ob in Lauter und am Abtsdorfer See die Klimadepression der jüngeren Dryaszeit eine Lichtung der Wälder bedingte, könnten erst weitere Profile aus diesen Gebieten klären. Im östlichen Salzachgletschergebiet, im Gebiet der Egelseen (600 m), zeichnet sich jedenfalls die jüngere Dryaszeit mit einer Lichtung des Waldbestandes sehr deutlich ab (LÜRZER, 1954). Hier fallen ein starker NBP-Anstieg und ein scharfer Sedimentationswechsel mit einem Birkenvorstoß zusammen, während im Gebiet der Pechschnait (700 m) sich in dieser Zeit eine ausgesprochene *Betula*-Depression abzeichnet.

Die vor der 2. Dryaszeit liegenden Abschnitte h und i, die am Abtsdorfer See und in Lauter bei niedrigen NBP-Werten und hoher Pollendichte auf geschlossene Wälder schließen lassen, in denen in Lauter die Kiefern vorherrschen, im Drumlingebiet die Birken einen größeren Anteil haben, müssen demnach dem Alleröd (II) entsprechen. In der Pechschnait gehören diese beiden lokalen Abschnitte ebenfalls dieser Zeit an. Hier scheint nur die Bewaldung nicht so geschlossen gewesen zu sein wie in den tieferen Lagen. Stratigraphisch ist die Allerödzeit in der Randmoränen- und Drumlinlandschaft durch Bildung einer tonfreien Kalkgyttja gekennzeichnet, während in der Pechschnait hauptsächlich Braunmoostorfe gebildet wurden.

Zuzuordnen bleiben nur noch die zwischen der waldlosen Zeit (Ia) und dem Alleröd liegenden Abschnitte d bis g. Mit dem Nachweis von *Juniperus* in den dänischen Spätglazialprofilen durch IVERSEN (1934 und 1946) und im Alpenvorland durch A. BERTSCH (1961), haben wir klarere Vorstellungen über die erste Phase der Wiederbewaldung gewonnen. Die *Hippophaë*-Werte sind, wie z. B. in unseren Diagrammen, oft sehr niedrig

und der Nachweis einer Strauchgesellschaft vor dem Auftreten von Baumbirken- und Kiefernbeständen war dadurch oft problematisch. Die *Juniperus*-Kurve dagegen ermöglicht eine genaue Grenzziehung und eine Zuordnung einzelner Vegetationsabschnitte. Der *Juniperus*-Anstieg fällt in unseren Diagrammen mit dem starken Rückgang der NBP-Werte, besonders mit dem der *Gramineen* und der *Helianthemum* und *Thalictrum* reichen Gesellschaften zusammen. Zur Zeit des Wacholdergipfels deuten höhere *Hippophaë*-Werte auf eine stärkere Ausbreitung des Sanddorns. Dem *Juniperus*-Maximum eilt in allen drei Profilen ein Weidengipfel ein wenig voraus. Die ausgedehnten *Salix*-, *Juniperus*- und *Hippophaë*-Bestände werden anschließend durch sich rasch ausbreitende Baumbirken- und Kiefernbestände verdrängt. Diese Vegetationsabschnitte stehen ganz in Übereinstimmung mit den am Bodensee und in Oberschwaben gefundenen Ergebnissen und wir dürfen diese Abschnitte (d—g) dem Bereich I bc (nach FIRBAS) zuordnen. In der Pechschnait liegt zwar der Kieferanstieg noch vor dem *Juniperus*-Maximum, das wir aber dem in Lauter gleichsetzen können. Ob hier in den ehemals eisfreien Gebieten schon vor der Ausbreitung von *Juniperus Pinus mugo* in lockeren Beständen vorhanden war, kann nur vermutet werden.

Wie in den meisten Diagrammen vom Bodensee (LANG, 1952), BERTSCH, 1961), in Oberschwaben (GÖTTLICH, 1960), dem Schwarzwald (LANG, 1954) und der Schweiz (WELTEN, 1952) ist auch in den vorliegenden Profilen keine klare Gliederung in eine progressive Phase der Böllingzeit (Ib) und eine regressive der älteren Tundrenzeit (Ic) vor Beginn der Allerödzeit möglich. Auch die neuen Untersuchungen von BEUG aus dem Kolbermoor und vom Simssee (Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees) lassen keinen einwandfreien Klimarückschlag in diesen Abschnitten erkennen. In dem Diagramm von LÜRZER aus dem Egelseegebiet könnte die stärkere Ausbreitung der *Gramineen* in dem als Ic bezeichneten Abschnitt auf eine Klimaverschlechterung zurückzuführen sein. BEUG fand zwar auch im Kolbermoor nach dem *Juniperus*-Gipfel einen deutlichen Gramineenvorstoß, der vielleicht mit einer Klimadepression zusammenhängen könnte. In dem nicht weit entfernten Simssee dagegen ist derselbe nur ganz schwach angedeutet. In unseren Diagrammen von Lauter und vom Abstdorfer-See ist im Abschnitt f, zur Zeit der Birken- dominanz, ein leichter Anstieg der *Artemisia*- und Kräuterpollenwerte zu verzeichnen. Damit könnte eine regressive Vegetationsentwicklung angedeutet sein. Nach LANG (1952) dürfte die alpine Waldgrenze gegen Ende der Böllingzeit nahe bei 700—800 m gelegen haben. Der Klimarückschlag müßte sich also im Diagramm der Pechschnait klar abzeichnen. Es kommt hier zwar nach dem *Juniperus*-Gipfel zur erneuten Ausbreitung von Weiden und grasreicheren Gesellschaften, die auf einen Klimarückschlag schließen lassen, ein einwandfreier Beweis ist aber mit dem vorhandenen Profil nicht zu erbringen. Untersuchungen in kleineren Abständen und Profile aus höheren Lagen würden vielleicht einen Nachweis von Ic ermöglichen.

Neben der Fernkonkettierung der Pollendiagramme kann auch noch die Radiokarbondatierung (C^{14} -Methode) zur Altersdatierung der spätglazialen Ablagerungen herangezogen werden. Aus dem Profil der Pechschnait wurden daher aus dem lokalen Abschnitt i, der noch dem Alleröd zugerechnet wird, 2 Proben vom Niedersächsischen Amt für Bodenforschung in Hannover auf ihr C^{14} -Alter hin bestimmt. Das Ergebnis lautet: die unmittelbar unter dem NBP-Vorstoß abgelagerten Seggentorfe (420—430 cm) ergaben ein Alter von (Hv 1247) 10170 ± 200 Jahren BP. Für die darunterliegenden 10 cm Braunmoostorfe (430—440 cm) wurde ein Alter von (Hv 1248) 10635 ± 365 Jahren BP ermittelt (freundliche briefl. Mitteilung von Herrn Dr. GEY).

Für die Pollenzone II (Alleröd) wird von GROSS (1954) auf Grund zahlreicher C^{14} -Datierungen der Zeitraum von 11900—10750 Jahren BP angegeben. Für die jüngere Dryaszeit (III) gibt er den Zeitraum von 10750—9950 Jahren BP an. Zwischen dem

Ergebnis der C^{14} -Datierung und dem der Vegetationsentwicklung besteht damit keine Übereinstimmung. Die jüngere Probe (Hv 1247) ist nämlich vegetationsgeschichtlich älter als die II. Tundrenzzeit (10750—9950 Jahre BP). Auf Grund der C^{14} -Datierung in Hannover ist sie aber um einige Jahrhunderte jünger. Erst bei einer Wahrscheinlichkeit von 99 % würde die untere Grenze der älteren Tundrenzzeit gerade noch erreicht werden. Die Gründe für diese Differenz sind uns nicht bekannt. Es besteht nur die Möglichkeit, daß durch die Einsickerung von Wasser in Spalten jüngere Humusstoffe in die Allerödschichten gelangten und damit das wahrscheinliche C^{14} -Alter dieser Schichten verfälscht wurde.

Zum Auftreten wärmeliebender Pollen

In allen drei Profilen konnten, beginnend schon mit den ältesten Ablagerungen, immer wieder Pollen wärmeliebender Bäume und Sträucher, besonders *Corylus*, *Alnus* und *Picea* nachgewiesen werden. Es handelt sich hier zweifellos um Fern- oder, in den jüngeren Schichten, um Weitflugpollen (FIRBAS 1949). LÜRZER, deren Profil keine 40 km von Lauter entfernt ist, hat vor dem *Hippophaë*-Gipfel, der mit unserer *Juniperus-Hippophaë*-Phase in I bc identisch ist, zwei kleine Fichtengipfel von 2,5 % gefunden. Für diesen Zeitraum war kein Nachweis von *Picea* in unseren Spektren möglich; dafür erscheinen aber *Picea*-Pollen sowohl in Lauter als auch am Abtsdorfer See in unserem lokalen Abschnitt c, der noch der waldlosen Zeit angehört. Daß die Fichte schon vor dem Alleröd von Osten gegen Westen vorrückte, beweisen die Pollenfunde vom Lunzersee vom GAMS (1927) und BURGER (1964) im Alleröd bzw. in I bc. Das vereinzelt Vorkommen von Pollen wärmeliebender Pflanzen in verschiedenen Diagrammabschnitten vor dem Präboreal erlaubt aber nicht die Annahme, daß im Voralpen- oder alpinen Raum wärmeliebende Arten schon vor dieser Zeit Fuß gefaßt hätten.

Das Vorkommen von *Ephedra*

Das von MAYER (1964, 1965, 1966) für Bayern erstmals nachgewiesene Vorkommen von *Ephedra* und zwar vom *distachya*- und *fragilis*-Typ konnte auch in zahlreichen Spektren der untersuchten Profile bestätigt werden. Der Erhaltungszustand der Pollen war durchwegs gut. Pollenkörner von *Ephedra* wurden in den Spektren Ia, Ibc und III allgemein gefunden. In der Pechschnait wurde der Pollen von *Ephedra distachya* in II und an der Wende von III/IV nachgewiesen. Der Pollen vom *fragilis*-Typ trat hauptsächlich in Ia und Ibc auf. *Ephedra* war sowohl auf den lichteoffenen Standorten des Spätglazials des alpinen Gebietes (ZAGWIJN 1952, WELTEN 1957, BURGER 1964) als auch im gesamten Alpenvorland (LANG 1952, BERTSCH, A. 1961, GÖTTLICH 1955, 1960, GRONBACH 1960) und im periglazialen Gebiet, weit außerhalb der alpinen Vereisung in der Oberpfalz (SCHMEIDL 1969) weit verbreitet.

Zur Molluskenfauna des spätglazialen Sees bei Lauter

In der Kalkgyttja des spätglazialen Randsees von Lauter waren Mollusken ziemlich häufig vertreten. Eine Bestimmung derselben ergab, daß es sich um Arten handelt, die im Schlamm stehender oder schwach bewegter Gewässer leben. Über die Wassertemperatur oder gar über das Klima geben sie leider keine Auskunft, da es sich bei den bestimmten Arten um euryöke Würmüberdauerer handelt, die im Würmperiglazial in Mitteleuropa lebten.³⁾ Die Bestimmung ergab, daß es sich nur um 2 Schneckenarten handelte und zwar um *Valvata piscoides* OF MÜLLER und *Valvata pulchella* STUDER. Außerdem waren noch Schalen von *Pisidium* sp. vorhanden.

Erst nach Drucklegung war mir die Arbeit von KLAUS, W.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoor am Walser Berg, Verh. d. Geol. Bundesanstalt, H. 1/2, 200—212, 1967 zugänglich, deren Ergebnisse eine gute Übereinstimmung mit den vorliegenden Untersuchungen zeigen.

VI. Literaturverzeichnis

- BEUG, H.-J.: Leitfaden der Pollenbestimmung. — Fischer Verlag, Stuttgart 1961.
 —: Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern). — Unveröffentlicht.

³⁾ Herrn Dr. ANT, von der Bundesanstalt für Naturschutz und Landschaftspflege, Bad Godesberg, möchte ich hiermit für die Bestimmung der Mollusken nochmals meinen herzlichsten Dank aussprechen.

- BEETSCH, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte Südwestdeutschlands. — Flora, **151**, 243—280, Jena 1961.
- BURGER, D.: Results of a pollenanalytic investigation in the Untersee near Lunz in Austria. — Geologie en Mijnbouw, **43**, 94—102, 1964.
- EBERS, E., WEINBERGER, L., DEL NEGRO, W.: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. — Veröff. d. Ges. f. Bayer. Landeskunde, H. **19—22**, München 1966.
- ERDTMAN, G., BERGLUND and PRAGLOWSKI, J.: An introduction to a scandinavian flora. — Bd., I u. II, Almqvist & Wiksell, Stockholm 1961.
- ERDTMAN, G.: An introduction to pollenanalysis. — Waltham, Mass. USA 1954.
- FAEGRI, K. u. IVERSEN, J.: Textbook of pollen analysis. — Blackwell, Oxford 1964.
- FIRBAS, F.: Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — Lotos, **71**, 187—242, Prag 1923.
- : Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. — Bibl. Botanica, **112**, 1—68, 1935.
- : Über das Verhalten von Artemisia in einigen Pollendiagrammen. — Biol. Zbl., **67**, 17—28, 1949.
- : Waldgeschichte Mitteleuropas. — Bd., I u. II, Fischer, Jena, 1949/52.
- : Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. — Danm. Geolog. Unders. II, Roekke, **80**, 12—21, 1954.
- GAMS, H.: Die Geschichte der Lunzer Seen, Moore und Wälder. — Intern. Revue d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogeographie, **18**, 305—387, 1927.
- : Das Ibmer Moos. — Jb. d. O. O. Musealver., **92**, 1—48, Linz 1947.
- GÖTTLICH, Kh.: Ein Pollendiagramm ungestörter späteiszeitlicher Verlandungsschichten im Federseebecken. — Beitr. z. naturkd. Forsch. in SW-Deutschland, **14**, 88—92, 1955.
- : Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Moore in Oberschwaben. — Jh. Vaterl. Naturkd. Württemberg, **115**, 93—174, Stuttgart 1960.
- GRONBACH, G.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Geschichte des Federsees und zur vorge-schichtlichen Besiedlung des Federseerieds. — In: Der „Federsee“, Herausgeber W. Zimmermann, 316—355, Tübingen 1960.
- GROSS, H.: Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**, 189—209, Öhringen 1954.
- : Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläolithische Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **9**, 155—187, Öhringen 1958.
- KRISAI, R.: Das Filzmoos bei Tarsdorf in Oberösterreich. — Phytion, **9**, 217—251, Horn, Austria 1961.
- LANG, G.: Zur spätglazialen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. — Flora, **139**, 243—294, Jena 1952.
- : Chronologische Probleme der späteiszeitlichen Vegetationsentwicklung in SW-Deutschland und im franz. Zentralmassiv. — Pollen et Spores, **V**, 130—142, Paris 1963.
- LÜRZER, E.: Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzach Vorland-Gletscher). — Zeitschr. f. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, **III**, 83—90, Innsbruck 1954.
- MAYER, H.: Praeboreale Vorkommen von Ephedra (Meerträubl) auf dem Steinernen Meer (Berchtesgadner Kalkalpen). — Naturw., **51**, 343/344, 1964.
- : Tannenreiche Wälder am Nordabfall der mittl. Ostalpen. Vegetationsgefälle in montanen Waldgesellschaften von den Chiemgauer und Kitzbühler Alpen zu den nördl. Hohen Tauern, — Zillerntaler Alpen, München 1963.
- : Zur Waldgeschichte des Steinernen Meeres. — Jb. Ver. z. Schutze d. Alpenpfl. u. Tiere, **30**, 100—120, München 1965.
- : Waldgeschichte des Berchtesgadner Landes. — Forstw. Forsch., Beih. z. Forstw. Cb., **22**, 1966.
- PAUL, H. u. RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südl. Bayern. I. Teil: Moore im außeralpinen Gebiet der diluvialen Salzach-, Chiemsee- und Inn-gletscher. — Ber. Bayer. Botan. Ges., **29**, 1—84, München 1927.
- RABIEN, I.: Zur Bestimmung fossiler Knospenschuppen. — Paläontol. Zeitschr., **27**, 57—66, 1953.
- SCHMEIDL, H.: Zur Altersdatierung der Mettenhamer Filze. — Erläuter. z. Geolog. Karte von Bayern, Bl. Nr. **8240**, Marquartstein, 170—174, München, 1967.
- : Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und postglazialen Waldentwicklung im südl. Ober-pfälzer Wald. — Erl. zur Bodenkarte von Bayern, Blatt Nr. **6640**, Neunburg vorm Wald, 103—113, München 1969.
- : Die spätglaziale Vegetationsentwicklung im westl. Salzachgletschergebiet. — Mitt. d. Ostalp. Din. Pflanzensoziol. Arbeitsgem., **10/2**, 70—72, Wien 1970.
- TROELS-SMITH, J.: Pollenanalytische Untersuchungen zu einigen schweizerischen Pfahlbauproblemen. — In: Das Pfahlbauproblem, 11—58, Birkhäuser Verl. Basel 1955.

- VIDAL, H. u. HOHENSTATTER, E.: Die Moore des Kartenblattes Oberteisendorf. — Unveröffentlicht.
- WELTEN, M.: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen am Faulenseemoos bei Spiez. — Veröff. Geobotan. Inst. Rübel, **21**, 1—201, Zürich 1944.
- : Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. — Veröffentl. d. Geobotan. Inst. Rübel, **26**, 1—133, Zürich, 1952.
- : Über das postglaziale und spätglaziale Vorkommen von *Ephedra* am nordwestl. Alpenrand. — Ber. d. Schw. Botan. Ges., **67**, 33—54, 1957.
- ZAGWIJN, W.: Pollenanalytische Untersuchungen einer spätglazialen Secablagerung aus Tirol. — Geol. en Mijnbouw, serie 7, **14**, 235—239, 1952.

Manusk. eingeg. 9. 2. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. Hans Schmeidl, D 8214 Bernau/Chiemsee, Moorforschungsstelle der Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur, Pflanzenbau und Pflanzenschutz.

Jungpleistozäne Salztektonik im nördlichen Schleswig-Holstein

Von WOLFRAM BOCK, Kiel

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Ein kleines Zungenbecken, dessen überwiegend schluffige Sedimentfüllung aufgrund unter- und überlagernder Schichten ins Altwürm gestellt wird, quert die Salinarstruktur Maasbüll und die Sieverstedter Störungszone. Aus gleichsinniger Verbiegung der Schluffober- wie -basisfläche, Hebung über der Struktur und Senkung über der Störungszone lassen sich salttektonisch bedingte Vertikalbewegungen in der Größenordnung von etwa 0,3 mm/a ableiten. Markante Geländeformen sind von diesen Vertikalbewegungen mitbestimmt.

Abstract. A small basin, the laminated silty deposits of which are supposed to be of early late Pleistocene age, crosses the salt structure of Maasbüll and the fault zone of Sieverstedt in the northern part of Schleswig-Holstein, Germany. Upward movement of the silty deposits above the salt structure and downward movement above the fault zone make evident the relationship to salt movements with average rates of about 0,3 mm/year. Striking features of morphology are believed to have been largely conditioned by these vertical movements.

Zwischen bekannten Salinarstrukturen und heutiger Morphologie besteht oft auffällige Parallelität. In Schleswig-Holstein wird die Übereinstimmung besonders deutlich bei den Strukturen Tellingstedt, Boostedt, Osterby, Sterup und Maasbüll. GRIPP (1952), ILLIES (1953), KOCH (1953) u. a. konnten den genetischen Zusammenhang nachweisen. Die kleine Struktur Maasbüll soll Gegenstand dieses Referates sein.

In Abb. 1 ist das Untersuchungsgebiet, das südlich der Flensburger Förde liegt, in Stufen von 10 zu 10 m als Höhengschichtenkarte dargestellt. Die geringsten Höhen außerhalb eines schmalen Küstenstreifens liegen im oberen Treenetal, das nach SW zur Eider und damit zur Nordsee entwässert.

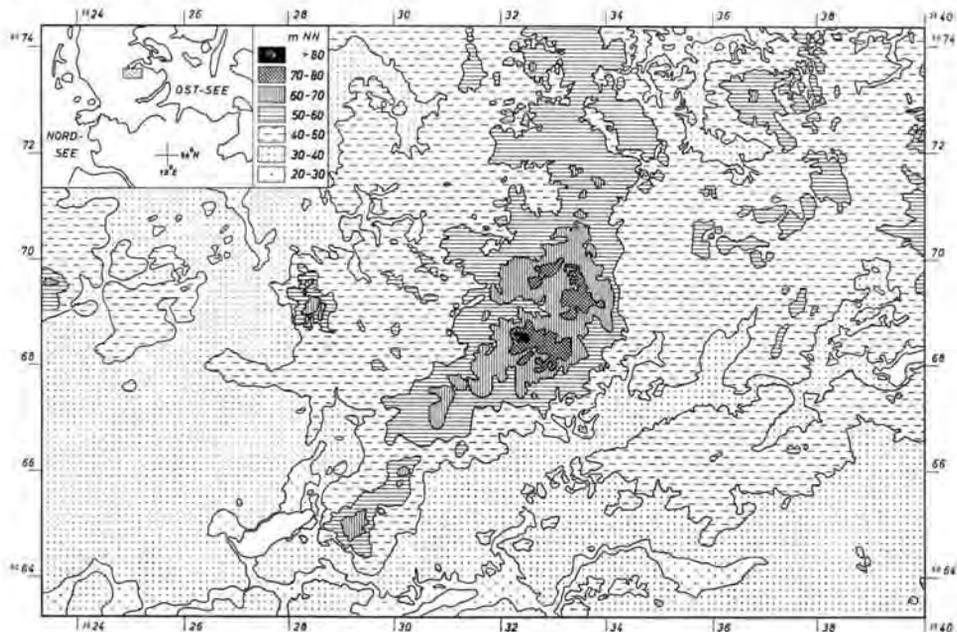


Abb. 1. Höhengschichtenkarte.

Zwischen dem Flensburger Gletschertor und dem oberen Treenetal erstreckt sich der Flensburger Sander mit einer mittleren Höhe von ca. 35 m NN. Im Osten liegt das Becken von Husby—Ausacker, ein reliefarmes Grundmoränengebiet, dessen mittlere Höhe um 45 m NN liegt. Dazwischen steigt die Hüruper Höhe auf über 80 m NN an.

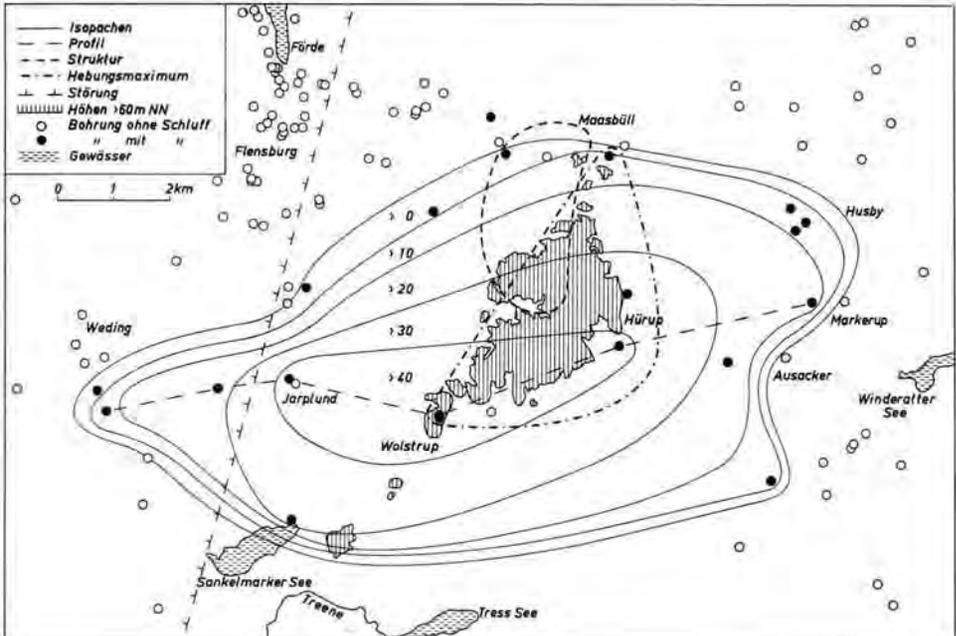


Abb. 2. Topographie, ausgewertete Bohrungen, Zungenbecken mit Isopachen, Salinarstruktur Maasbüll, Sieverstedter Störungszone, Areal größter Hebung, Hüruper Höhe, Profilinie (Abb. 3).

In diesem Bereich liegen 20 Bohrungen (Abb. 2), in denen Schluffe mit wechselndem Ton- und Feinsandgehalt auftreten, die aufgrund ihrer mm-Bänderung als Beckensedimente zu deuten sind. Aus Mächtigkeit und Verbreitung der Schluffe läßt sich die Paläogeographie eines Beckens ableiten, das WSW—ENE verläuft und als kleines Zungenbecken gedeutet wird. Die in allen Bohrungen gleichförmig ausgebildeten Beckensedimente kommen der von LÜTTIG (1960) geforderten, stratigraphisch einheitlichen Bezugsfläche nahe, die zwingende Voraussetzung für Aussagen über tektonische Vorgänge im Quartär sein muß.

In Abb. 3 sind hell die Beckenschluffe herausgehoben, SW—NE schraffiert Geschiebemergel bzw. Fließerdien und punktiert Sande und Kiese dargestellt. In der geringeren Mächtigkeit der Schluffe im W und E deutet sich der nahe Beckenrand an. Zwischen Hürup und Markerup streichen die Beckensedimente zutage aus und wurden hier bis 1962 von der Ziegelei Ausacker abgebaut.

Die Schluffe liegen heute nicht niveaugleich. Wegen der über größere Flächen einheitlichen Mächtigkeit der Schluffe, des gleichsinnigen Verlaufes von Ober- und Unterkante der betrachteten Sedimente und der guten Korrelierbarkeit der übrigen Profiltile — auch zu Bohrungen außerhalb des dargestellten Profils — dürfte Eisstauung nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Vielmehr fallen einerseits die morphologisch höchsten Punkte und die Stellen der oberen Kulmination der Ober- wie Unterkante der Beckensedimente zusammen mit dem Top der Struktur Maasbüll — durch aufwärts gerichteten

Pfeil markiert — und andererseits die morphologisch tiefen Sanderflächen und die tiefsten Stellen der Schluffober- und -unterkante zusammen mit der rheinisch streichenden Sieverstedter Störungszone — durch abwärts zeigenden Pfeil angedeutet. Die Verwerfungen und/oder Flexuren sind für den präquartären Untergrund belegt und erreichen wahrscheinlich die heutige Oberfläche.

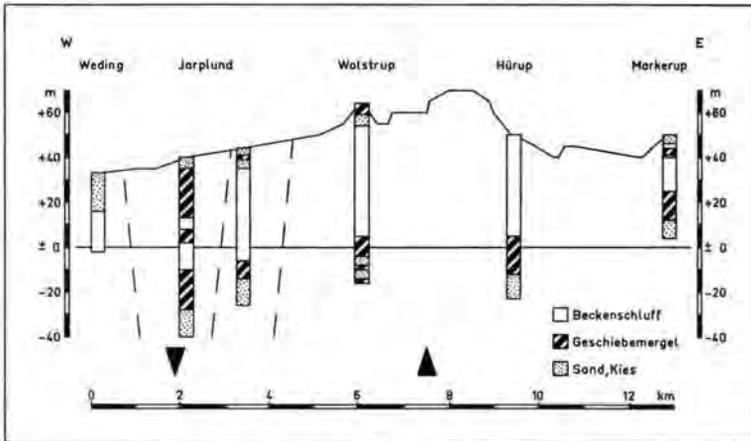


Abb. 3. W—E-Profil.

In dem betrachteten Raum, der nach HECHT, v. HELMS, KEHRER (1956) insgesamt zur mobilen Mittel-Holstein-Scholle gehört, gibt es keinen Bezugspunkt, dessen Quartär-sedimente seit ihrer Ablagerung nicht auf- oder abwärts bewegt worden sind. Wenn wir ersatzweise annehmen, daß die Mobilität in der reliefarmen und in ihrem pleistozänen Untergrund recht gleichförmigen Grundmoränenlandschaft, die über einer sehr flachen Mulde zwischen den Strukturen Maasbüll im W und Sterup im E liegt, am geringsten war, und die Bewegung darauf beziehen, ergibt sich über der Struktur Maasbüll eine Hebung um rund 15 m, über der Störungszone eine Senkung um rund 25 m, also eine Höhendifferenz von rund 40 m. Dabei sind die Extremwerte der westlichen Jarplunder Bohrung nicht berücksichtigt, da das Ausmaß der späteren Exaration in diesem Gebiet nicht rekonstruierbar ist.

Diese Reliefveränderung ist mit verantwortlich für die heutige Hüruper Höhe. Die Absenkung im W ist nach WEISS (1958) wärmzeitlich übersandert und deshalb im heutigen Kartenbild abgeschwächt. Die westliche Begrenzung der Schluffe durch Rißmoränen und wärmzeitliche Übersanderung weisen die Schluffe ins Altwürm. Sie sind von einem späteren Vorstoß aus der Flensburger Innenförde in N—S-Richtung überfahren und teilweise aufgearbeitet worden. Der zugehörige W—E verlaufende Moränenbogen von Jarplund ist noch heute morphologisch gut erkennbar (GRIPP 1964).

Die Hebungs- bzw. Senkungsbeträge von 15 bzw. 25 m bedeuten erhebliche vertikale Bewegungen in jüngster geologischer Vergangenheit und sind vergleichbar mit den rund 5 m Hebung, die MADIRAZZA (1968) für den ähnlich großen Salzstock Mønsted in Nordjütland seit Ende der periglazialen Solifluktion mitteilt. Wenn wir den Beckenschluffen aufgrund ihrer Lagerung frühwürmzeitliches Alter zumessen und dieses mit 50 000 Jahren vor heute ansetzen, ergibt sich eine Hebungsrates von ca. 0,3 mm/Jahr.

Folgendes Gesamtbild entsteht (Abb. 2):

Zunächst bildete sich ein kleines Zungenbecken mit überwiegend schluffiger Sedimentfüllung. Aus der Westbegrenzung durch Rißmoränen und wärmzeitlicher Übersanderung

wird frühwürmzeitliches Alter der Beckensedimente wahrscheinlich. An der Stelle des Tops der Maasbüller Struktur liegt die größte Hebung, im Bereich der Sieverstedter Störungszone die tiefste Absenkung der Oberkante wie der Unterkante der betrachteten Schluffe gegenüber der Fläche größter relativer Ruhe. Strukturgrenzen und Areal größter Hebung fallen fast zusammen mit der markanten Hüruper Höhe (60-m-Linie). Der heutige Verlauf des Bezugshorizontes läßt auf salztektonisch bedingte Vertikalbewegungen schließen, die aus Aufschlüssen der Ölgesellschaften für den tiefen Untergrund dieses Gebietes während des Mesozoikums und Tertiärs bekannt sind (WEBER 1957) und offensichtlich bis ins Jungpleistozän andauerten.

Schriften

- GRIPP, K.: Inlandeis und Salzaufstieg. — Geol. Rdsch., **40**, 74—81, Stuttgart 1952.
 —: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — Neumünster 1964.
 HECHT, F., HELMS, H. v. KEHRER, W.: Reflection-Seismic Exploration of Schleswig-Holstein, Germany, and its Geological Interpretation by Well Data. — Proc. 4. World Petrol. Congr., Rom 1956.
 ILLIES, H.: Ein Schnellverfahren zur Abgrenzung und tektonischen Beurteilung glazial überschotterter Salzstrukturen. — Erdöl u. Kohle, **6**, 2—6, Hamburg 1953.
 KOCH, E.: Muldenbildung an den Flanken der Struktur von Langenfelde vom Miozän bis in die Jetztzeit. — Geol. Jb., **68**, 133—140, Hannover 1953.
 LÜTTIG, G.: Das Quartär im Gebiete der Struktur Bahnsen (Krs. Uelzen). (Ein Beitrag zur Frage junger Krustenbewegungen an Salzstöcken). — Geol. Jb., **77**, 309—318, Hannover 1960.
 MADIRAZZA, I.: Mønsted and Sevel salt domes, north Jütland, and their influence on the Quaternary morphology. — Geol. Rdsch., **57**, 1034—1066, Stuttgart 1968.
 WEBER, H.: Der geologische Bau des Untergrundes von Schleswig-Holstein und seine Erdöllagerstätten. — In: Übersichtskarten zur Geologie von Schleswig-Holstein. Kiel (Geol. L.-A.) 1957.
 WEISS, E. N.: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würm-Vereisung im Norden Schleswig-Holsteins. — Meyniana, **7**, 5—60, Kiel 1958.

Manusk. eingeg. 1. 2. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. Wolfram Bock, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mecklenburger Straße 22.

Über die Entstehung der Fjorde

Untersucht am Bokn-Fjord (Südwest-Norwegen)

Von KARL GRIPP, Kiel

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung. Die Auffassung, Fjord-Komplexe in meeresnahen Gebirgen seien allmählich durch rückschreitende Wirkung der Abflüsse des Inlandeises bzw. der Plateau-Gletscher entstanden, trifft nicht zu. Im Bokn-Fjord-Komplex sind neben den Spuren riß- und eemzeitlicher Abtragung, solche der Würm-Vollvereisung und lokaler Vergletscherungen sowie der späten Abflüsse der Plateau-Vereisungen zu unterscheiden.

Résumé. L'ensemble d'un fjord dans les montagnes proches de la mer n'est pas originaire seulement d'un creusement lent et rétrograde de glaciers nourris de l'inlandsis. La morphologie du Bokn-Fjord sensu lato permet de retrouver les traces de la glaciation rissienne, de l'abrasion éémienne et, du temps de la glaciation würmienne, la pléniglaciation, des glaciations locales et des glaciers d'âge différent descendants des restes de l'inlandsis würmien.

1. Der Begriff Fjord

Als Fjord wird bezeichnet eine von fließendem Eis erzeugte und von Meerwasser erfüllte Senke. So oder ähnlich steht es in den Lehrbüchern. Das Eis erzeugte Senken teils unter dem Inlandeis, und zwar an Orten mit geringer Festigkeit des Felsgesteins. Solche Eintiefungen sind inmitten des Landes als Seen erhalten. Nur an Küsten sind sie — vom Meere überflutet — zu Fjorden geworden, z. B. der Gullmar Fjord (SW-Schweden). Das Meer drang teils gleich mit dem Schwinden des Eises in die Hohlform ein, teils erst nach Anstieg des Meeresspiegels in zunächst dort entstandene Seen.

Fjorde im engeren Sinne sind überwiegend von Gletscherzungen erzeugt worden, die vom Rande eines vereisten Gebietes ausgingen. Dabei bedingt einen wesentlichen Unterschied, ob das Gefälle gering oder steil war.

Bei geringem Gefälle und Eisbewegung in Locker-Gesteinen entstanden die Fjorde Dänemarks und die Förden Schleswig-Holsteins. Infolge der lebhaften Dynamik in der Randzone des Inlandeises wurden hier in den ausgeschürften Becken neue Formen (z. B. Stauchmoränen) geschaffen, oder sie wurden nach vorübergehender Toteis-Füllung mit Schmelzwassersanden mehr oder weniger ausgefüllt.

Anders in Felsgestein bei geringem Gefälle. Hier wurde beim Abschmelzen des Eises dessen Randzone verhältnismäßig schnell zurückverlagert. Aufschüttungen des Eisrandes traten einander annähernd parallel und in großer Zahl hintereinander auf.

Wo aber Gletscherzungen bei starkem Gefälle über Felsgrund niederglitten, entstanden an steilwandigen Tälern reiche Fjord-Komplexe. Nahe der Küste von West-Norwegen erreichen Teile von ihnen auf weniger als 10 km Entfernung ein Gefälle von 1500 m. Überall, wo nahe dem Meere derart hoch gelegene Eismassen auftraten, entstand diese Fjordlandschaft (Grönland, Alaska, Chile u. a.). Einem solchen verzweigten, z. T. tief eingeschnittenen Fjordkomplex gelten die nachfolgenden Erörterungen.

2. Bisherige Anschauungen über die Entstehung verzweigter Fjorde

Die Entstehung der an engen, steilwandigen Armen reichen Fjordgebiete wurde bislang unterschiedlich gedeutet. Die einen sahen als Erzeuger Eismassen, die in tektonischen Senken abfließen und diese nur wenig eintieften¹⁾, so DE GEER und VON KLEBELSBERG (1948, 360) für Hardanger- und Sogne Fjord.

Demgegenüber vertreten andere Glaziologen die Anschauung, *fluviale* Erosion habe jene Täler weitgehend vorgebildet, das Eis aber hätte sie relativ wenig nachgeformt. So schrieb VON KLEBELSBERG noch 1948, 354: „Die Annahme, der Trog wäre in ganzer Tiefe und Breite erst durch den Gletscher erodiert worden — kommt heute wohl überhaupt nicht mehr ernstlich in Frage.“ — Eine letzte große fluviale Eintiefung soll das Tal bis in den Trogschluß präformiert haben. Hingegen vertraten (HEIM 1919, 372), AHLMANN (1919), die Fjorde seien einschließlich ihrer Übertiefung durch Eisfluß entstanden (KLEBELSBERG 1948, 361, 369). FLINT (1957) hält eine abwechselnde Einwirkung der genannten Faktoren für möglich.

Bisher ungenügend beachtet blieben die Fragen: Sind die Arme eines Fjordkomplexes auf gleiche Weise entstanden, oder lassen sich morphologische Unterschiede auffinden, und ferner: sind die Fjordarme während einer einzigen oder mehreren Vereisungen entstanden? Bei dem Bemühen, eine Übersicht über das Geschehen am Rande der würmzeitlichen nordischen Vereisung zu erlangen, wurde die Bokn-Fjord-Gruppe in dieser Hinsicht näher betrachtet. Von den Kosten der Untersuchungen im Gelände trug die Deutsche Forschungsgemeinschaft einen wesentlichen Anteil. Hierfür sei auch an dieser Stelle gedankt.

3. SW-Norwegen vor und während der quartären Vereisungen

Der breite mio-pliozäne Schuttgürtel vor dem Südrand Skandinaviens läßt eine Heraushebung Nord-Europas zu jener Zeit vermuten. Entsprechend dürfte Fluß-Erosion das Abtragungs-Gebiet zerschnitten haben. Den pliozänen Schutt kennzeichnen Granite, Quarze, quarzreiche Metamorphite, cambrische Quarzite und ordovicische Hornsteine. Kreide und Flinte fehlen darin. Die Kaolinisierung des Schuttes ist auf zweiter Lagerstätte erfolgt. Während der nachfolgenden Vereisungen müßten Eisströme jene Täler erweitern und in meeresnahen Hochgebieten Eiszungen, die vom restlichen Inlandeis ausgingen, schmale Täler eingeschnitten haben. Fjord-Komplexe wären demnach aus nacheinander entstandenen und hintereinander gereihten Zungenbecken hervorgegangen. Falls SW-Norwegen während mehrerer Vereisungen Hochgebiet war, sind die am Ende einer Vereisung entstandenen Gletschertröge somit erst bei der folgenden Vereisung Bestandteil der Vergletscherung des Gesamt fjordes geworden. Hieraus ergeben sich folgende Fragen:

- a) Gibt es Kennzeichen für eine Altersfolge der Teile eines Fjord-Komplexes?
- b) Können diese erdgeschichtlich ausgewertet werden?

4. Der Bokn-Fjord-Komplex

Aussagen über den Bokn-Fjord und Umgegend ergaben die topographischen Karten und die Seekarten sowie Beobachtungen im Gelände. Der Fjord ist etwa 15-armig, mißt in W—O-Richtung 70 km und wird quer dazu bis 80 km breit. Die Verzweigungen, im N in N—S-Richtung verlaufend, schwenken im NO zunehmend in die Richtung NO—SW um. Im Süden aber, im Högs- und Gands-Fjord, wird zunehmend süd-nördlicher Verlauf erreicht. Die Fjordarme sind in Gelände unterschiedlicher Höhe eingeschnitten. Es steigt das umgebende Gelände heute von 30 m im W bis 1300 und 1600 m im O an. Wir werden sehen, daß dieser Umstand Unterschiede bei der Entstehung der Fjordarme bedingt.

¹⁾ Die abtragende Wirkung fließenden Eises wird hier als *Evsulsion* (*evellere* = herausreißen), die des fließenden Wassers einschließlich der Gletscherwässer als *Erosion* bezeichnet. Die Untergrenze der Erosion durch fließendes Wasser wird annähernd durch die Lage des tiefstgelegenen Wasserspiegels bestimmt. Die Tiefe der *Evsulsion* aber ist vom Grund- oder Meeres-Wasserspiegel unabhängig. Da sich in zeitweise vereisten Gebieten Zeiten des Wasser-Durchflusses mit Zeiten des Eisflusses ablösen und dadurch die Art der Abtragung des anstehenden Gesteines und die Art der Anhäufung neuer Absätze wechselte, erscheint es nötig, zwischen *Erosion* und *Evsulsion* zu unterscheiden. *Evsulsion* ist der Oberbegriff für *Deterosion* (Gletscherschliff), *Detraktion* (splitternde Aushebung) und *Exaration* (Aufpflügen in Lockergesteinen).

4.1. Der niedrige Küstenbereich

Karmøy und Teile des östlich anschließenden Landes entsprechen einer Fastebene in 30—90 m Meereshöhe. Aus ihr ragen Härtlinge höher auf. Senken und Uferverlauf der Seen sind von der Struktur des Untergrundes abhängig. Diese Fastebene greift allem Anschein nach weit in den Bokn-Fjord-Komplex hinein: In schmaler Ausbildung auf Austre Bokn, deutlich auf Fosnøy, Ognøy, Stong + Toftøy, vielleicht beiderseits Hinderavaagen, Foldøyini und nördlich davon um Hebnes, weiter auf den Westseiten von Sjernerøy, der nördlichen Talge-Insel, Finnøy, Rennesøy, um Utstein-Kloster und alsdann Nord-Jaeren und die Inselgruppe Kvitsøy im Süden von Karmøy. Diese Einebnungsfläche erstreckt sich allem Anschein nach bis an das Südende des Sands-Fjordes, also weit nach Osten. Sie bildet eine ringförmige Zone im Fjord-Komplex. Im W ist sie breiter als im Innern des Fjord-Komplexes. Die Oberfläche dieser felsigen Fastebene ist unruhig gestaltet. Es fehlen im allgemeinen lockere Böden, wie sie auf postglazialen Meeresterrassen verbreitet sind. Die Fastebene ist daher schwach besiedelt.

Für Rennesøy gab H. KALDHOL (gemäß HOLTEDAHL 1953, S. 692) eine Einebnungsfläche in 98 m Meereshöhe an. Ebendort S. 1036 wird erwähnt, daß L. DALE nördlich von Bergen eine Einebnung im Niveau der Strandflats weithinein in Täler, die blind enden, verfolgen konnte.

4.1.1. Das Alter der Fastebene

Auf dieser Einebnungsfläche liegt bei Sandnes gemäß FEYLING-HANSSSEN (1970) eine Schichtfolge aus:

oben 3. Jüngere Eisabsätze (Grundmoräne)

2. Meeresabsätze, die auf 20—100 m Tiefe hinweisen und dem Alter nach BROTZEN's Götaelv-Interstadial, gleich dem Jüngeren Dösebacka-Ellesbo-Interstadial von HILLEFORS, entsprechen

1. Grundmoräne und periglazialer Boden.

Hierunter erst folgt die Einebnungsfläche Nord-Jaerens. Diese ist älter als zwei Vorstöße der Würm-Vereisung, wahrscheinlich sogar älter als diese Vereisung. Die Karmøy-Jaeren-Ebene wird zumeist als ein Teilstück der Strandflats angesehen. Es ist noch umstritten, ob sie durch Meeres-Abrasion oder als Fußteil einer Hangvergletscherung (HOLTEDAHL 1953, 1035) entstanden ist. Hier wird sie der Einfachheit halber als eemzeitlich bezeichnet, was bedeuten soll: während der Eemzeit schon vorhanden.

Wenn die Fastebene von Karmøy zur Eemzeit bestand, so wird deren Fortsetzung in den Bokn-Fjord hinein bezeugen, daß dieser Teil des Fjordes vom Alter des Riß oder älter ist. Durch die Last des würmzeitlichen Inlandeises wird die Einebnungsfläche in die Tiefe gedrückt und nach Schwinden dieser Eislast wieder aufgestiegen sein. Dabei dürfte sie annähernd die gleiche Höhenlage wie zur Zeit der Entstehung eingenommen haben. Der Nachweis der rißzeitlichen Ausdehnung des Fjordes erscheint somit gelungen. Leider war es mir nicht möglich, an den zumeist schwer zugänglichen Inseln und Buchten das Verhältnis von eemzeitlichen zu naheiszeitlichen Strandebenen zu untersuchen. Wichtig ist, daß wir durch die Karmøy-Jaeren-Einebnungsfläche in der Lage sind, einen älteren, vermutlich rißzeitlichen Teil des Fjordes von einem jüngeren, würmzeitlichen zu trennen.

Unterstützt wird diese Anschauung durch den Nachweis einer eemzeitlichen Flora in einem vom Inlandeis überformten Tal zu Fjösanger südlich von Bergen (MANGERUD 1970). Es handelt sich um vom Würm-Eis gestörte Absätze örtlicher, teilweise mariner Herkunft. Diese wurden 10—15 m oberhalb des heutigen Meeresspiegels angetroffen. Ein Stückchen Tongytje daraus enthielt 70 % Baumpollen, davon 40 % *Pinus* und 26 % *Picea*. MANGERUD führt die Gründe an, die gegen eine Deutung als Brörup-Interstadial sprechen.

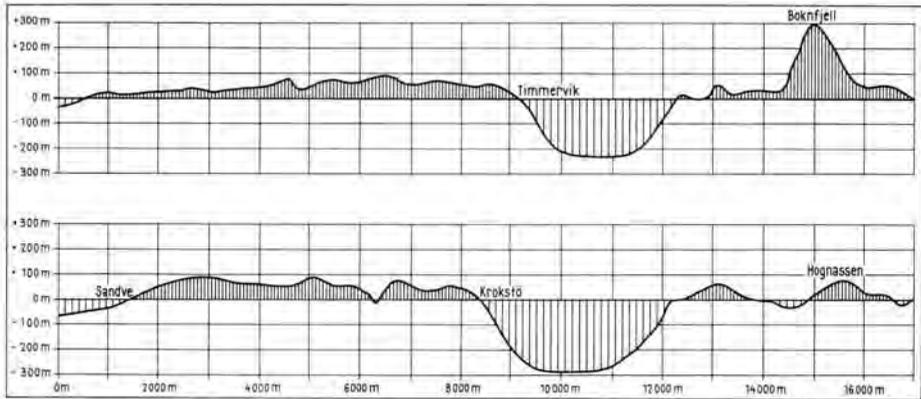


Abb. 1. Querschnitt durch die Fastebene von Karmøy (links), den Karmsund und weiter östlich anschließende Einebnungsflächen.

Da das Verhältnis der Pollen mit der des späteemzeitlichen Waldes in Dänemark übereinstimmt, nimmt MANGERUD für sein Material ein gleiches Alter an. Somit ist dort für die an die Karmøy-Einebnungsfläche anschließende morphologische Zone der würmzeitlichen Inlandeis-Formen eine vorangegangene rißzeitliche Fjordbildung gesichert. Wir werden später sehen, daß die nachfolgende Inlandeis-Decke auch anderen Orts keine erhebliche morphologische Wirkung gehabt hat.

Noch ein weiterer morphologischer Grund ist vorhanden, für den westlichen Teil des Bokn-Fjord-Komplexes ein Alter älter als die Würm-Vereisung anzusetzen. Dies sind die Täler von Karmsund und Gandsfjord. Beim letztgenannten handelt es sich um eine tektonisch angelegte Senke (FEYLING-HANSEN 1966). Aber beide Fjorde weisen nach den Seekarten jene Trogform auf, wie sie ein Gletscher hinterläßt. Aber bei beiden ist kein Einzugsgebiet für einen solchen vorhanden. Zudem fehlt bei dem Gandsfjord-Gletscher weitgehend die linke Flanke. Morphologisch gesehen liegen Gletschertröge vor, bei denen der obere Teil der Flanken beim Gandsfjord einseitig, beim Karmsund zweiseitig abgetragen ist (Abb. 1 u. 2). Dies geschah ersichtlich durch die vorwürmzeitliche marine Einebnung. Trifft diese Deutung zu, so handelt es sich bei den beiden Fjorden um Reste der rißzeitlichen Vergletscherung.

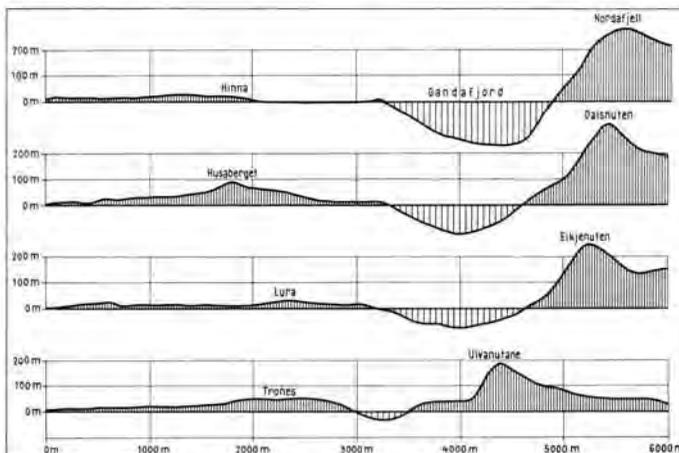


Abb. 2. Querschnitt durch Nord-Jaeren und den Gands- oder Ganda-Fjord.

Das Schicksal dieser rißzeitlichen Gletschertröge könnte gewesen sein:

1. Rißzeitlich primäre Ausschürfung.
2. Nach Schwund des Eises teilweise Auffüllung durch eemzeitliche Meeresablagerungen.
3. Eemzeitliche marine Absätze vom würmzeitlichen Inlandeis weitgehend entfernt.
4. Toteis-Füllung bis in die Spätwürmzeit, deswegen nicht vom marinen Sandnes-Interstadial ausgefüllt.
5. Durch Toteis-Schwund Reste der Gletschertröge erneut erschienen.

Da würmzeitliche Zuflüsse vom Inlandeis her oder lokale Gletscher für die Entstehung jener beiden Fjordteile nicht in Betracht kommen, dürften auch sie als Reste einer vorwürmzeitlichen Vereisung anzusehen sein.

4.2. Zone der riß- und würmzeitlichen Inlandeis-Bedeckung

In dem Gebiet zwischen den im NW gelegenen Fjord-Armen Karlsund und Skjolda Fjord steigt die Landschaft bis 300 und 400 m Meereshöhe auf. Tiefe, in N—S-Richtung verlaufende Täler sind teils vom Meere, teils von Seen erfüllt. Beide Gewässer weisen einen unruhigen Verlauf der Ufer auf. Die Talwände sind kurvenreich und schwächer geneigt als die der weiter landeinwärts gelegenen U-förmigen Täler. Als Beispiel sei auf das Seengebiet und den Verlauf der Fjord-Ufer zwischen Förlands- und Skolda Fjord (Bl. Nedstrand 1 : 50 000) hingewiesen. Das Alter der Landschaft ist durch die in dieser morphologischen Zone gefundene eemzeitliche Gytte von Fjösanger belegt. Das Gebiet ist somit spätestens rißzeitlich geformt, periglazial überformt, dann vom würmzeitlichen Inlandeis überzogen worden. Dies scheint ohne Randlagen zu hinterlassen, also als ruhendes Eis, abgeschmolzen zu sein.

Außer auf das wärmere Klima in Meeresnähe geht das Stagnieren des Eises zurück auf das mit dem Schwinden des Inlandeises dort beschleunigt eingetretene Nachlassen des Eiszuflusses.

4.3. Zone der Lokal-Vergletscherungen

Weiter gegen Osten, in Höhen über 400 m, beiderseits der zwei Arme des Vinda-Fjordes (Bl. Vikedal 1 : 100 000) finden wir eine aus vier Grundformen bestehende Landschaft:

a) zu höchst und zumeist inselartig, von breiten Tälern umgrenzte Hochgebiete mit zahlreichen Seen. Abb. 3 gibt das Hochgebiet östlich von Sandeid wieder (580—950 m),

b) eine von den vorerwähnten Bereichen zumeist durch Steilhänge begrenzte Stufe in 350—500 m Meereshöhe. Darin liegen zahlreiche Moore und einzelne, zumeist größere, unregelmäßig begrenzte Seen. Diese Gebiete grenzen mit steilen Hängen an breite Täler.

Beispiele: 1) um Eivindaasen (445 m), 5 km nördl. von Sandeid

2) um Smöraasen (444 m) im Winkel zwischen Vinda- und Sandsfjord, südlich des Hochgebietes mit dem Grytenut (863 m),

c) Die erwähnten Talungen sind 1—2 km breit, weisen ein schwaches Gefälle und steile, geradlinig verlaufende Wände auf.

Beispiele: Das Tal zwischen Sandeid und Oelen (Bl. Vikedal 1 : 100 000), das Tal von Sandeid zu dem unter 4.3 b erwähnten, mittelhohem Gebiet von Eivindaasen; das Tal von Vikedal nach NNO und das Tal Vatsvatnet—Sandeidfjord mit dem Gjerdesdal Vatn. Da auch noch ein solches Tal von Sandeid nach Osten verläuft, enden also 5 derartige Täler an dem nur 9 km langen Sandeidfjord.

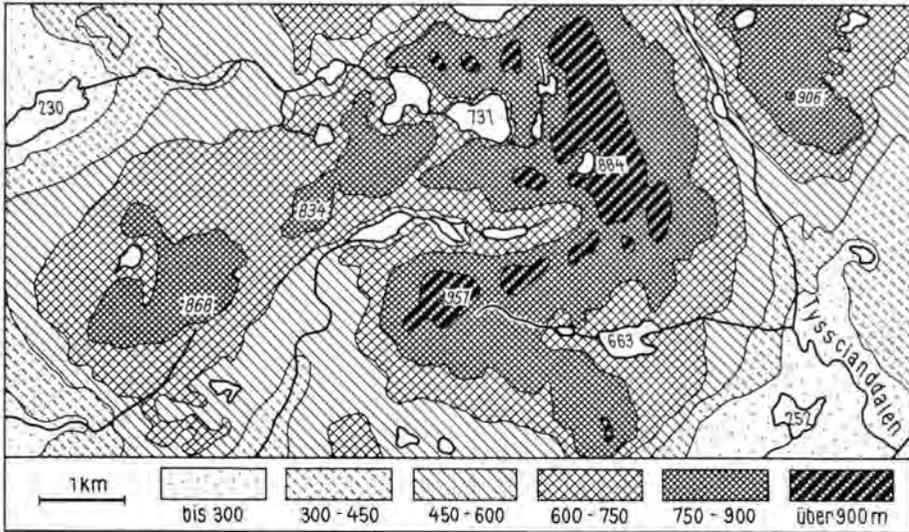


Abb. 3. Von Kar-Gletschern zerschnittene Hochfläche östlich von Sandeid Bl. Vikedal 1 : 100 000.

d) Die vierte Grundform findet sich im NO von Bl. Vikedal, im Hochgebiet zwischen 650 und 1100 m. Dort kreuzen sich mehrere der unter c) genannten Täler. An ihrem Grunde liegen zahlreiche, unregelmäßig begrenzte Seen. Auf den östlich anschließenden Blättern Sauda (1 : 25 000) und Suldalsvatnet finden wir entsprechende Täler etwa 500 m tief eingeschnitten.

Bei allen angeführten Tälern handelt es sich um Gletschertröge. Die derart belegten Gletscher waren aber nicht randliche Zungen des Inlandeises bzw. der davon übriggebliebenen Plateau-Vereisungen. Sie erweisen sich vielmehr als Reste selbständiger örtlicher Vergletscherungen durch steilwandige, zirkusartige Talschlüsse, den west—östlichen Verlauf solcher Lokal-Gletscher, z. B. Yrke-Fjord und schließlich durch das Hinterschneiden der Ost-Teile dieser Lokal-Gletscher durch vom restlichen Inlandeis ausgegangene Eiszungen. Das hierfür am leichtesten zugängliche Gebiet liegt bei Ropeid zwischen östlichem Vinda-Fjord und Sands-Fjord, westlich der Ortschaft Sand. Der Sands-Fjord ist hier 315 m tief. Sein westliches Ufer ist nur 500 m entfernt vom Ufer des Vinda-Fjordes. Dieser ist in 1,25 km Entfernung schon 357 m tief, 3 km vom Ufer entfernt erreicht er 495 m und zwei km weiter 700 m Tiefe. Dieser Fjordarm verdankt seine heutige Form einer nach W, zum Krossfjord geflossenen Eismasse. Im Anfangsstadium könnte dies ein Abfluß des damaligen Inlandeises gewesen sein. Zuletzt aber floß darin ein Lokal-Gletscher, der sich mit Gletschern, die von W und N kamen, vereinte.

Im Sandsfjord aber floß Eis, das aus dem Hylsfjord vom hoch gelegenen Rest des Inlandeises kam. Somit haben sich bei Ropeid zwei von einander unabhängige Vereisungsbereiche berührt. Die kräftigen Gletscherschliff-Rinnen (Abb. 4) auf der Südwand des Passes von Ropeid bezeugen, daß Eis vom Sands-Fjord in den Trog des Vinda-Fjordes geflossen ist. Die Richtung des Eisflusses bestimmte Herr Dr. HILLEFORS. Ob dieser seitliche Eisabfluß aus dem Sandsfjord bei eisgefülltem oder eisarmem bzw. eisfreiem Vindafjord geschah, bleibt unentschieden. Gesichert aber ist, daß sich hier zwei selbständige Vereisungsbezirke berührten.

Solches Hinterschneiden vom Eise geformter Täler finden sich ferner zwischen Hylsfjord und Suldalsvatn (Landenge 600 m breit, Höhe 250 m ü.d.M.), Erfjord und Jösenfjord (Landbrücke 800 m breit, Höhe rund 90 m ü.d.M.). Diese Vorkommen belegen, wie



Abb. 4. Südwand des Sandsfjord und Vindafjord bei Ropeid verbindenden Passes. Oberhalb der Bildmitte, waagrecht verlaufend tiefe Gletscherschliff-Rinnen von über Baumstamm-Breite. Rechts davon nach Erweiterung der Felsenge glatte Gesteinsoberfläche.

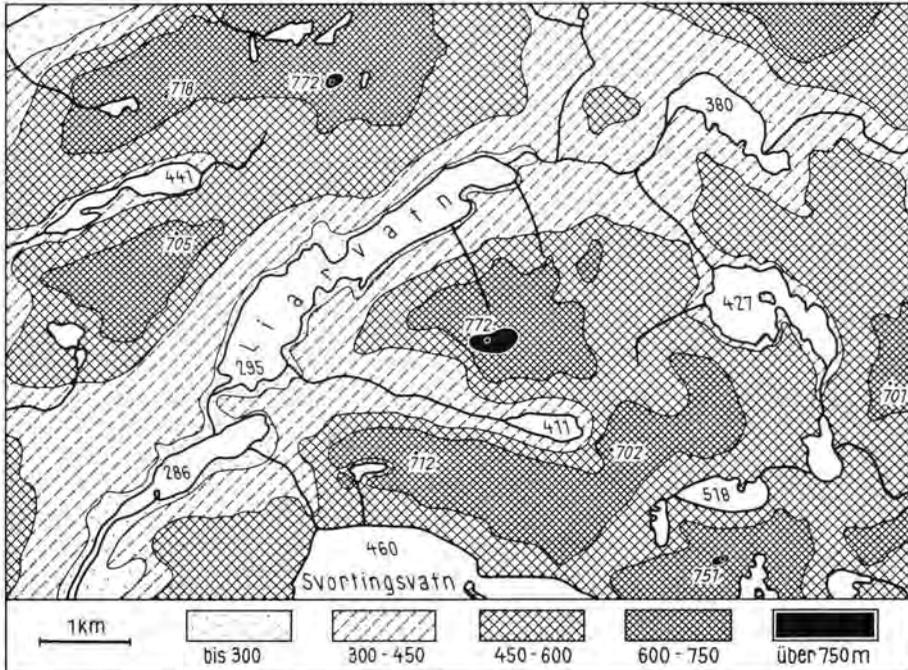


Abb. 5. Von Kar-Gletschern zerschnittene alte Hochfläche östlich von Jörpeland. Der kleine See in 411 m Höhe ist der Smaasildtjörn. Bl. Ombo 1 : 100 000 Südost-Ecke.

erwähnt, die Ost-Grenze selbständiger Talgletscher. Da von zirkusartigen Talschlüssen begrenzte Gletschertröge auch weiter südlich zwischen Aardals- und Lyse-Fjord auftreten (Abb. 5), dürfte eine Zone mit selbständigen Vereisungs-Zentren in 500—700 m heutiger Höhe vor der des restlichen Inlandeises gelegen haben.

Der Nachweis dieser Zone mit in mannigfachen Richtungen verlaufenden, einstmals eis erfüllten Tälern macht verständlich, daß es hier schwer ist, Eisrandlagen zu verfolgen. Weithin reichende, einander annähernd parallele Eisrandlagen wie im ostnorwegischen und schwedischen schwach geneigten Felsgebiet konnten hier nicht entstehen. Es ist sogar zu erwarten, daß gleichaltrige Moränenzüge einander gegenüberliegen. Vermutlich waren die langen Täler in dieser Zone (Vinda Fjord, Högsfjord) am Ende der Riß-Eiszeit entstanden als schmale Fjordtäler durch steilen Abfluß vom hochgelegenen Inlandeis her (siehe unter 4.4). Während der nachfolgenden Würm-Vereisung wurden sie im Höchststadium wegen geringen Eisflusses in der Tiefe wenig überformt, aber zur Zeit der Lokalvergletscherung durch beschleunigten Eisfluß verbreitert und vertieft.

4.4 Zone des letzten Inlandeises = Zone der Plateau-Gletscher

Blatt Jösenfjord (1 : 100 000) und besonders die neuen Karten (1 : 50 000) auf Luftbild-Unterlage wie Lysekammen und Blaafjell geben ein ausgezeichnetes Abbild der vom Inlandeis hinterlassenen Formen. Ein felsiges Hochgebiet (über 1000 m) ist von einer Unzahl kleiner und größerer Seen bedeckt. Die Richtung der Achsen länglicher Seen und bis 12 km lange geradlinige Reihen von schmalen, einander bisweilen entgegengesetzt verlaufenden Tälern spiegeln den Bau des Felsuntergrundes wieder. In Richtung des Eisabflusses verlaufende breite und zunehmend tiefer eingeschnittene Täler waren die Zufluß-Rinnen für die am Rande dieser hochgelegenen Eisdecke bei steilem Gefälle sich tief einschneidenden schmalen Gletscherzungen. Diese bilden ein Charakteristikum der innersten Teile der norwegischen Fjord-Komplexe. Bei den lokalen Gletschern ist der Talbeginn ein geschlossener Halbkreis aus Fels. Bei den vom Inlandeis aus gegangenen tief eingeschnittenen engen Talgletschern ist kein Zirkus-Talschluß ausgebildet. Vielmehr schneiden sich in das vom Rest des Inlandeises bedeckte Plateau zunehmend tiefere Täler ein, 2—4 an Zahl. So ist es



Abb. 6. Das Ostende des Lysefjords. Das Meer endet an einer Aufschüttungsebene, diesseits des dunklen Felsriegels. Noch vor diesem mündet ein von Norden aus 900 m Höhe kommendes, über 9 km langes Tal. Im Hintergrund der 1027 m hohe Berg Dalaknuten. Rechts von ihm setzt sich das Lysedal noch 8 km weiter fort, bis 800 m Höhe hinauf.

bei Fra-, Lyse-, Jösen- und Sauda-Fjord sowie beim Suldals Vatn. Diese Täler setzen in 900—1200 m Höhe ein (Abb. 6 u. 7). Wo sich mehrere vereinigt haben, beginnt die Tiefenwirkung des Eises, die zu den 1000—2000 m tiefen und nur ebenso breiten Fjordtälern führte. Die Tröge der vom Inlandeis in Hochgebieten ausgegangenen Eisströme sind somit unschwer von denen örtlicher Gletscher zu unterscheiden. Die Tröge lokaler Vereisungen sind — abgesehen vom Ausgang — rings vom nackten Fels begrenzt gewesen und erhielten Zuwachs nur durch den auf ihnen niedergefallenen Schnee.

Den vom Inlandeis ausgegangenen Eiszungen floß oben Eis aus drei Quadranten zu. Da ihr Trog mit steilem Gefälle in schmalem Tal zum nahen Meere abfiel, wurde in ihnen das aus flachem Gelände in relativ dünner Decke heranfließende Eis zu einer 1—2 km hohen und 1—2 km km breiten und zeitweise 10 und mehr km langen Eismauer umgebaut. Deren Längsprofil rekonstruierte ANDERSEN (1954). Da sich der überwiegende Teil dieser Eismauer oberhalb des Wasserspiegels befand, lastete diese auf dem Felsuntergrund wahrscheinlich schwerer als das geringmächtige Inlandeis und schürfte entsprechend aus.



Abb. 7. Das Lysefjord-Tal oberhalb des Riegels und 2 km vom Ufer des Fjordes entfernt. Der Talboden ist vorne noch 500 m breit, verengt sich weiter oberhalb durch Felswand und Hangschutt zu einem v-förmigen Tal, das sich, wie bei Abb. 6 erwähnt, rechts von dem Berg im Hintergrund weit hinaufzieht.

Ein Parade-Beispiel für die Randgletscher des Inlandeises ist der Nebenarm des Jösenfjordes, Tötlandsvik genannt, 2 km lang, in Meereshöhe ca. 1 km breit. Dieser Fjord-Arm durchbricht einen, dem Jösenfjord parallel verlaufenden Höhenzug (450—750 m ü.d.M.). Diesem Fjord-Arm floß Eis offenbar von SW, E und NE zu und zwar aus mehr als 6 km Entfernung, aus Gebieten, die heute 500 m und mehr über dem Wasserspiegel des Fjordes liegen. Für den Seitenfjord wird gegen außen 322 m Tiefe angegeben. Der Jösenfjord weist vor der Mündung des Seitenfjordes Tiefen bis 664 m auf.

Die auf diese Weise entstandenen schmalen und tiefen sowie steilwandigen Täler unterscheiden sich von denen der lokalen Gletscher durch den Talbeginn, das starke Gefälle sowie die Enge und Tiefe des Querprofils. Bei einer Klimaverschlechterung rückte diese Eismauer in dem früher erzeugten Tal nur soweit in voller Höhe vor, wie ihr Einschnitt von der an

den Seiten vorhandenen Hochebene her Eiszufluß erhielt. Wo aber oberhalb der seitlichen Felswände keine Eisdecke mehr vorhanden war, also soweit wie das seitliche Gelände unterhalb der Firnlinie lag, dort blieb der seitliche Eiszufluß aus, und die Oberfläche der Eiszunge sank entsprechend ab. ANDERSEN (1956) hat aufgezeigt, wie weit in diesen Tälern das Eis des Ra-Stadiums vorgedrungen war. Es fragt sich, ob dieser Eisvorstoß die Täler neu eingeschnitten hat, oder ob dies nur im proximalen Teil der Gletschertröge geschah und deren äußerer Teil schon in früheren Stadien der Würm-Vereisung ausgefurcht wurde. Einen Beitrag zur Klärung liefern die beiden Tyssdals Vatn (Karten 1 : 100 000 Bl. Ombo und Bl. Jösenfjord).

An der Südost-Seite des Bokn-Fjord-Komplexes ist vom Wasser aus oberhalb des Ortes Tau die gewaltige Kerbe mit dem unteren Tyssdals Vatn sichtbar. Sie wird von 647 und 787 m hohen Bergrücken flankiert und setzt sich im Maalandsdalen nach Osten fort. Durch seine Form und durch das östlich anschließende Tal des oberen Storaani, das über Musdalen weit in das Gebiet der Inlandeis-Formen hineingreift, ist das untere Tyssdals Vatn Tal als ein Randtal des Inlandeises gekennzeichnet. Es wurde aber bald nach Rückverlagerung des Inlandeis-Randes nicht mehr benutzt, weil das steilere Gefälle zur Senke des in der Luftlinie nur 4 km entfernten Aardals-Fjordes während des nachfolgenden Ra-Vorstoßes des Inlandeises das Einkerbten einer neuen Eisrand-Gletscher-Rinne, nämlich des oberen Tyssdals Vatn ermöglichte. Diese liegt anscheinend in einem ehemaligen Zufluß-Tal des Unteren Tyssdals Vatn. Die Breite der Talung (1,5—2 km) zwischen dem Westende des Oberen Tyssdals Vatn und dem Aardals-Fjord läßt vermuten, daß ein lokaler Gletscher die trennende Felsmauer abtrug. Dadurch konnte hier der jüngere Abfluß des Inlandeises einen anderen Weg nehmen als zuvor. Diese Zweiteilung des Tyssdals Vatn-Abflusses läßt vermuten, daß der parallel verlaufende, gleichlange Lyse-Fjord nicht nur einmal, sondern mehrfach als Ablaufrinne des Hochlandeises benutzt wurde. In Abständen auftretende Verflachungen bezeugen Unterschiede in der Länge der Eiszunge.

Wir erkennen bei den Tyssdals-Tälern somit folgende Vereisungs-Phasen:

3. Oevre Tyssdals-Eiszunge vom Rande einer verkleinerten Inlandeis-Decke vorgestoßen. Nach ANDERSEN (1956) vom Alter der Ra-Moräne.

2. Wo vorher die Inlandeisdecke lag, tiefen sich lokale Gletscher ein, so auch beiderseits des Unteren Tyssdals. Einer dieser Talgletscher furcht sich vom Aardals-Fjord her im Tal des Storaani ein, schnitt das Zufluß-Tal des Unteren Tyssdals an und lenkte den vom Musdalen kommenden Oberlauf des Storaani zum Aardals-Fjord hinab.

1. Eine Zunge des damaligen Inlandeises, vom Musdalen her durch das obere Storaani-Tal abfließend, kerbte das Untere Tyssdal ein.

5. Auswertung der Seekarten

Nach Untersuchung der Landformen seien nunmehr die Seekarten zu gleichen Fragestellungen herangezogen. Hierbei können bislang nur Großformen gewertet werden. Dies gilt besonders für die Begrenzung einzelner Tröge durch Rücken, die Felsriegel oder Stirnmoränen oder nicht selten beides gleichzeitig gewesen sein können.

5.1. Die Hauptrinne des Bokn-Fjordes

Am Grunde der tiefen Rinne des Bokn-Fjordes sind Tröge bzw. Randlagen des Eises zu erwarten und zwar

- a) vom großen Talgletscher in der tiefsten Rinne und
- b) an den Enden von Fjordarmen älter als das Ra-Moränen-Stadium.

Die Hauptrinne des Bokn-Fjord-Komplexes beginnt nördlich der Insel Ombo mit der Vereinigung von Vinda-Fjord (400—500 m tief) und Jelsa-Fjord (500—700 m). Mit dem

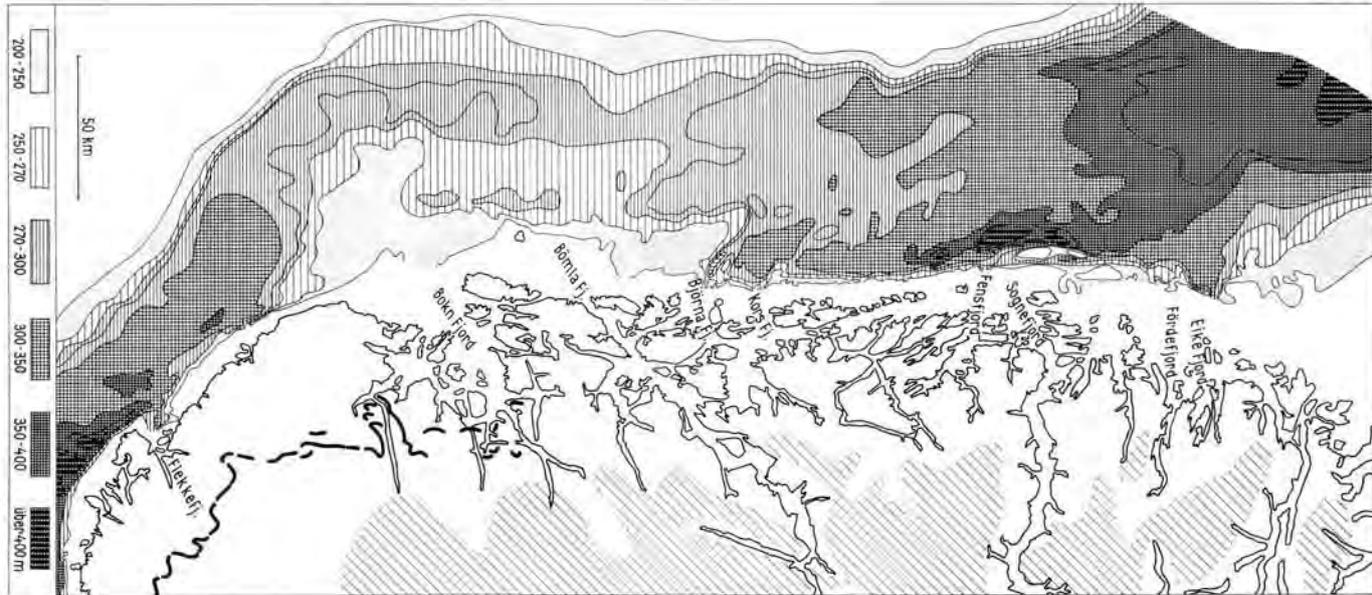


Abb. 9. Tiefenkarte der Norwegischen Rinne nach O. HOLTEDAHL 1940. Von dort an, wo aus den Gross-Fjorden der Norwegischen Rinne Eis zufloß, nimmt die Tiefe der Norwegischen Rinne ab und deren Hauptrinne wird nach Westen abgedrängt. Die Linie rechts auf dem Land gibt den Verlauf der Ra-Moräne nach B. G. ANDERSEN an. Auf dem Lande mit schräger Schraffur: Höhen über 1000 m.

zungen-Becken-Zufluß erhalten hat, so entsteht der Verdacht, daß dies aus einer heute abgetragenen Landschaft erfolgte. Die heutigen Höhen der östlich benachbarten Inseln überschreiten nämlich nur selten 150 m.

Auch der gemeinsame Eis-Abfluß von Hyls- und Sauda-Fjord geht in eine schmale, gewundene, von Inseln, also von Schwellen unterbrochene, unruhig begrenzte Rinne über.

Der Gletscher des Högsfjordes erreichte gleichfalls nicht die tiefe Rinne des Bokn-Fjordes. Sein Trog, im äußeren Teil 200—268 m tief, biegt nach N ab, erstreckt sich mit Tiefen von 170—190 m bis zum Zusammenfluß mit der 200—300 m tiefen Rinne Fister-, Fogna-, Stranda-Fjord. Von dieser führt eine schmale Rinne mit Tiefen von 190 und 197 m zu den 150—200 m tiefen Rinnen einerseits zwischen Finnöy und Fogn, andererseits zwischen Finnöy und Rennesöy. Letztere bleibt durch eine Schwelle zwischen Sörbö auf Rennesöy und den Schären westlich von Finnöy (geringste Tiefe 77 m vom eigentlichen Bokn-Fjord (über 600 m) getrennt. Auch die Rinne zwischen Finnöy im Westen und Fogn + Halsne im Osten leitete keine Gletscher zum Hauptfjord ab. Östlich von Ombo werden Tiefen von 44 und 51 m angegeben.

Der Gandsfjord nimmt von S nach N an Tiefe zu, bis 242 m. Nach Vereinigung mit dem Riska-Fjord bleibt eine über 200 m tiefe Wanne, von der eine bis 150 m tiefe Rinne nördlich der Insel Uskjö zum Högsfjord verläuft, aber von diesem durch Holme mit zwei 80 m tiefen Durchlässen getrennt bleibt. Auf das Rätsel dieses Fjordes, sein möglicherweise rißzeitliches Alter, wurde unter 4.1.1. hingewiesen.

Diese von Rinnen durchzogene Landschaft mittelhoher Gebirge ist vermutlich eine Fortsetzung der Landschaft östlich von Haugesund (siehe unter 4.2.). Bei der tiefen Lage ist unwahrscheinlich, daß hier eine lokale Vereisung vorlag. Sicherlich wird das Gebiet bei der Vollvereisung völlig unter Eis begraben gewesen sein. Aber gegen Ende (und bei Beginn?) der Würm-Vereisung wird hier ein Netzwerk von Eisströmen aufgetreten sein. In ihm endete jedenfalls die ältere Generation von Zungen des Inlandeises mit den erwähnten Fjorden.

5.3. Die jüngsten Abflußrinnen des Inlandeises

Die jüngste Erweiterung des Fjord-Komplexes war die Bildung (oder Neufüllung) der meernähesten und zumeist doch von Meerwasser erfüllten schmalen Täler wie Suldalsvatn, Jösenfjord, Oevre Tyssdal und Lysefjord. Der Frafjord wurde vom Eis der Ra-Eisrandlage nicht erreicht; er ist also älter als die genannten Fjorde. Es ist somit am ältesten der Gandsfjord, vermutlich rißzeitlich; jünger sind Högsfjord mit Frafjord und am jüngsten Lysefjord, Jösenford usw.

Die Richtung dieser Abflüsse des späten, also hoch gelegenen Inlandeises weist auf die eigentliche Rinne des Bokn-Fjordes hin. Trotz des starken Gefälles, d. h. der Nähe des Meeres-Niveaus, erreichten die letzten Ausläufer des Inlandeises jene Rinne nicht. Dies heißt: Die Senke mit dem Bokn-Fjord-Komplex war schon so breit, daß die randlichen Abflüsse eines relativ geringmächtigen Inlandeises beim warmen Klima in Meereshöhe nicht mehr bis an den Hauptfjord vordringen konnten. Die große Ausdehnung des Bokn-Fjordes im weiten Sinne aber ist eine Folge seiner Entstehung durch die Auswirkung mehrerer Vereisungen.

6. Bokn-Fjord und Norwegische Rinne

Die so weit verzweigten Arme des Bokn-Fjordes sind heute durch zwei über 100 m tiefe Rinnen mit dem offenen Meere verbunden. Die breitere Rinne verläuft nördlich, die zweite, schmalere, der Haastein-Fjord, südlich der Inselgruppe Kvitsöy. Beide werden durch bogenförmige Aufragungen vom angrenzenden, rund 250 m tiefen Meer getrennt.

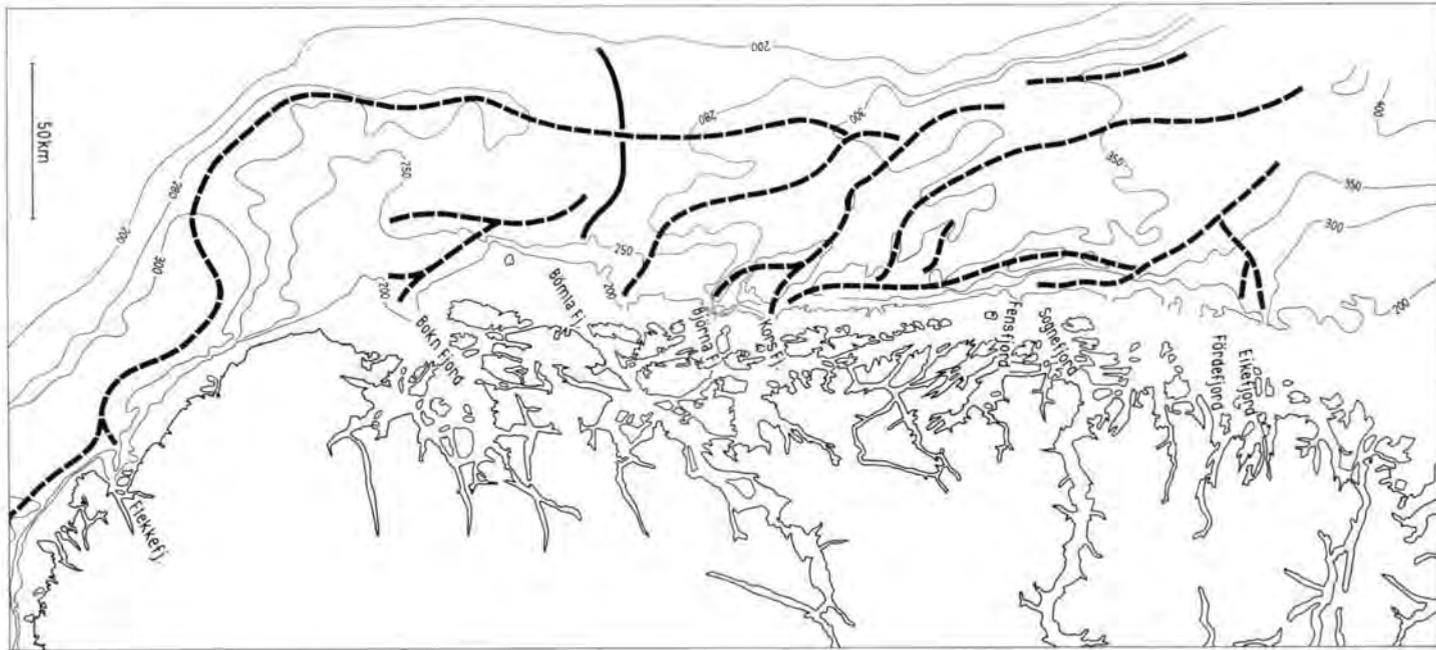


Abb. 10. Norwegische Rinne. Die durchbrochenen Linien geben den Verlauf der Tiefenachsen an. Man erkennt außer der Verlagerung der Hauptrinne in der Höhe des Bokn-Fjordes nördlich davon gegen Norden abgelenkte Talzüge, die Eiszuflüssen entsprechen dürften. Volle Linie: Schwelle mit geringster Tiefe; vermutlich Kalbungsfront des in der Rinne gelegenen Gross-Gletschers.

Aber mit diesen untermeerischen Schwellen, die Stirnmoränen entsprechen könnten, ist die erkennbare Grenze des Bokn-Fjord-Eises noch nicht erreicht.

HOLTEDAHL'S Dybdekart (1940) zeigt, daß vor Nord-Jaeren der tiefe Trog der Norwegischen Rinne (700 m) an einer Schwelle endet und die Rinnen-Achse mit nur 280 m Tiefe an die Westseite der Norwegischen Rinne abgedrängt wird (Abb. 9). Die 210 m Tiefenlinie zeigt ferner einen nach W vorspringenden Rücken, der mit Tiefen von 250 und 256 m nach N, bis auf die Höhe des Bömlo-Fjordes reicht. Diesem Rücken läuft an der Ostseite eine Rinne (279 und 282 m) parallel. Sie lehnt sich an die Insel Utsira an. Südlich dieser Insel trennt eine zweite Schwelle jene Rinne von einer zweiten, die in die Rinne westlich von Kvitsøy und damit in den Skudenes- und Bokn-Fjord übergeht. Das Bild, das die Tiefenlinien bieten, entspricht dem einer größeren, älteren Eiszunge, die aus dem Gesamtbereich der Niederung des Bokn-Fjord-Komplexes vordrang. Sie zwang den Eisstrom in der Norwegischen Rinne zum Ausweichen, wurde aber von diesem rechtwinklig nach N abgelenkt. Vielleicht zu gleicher Zeit oder später entstand der erwähnte landnahe Rücken als Seitenmoräne eines vereinten Skudenes- und Bokn-Fjord-Eisstromes. Also nicht eine Stirnmoräne, wie UNDA'S (1948) annahm, sondern zu Mittelmoränen gewordene Seitenmoränen kräftiger seitlicher Zuflüsse aus dem Bokn-Fjord dürften die Veränderungen der Bodengestalt der Norwegischen Rinne bedeuten.

Zeitliche Folge des Eisgeschehens

rezent	Plateau-Gletscher nördlich des Boknfjordes randlich ohne Abfluß; vermutlich erst nach der atlantischen Wärmeschwankung entstanden.
Spät- Würm	Ra-Eisvorstoß überformt die randlichen Abflüsse des Inlandeises; Oevre Tyssdal-Trog entstanden.
	Eisvorstoß erzeugt durch Zungen des Inlandeises mit starkem Gefälle die inneren Fjord-Täler wie Sauda-, Sands-, Lyse- und Frafjord sowie untere Tyssdal.
	Lokale Vergletscherungen in heutiger Höhenlage 500—1000 m, überwiegend älter als die oben genannten schmalen Fjordtäler; zugehörige Talgletscher: Yrke-Fj., Vinda-Fj.
Würm- Maximum	Inlandeis in niedrigem Gelände in Meeresnähe bewegungslos abgetaut (Hauge-sund-Landschaft).
	Bokn-Fjord-Eisstrom in Norwegischer Rinne vom dortigen Groß-Gletscher zur Seite gedrängt.
	Jaeren erneut vom Inlandeis bedeckt.
	Jaeren eisfrei und vom Meere bedeckt.
Eem- Warmzeit	Inlandeis quer über die Norwegische Rinne in den Nordsee-Raum vorgedrungen.
	? Lokale Vergletscherungen. Norwegische Rinne zunächst von Treibeis, danach vom Groß-Gletscher erfüllt.
Ausgehende Riß- Vereisung	Marine Abrasion (Jaeren, Karmøy) greift in den rißzeitlichen Fjord hinein.
Riß- Maximum	Bokn-Fjord anscheinend bis Stong und Sjernaøyane vorhanden. Fjordarme waren vermutlich Karmsund und Gandsfjord, fraglich ob als Inlandeis- oder lokale Gletscher. Norwegische Rinne zunächst vom Gletscher, danach von Treibeis erfüllt.
	Inlandeis floß bis in die Niederlande quer über die Norwegische Rinne, falls diese schon vorhanden war.

Die derart gedeutete Formengruppe liegt dort, wo erstmals ein großer Fjord auf die Norwegische Rinne stößt. Zur Seite gedrängte Tröge wie die aufgezeigten, wiederholen sich vor der norwegischen Küste bis dorthin, wo die Norwegische Rinne sich von der Küste trennt (Abb. 10), um dem stärksten Gefälle folgend, den Kontinental-Abfall zu erreichen. Von dort an gegen N verlaufen die untermeerischen glazigenen Rinnen rechtwinklig zur Küste, siehe Bl. V von HOLTEDAHL's Dybdekart (1940).

7. Überblick

Die vorgebrachte erdgeschichtliche Auswertung der Morphologie des Bokn-Fjord-Bereiches ist ein Versuch, also unvollständig. Er zeigt aber, daß auch hier die Formen, im großen gesehen, Einblicke nicht nur in die Entstehung der Fjorde, sondern auch in den Ablauf der nordischen Würm-Vereisung gestatten. Die Untersuchung bezweckt nicht, jenes Gebiet besser als die norwegischen Fachleute zu untersuchen. Vielmehr sollte das Eisgeschehen an der Grenze von Nordsee-Niederung zu norwegischem Gebirgsland soweit wie schon möglich geklärt werden. Was zur gleichen Zeit am Süd- und West-Ufer der Norwegischen Rinne geschah, bleibt späterer Erörterung vorbehalten.

Schrifttum

- AHLMANN, H. W.: Geomorphological studies in Norway. — *Geografiska Annaler*, **1**, 1—148, 193—252, 1919.
- ANDERSEN, Björn G.: Randmorener i Sörvest-Norge. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **14**, 273, Oslo 1954.
- : Sörlandet i sen- og postglacial tid. — *Norges Geol. Undersök.*, **210**, 142 S., 58 Abb., 1 geol. Karte, Oslo 1960.
- : The Quaternary of Norway. — *The Geologic systems: The Quaternary* vol. **1**, 91—138, 23 Abb., New York - London - Sydney Interscience Publishers) 1965.
- : Glacial Geology of Western Troms, North Norway. — *Norges Geol. Undersök.*, **256**, 160 S., 29 Abb., 2 Taf., Oslo 1968.
- FEYLING-HANSEN, R. W.: Skagerak Moräne pa Jaeren. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **19**, 301—317, Oslo 1964.
- : Geologiske observasjoner i Sandnes-området. — *Norges Geol. Undersök.*, **242**, 26—43, 11 Abb., Oslo 1966.
- : Interpleniglacial in Soutwest-Norway. — *Vortragsreferat Deuqua Kiel* 1970.
- FLINT, Richard Foster: *Glacial and Pleistocene Geology*. — New York 1957.
- HEIM, A.: *Geologie der Schweiz I*. — 713 S., 126 Abb., 31 Taf., Leipzig (Tauchnitz) 1919.
- HOLTEDAHL, O.: The submarine relief of the Norwegian coast. — *Norske Videnskaps Akademi*, 7 Karten, Oslo 1940.
- : *Norges Geologi*. — *Norges Geol. Undersök.*, **164**, Oslo 1953.
- HOLTEDAHL und andere: *Geology of Norway*. — *Ebenda*, **208**, Oslo 1960.
- : *Echo-soundings in the Skagerrak*. — *Ebenda*, **223**, 139—160, 7 Abb., 1 Taf., Oslo 1963.
- KLEBELSBERG, R.: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. — 2 Bände, 1044 S., 92 Abb., Wien (Springer) 1948 u. 1949.
- LLIBOUTRY, L.: *Traité de Glaciologie t. 1 u. 2*. Paris 1964/65.
- MANGERUD, J.: Interglacial sediments at Fjösanger, near Bergen. — *Norsk Geol. Tidsskr.*, **50**, 167—181, 10 Abb., Oslo 1970.
- RINGEN, Edv.: Om drumlins og Skagerakmorene pa Karmöy. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **19**, 205—229, Oslo 1964.
- UNDAS, J.: Trekk for Utsiras natur og den sidste Skagerak-bre. — *Stavanger Museum Aarsbok* **1958**, 59.
- Landkart Norges Geografiske Oppmaling
- 1 : 100 000 : Haugesund, Vikedal, Sand, Bokn, Ombo, Jösenfjord, Jaeren, Hunnedalen.
- 1 : 50 000 U.S.Army Karten als Grundlage: Haugesund, Nedstrand, Skudeneshavn, Rennesøy, Stavanger, Höle, Frafjord.
- 1 : 50 000 Flyfotografert: Haukelisaeter, Sauda, Suldalsvatnet, Blaa fjell, Lysekammen.
- 1 : 25 000; 6 Blätter Stavanger Omland.
- Norwegische Seekarten: 205 Ryfylke Fjordene, 15 Bokn Fjord - Sauda, 16 Stavanger - Skudeneshavn, 17 Karmsund, 204 Jaerens Rev - Utsira, 475 Risavika.

Über die Eisrandlagen auf Jaeren habe ich in *Meyniana* **20** 1970 S. 17—22 berichtet. Die Moränen-Rücken nördlich des Figgjo-Baches einschließlich der bogenförmigen, von einer parallel verlaufenden Senke begleiteten Höhenzuges von Gimra werden nach noch nicht veröffentlichten Untersuchungen von norwegischer Seite nicht wie von mir, als Stirnmoränen, sondern als Luv-Moränen-Rücken angesehen (freundliche briefliche Mitteilung von cand. real. OLE PETTER WANGEN). Wenn diese Deutung zutrifft, so ist hier der Morphologe dem Umstand zum Opfer gefallen, daß jüngere Eisrand-Bildungen älteren Stoßseiten-Rücken parallel verlaufen.

Manusk. eingeg. 7. 3. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. Karl Gripp, ord. Professor emer., 24 Lübeck 1, Klosterstraße 22.

Jungquartäre Taleintiefung und Flächenbildung am Wilseder Berg (Lüneburger Heide)

VON KARSTEN GARLEFF, Göttingen und SOTIRIOS N. LEONTARIS, Athen

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Geomorphologische Untersuchungen in der Lüneburger Heide, einer Altmoränenlandschaft im Bereich warthezeitlicher Eisrandlagen in NW-Deutschland, ergaben Hinweise auf Art und Ausmaß der überwiegend periglazialen Umformung des glazigenen Reliefs. Effekte der Umformung sind in Abhängigkeit vom Ausgangsrelief einerseits Talbildung, andererseits Einebnung. Die Taleintiefung bewirkte stellenweise Reliefverstärkung, die Einebnung dagegen Reliefverringerng um 10—15 m. Eine Einebnungsfläche wurde anhand eeminterglazialen Torfes und eines fossilen Bodens sowie mineralischer Sedimente als weichselzeitlich periglaziale Fußfläche datiert. Ihre Entstehung verdankt sie vorwiegend flächenhaften Abflußvorgängen, bei denen Hohlformen aufgefüllt und Kuppen eingeebnet wurden. Die Untersuchung und Kenntnis der periglazialen Umformung kann wichtige Beiträge zur Klärung der Morphogenese der Altmoränengebiete leisten.

Résumé. Au cours des investigations géomorphologiques dans la Lüneburger Heide, une région morainique quaternaire datée de l'époque Warthe en Allemagne Nord-Ouest, on a trouvé des indications aux tendances et aux quantités de la déformation du relief glaciaire. Cette déformation se passe surtout dans un milieu périglaciaire. Les effets les plus importants de la déformation sont d'une part l'élargissement des vallées sur le relief fort, d'autre part un nivellement du relief faible. Cet approfondissement des vallées effectuait un élargissement de l'altitude relative sur certaines parties de 10 à 15 m. Le nivellement du relief faible effectuait au contraire une diminution du relief de 10 à 15 m. On a prouvé le développement d'une plaine comme glacis périglaciaire par des tourbes émiennes, des sols fossils et des sédiments minéraux. Pour son développement les processus du ruissellement étaient d'une grande importance; à la fois par ablation et par dépôt. La connaissance de la déformation périglaciaire peut prendre une place préférée à l'investigation de la morphogenèse des régions morainiques quaternaires.

1. Problemstellung und Untersuchungsgebiet

Forschungen zur Morphogenese treffen in Altmoränengebieten auf Schwierigkeiten, die z. T. durch das schwer erfäßbare Ausmaß der Umgestaltung des glazigenen Reliefs bedingt sind. Diese Umformung, bei der die Reliefenergie verringert, Täler — insbesondere die heutigen Trockentäler — und äolische Kleinformen gebildet sowie geschlossene Hohlformen vernichtet wurden (GRIPP 1924), betrifft zunächst den Kleinformenschatz. Um Hinweise auf die Prozesse der Umformung sowie auf das Ausgangsrelief zu erlangen, wurde der Kleinformenschatz im weiteren Bereich um den Wilseder Berg, einem Ausschnitt aus der nordwestdeutschen Altmoränenlandschaft, untersucht. Das Gebiet gehört zu einem der N—S-streichenden Höhenzüge der nordwestlichen Lüneburger Heide. Der südliche Teil des Höhenzuges, das engere Untersuchungsgebiet (Abb. 1 u. Top. Karte 1 : 25 000 Nr. 2825), wird durch kleinere Rücken und Kuppenreihen mit westöstlichen Richtungen modifiziert. Von den Hochgebieten in 120—170 m NN leiten meist flache Abdachungen zu Flächen in 60—90 m NN über. Am Fuß steilerer Hänge sind Fußflächen eingeschaltet, wie z. B. nördlich des Wilseder Berges. Die Abdachungen sind in Abhängigkeit vom Böschungsgrad unterschiedlich dicht zertalt. Die Täler sind überwiegend Trockentäler. Perennierende Wasserführung ist nur in wenigen größeren Tälern unterhalb 90—115 m NN im Bereich der Bachkerben und Talauen zu beobachten. Außer den genannten sind äolische Kleinformen weit verbreitet. Der Effekt der äolischen Formung ist allerdings so gering, daß er in diesem Zusammenhang nicht näher beschrieben zu werden braucht.

Die größeren Formen werden im diesbezüglichen Schrifttum als Bildungen im Bereich warthezeitlicher Eisrandlagen gedeutet (WOLDSTEDT 1955). Der Verlauf der Eisrandlagen

im einzelnen, ihre stratigraphische Stellung und der Anteil älterer Formen sind jedoch noch umstritten (LÜTTIG 1968).



Abb. 1. Morphographische Karte des Untersuchungsgebietes. (Die Profillinien 1—23 zwischen Wümmetal und Heinköppental sind randparallel um 7 mm nach rechts verschoben.)

2. Das Haverbecke-Tal

Ein Beispiel für die Zertalung ist das Haverbecke-Tal, das vom Wilseder Berg S-förmig nach W und S zieht und westlich Niederhaverbeck auf der Fläche des Wintermoorer Sanders ausläuft. Das Talsystem der Haverbecke weist in Grundriß, Dichte und Ausbildung

auf Abhängigkeiten von vorgegebenen Reliefverhältnissen hin: Die stärker geneigten Abdachungen sind von zahlreichen meist gestreckten und stark verästelten Kerb- und Sohlentälchen zerfurcht, deren Querprofil meist regelhaften Wandel von flachen Einzugsmulden über Kerbtalstrecken zu Sohlentälern zeigt. Zwischen Sohle und Hang sind häufig Übergangsböschungen eingeschaltet, die durch humoses Schwemm-Material gebildet werden. Im Bereich geringer Reliefenergie treten dagegen ausschließlich flache Muldentälchen auf. Weite Verbreitung haben asymmetrische Talstrecken. Nach Ausbildung und Verteilung entspricht diese Talasymmetrie den klimatisch bedingten primären und sekundären Asymmetrien POSER's (1947).

Formen und Verteilung der Tälchen des Haverbecke-Talsystems entsprechen den Verhältnissen „reifzertalter Altmoränenlandschaften“, wie sie z. B. von GRIPP (1924), J. HAGEDORN (1964) u. a. beschrieben wurden. Sie gleichen damit in vielen Merkmalen den Tälern rezenter Periglazialgebiete (POSER 1936). Dementsprechend können die Täler als vorzeitliche Bildungen unter periglazialen Bedingungen gedeutet werden. In diese Vorzeitformen sind Bachkerben, Talauen und steilhängige trockene Erosionsrisse deutlich als jüngere Bildungen eingeschnitten.

An den Talhängen treten häufig sowohl einfache Hangknicke als auch deutlich ausgebildete Terrassen auf (Abb. 1 u. 2, Profile 1—22). Sie können zwanglos miteinander verknüpft werden und belegen 5 Stadien der Talentwicklung (a—e in Abb. 2). Die unteren Stadien sind durch ihre Beziehungen zu Akkumulationsmassen gekennzeichnet. So ist die



Talaua (e) in weiten Teilen eine holozäne Aufschüttungssohle, die auf bis zu 3—4 m mächtigen sandig-humosen Sedimenten mit Torfeinschaltungen liegt. Diese holozänen Sedimente sind zu einem geringen Teil durch anthropogene Maßnahmen entstanden, wie besonders an den Rändern der Talaua zu erkennen ist. Ein nicht genauer abschätzbarer Anteil dürfte durch anthropogene Veränderungen der Abtragungsbedingungen im Einzugsgebiet in das Tal und zur Ablagerung gekommen sein. Über den Beginn der Sedimentation liegen keine Anhaltspunkte vor, da Datierungen von Sedimenten aus den untersten Partien der Talfüllung noch ausstehen.

Die holozäne Talfüllung liegt in einem Tal (d), das in die älteren, weithin von einer windkanterführenden Steinsohle überzogenen Terrassen und Hänge eingeschnitten ist. Die Steinsohle ist nach eigenen Beobachtungen und zahlreichen Untersuchungen (J. HAGEDORN 1964) eine hoch- bis spätglaziale Oberflächenbildung. Demnach muß die Zerschneidung des Talstadiums c spätglazial oder später erfolgt sein. Die Parallelisierung dieser Einschnidung mit der spätglazialen Erosionsphase in den großen Tälern des nordwestdeutschen Tieflandes liegt nahe. Rückwirkungen der glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen, wie sie in diesen Tälern nachgewiesen wurden (WOLDSTEDT 1955), können dagegen aufgrund des Konvergierens der Talböden und Terrassen auf der Fläche des Wintermoorer Sanders als der lokalen Erosionsbasis für diese und frühere Phasen ausgeschlossen werden. Demnach müssen sowohl die Erosionsphasen als auch die Akkumulationsphase hier im Gegensatz zu der von ROHDENBURG (1968) vertretenen Auffassung auf klimatisch und evtl. teilweise anthropogen gesteuerten Veränderungen der Abtragungs- und Transportverhältnisse beruhen.

Von den älteren Talstadien ist das der Trockentalböden bzw. unteren Terrasse (c) durch Vergleich mit den Verhältnissen benachbarter Gebiete (J. HAGEDORN 1964), durch die Verknüpfung mit der Steinsohle und durch Beobachtungen auf der Fußfläche nördlich des Wilseder Berges als weichselzeitlich zu datieren.

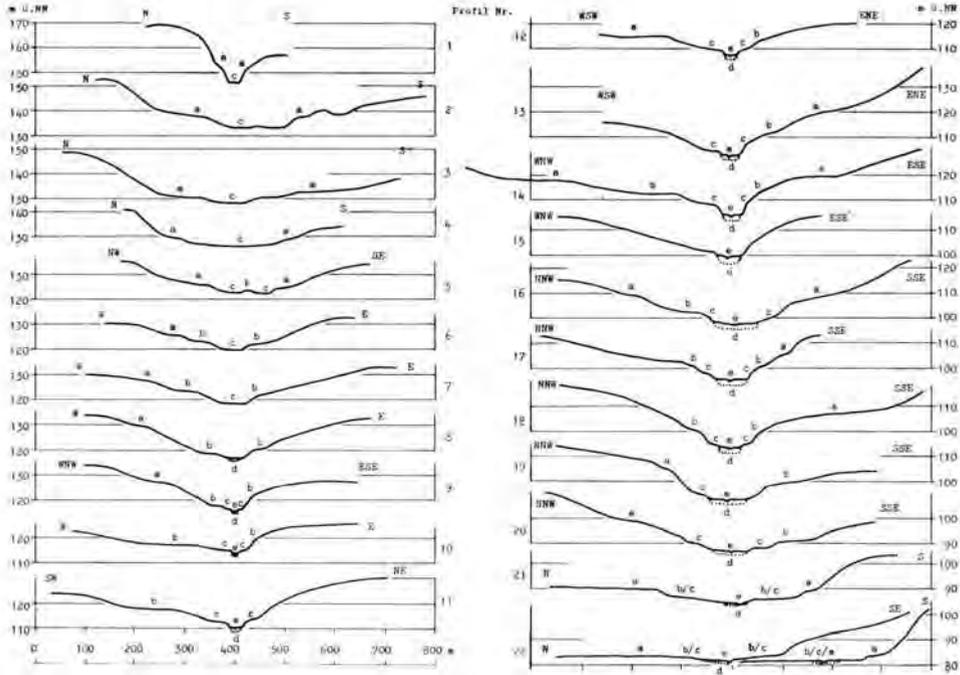


Abb. 2. Profile durch das Haverbecke-Tal, 5fach überhöht.

Die Reste des Talstadiums a sind mit einer Fußfläche südlich des Wilseder Berges, d. h. am distalen Rand warthezeitlicher Endmoränen, verknüpft. Danach könnte dieses Stadium eine warthezeitliche glazifluviale Abflußbahn gewesen sein, die in Schwemmfächern vor dem Eisrand wurzelnd über einen kleinen Rinnensander zum Wintermoorer Sander führte. Diese Datierung wird gestützt durch Beobachtungen im Heide-Tal. Hier liegt eine beckenartige Erweiterung des Talgrundes einige Meter tiefer als die Reste des Stadiums a im anschließenden Teil des Haverbecke-Tales. Die Erweiterung ist über einer stellenweise mehr als 10 m mächtigen Folge von Beckensedimenten, schluffigen Feinsanden mit dunklen Lehmabändern, ausgebildet, die vermutlich in einem glazigenen Becken zwischen Stadtberg und Oberhaverbecker Rücken abgelagert wurde. Die relative Höhenlage der Beckensedimente zum Talstadium a im Haverbecke-Tal deutet darauf hin, daß z. Z. des vermuteten glazifluvialen Abflusses das Becken noch nicht vorhanden, bzw. noch durch Toteis ausgefüllt war. Das Becken kann nach Höhenlage und Verknüpfungsmöglichkeit mit den Resten des Talstadiums b erst während und nach dessen Entstehung aufgefüllt worden sein. Daraus ergibt sich für das Talstadium b ein spätwarthezeitliches Alter.

Die Befunde zeigen, daß auch in kleinen Talsystemen im Bereich warthezeitlicher Moränen ein mehrphasiger Entwicklungsgang zu erkennen ist. Die Taleintiefung erfolgte phasenhaft und ist aus den Resten der Erosionssohlen und der zugehörigen Hänge zu rekonstruieren. Sie bewirkte im mittleren Teil des Talsystems Reliefverstärkung um 10—15 m. Die jüngste, holozäne Formung führte dagegen streckenweise zu geringer Aufhöhung des

Talbodens. Die Formungsphasen sind vorwiegend durch klimatisch gesteuerte Veränderungen der Abtragungs- und Transportbedingungen verursacht. Dabei wurden in Abhängigkeit von Belastung und Abflußregime verschiedene Längsgefällskurven ausgebildet, die sich in der unterschiedlichen Höhendifferenz der Talbodenreste im Verlauf des Tales zu erkennen geben.

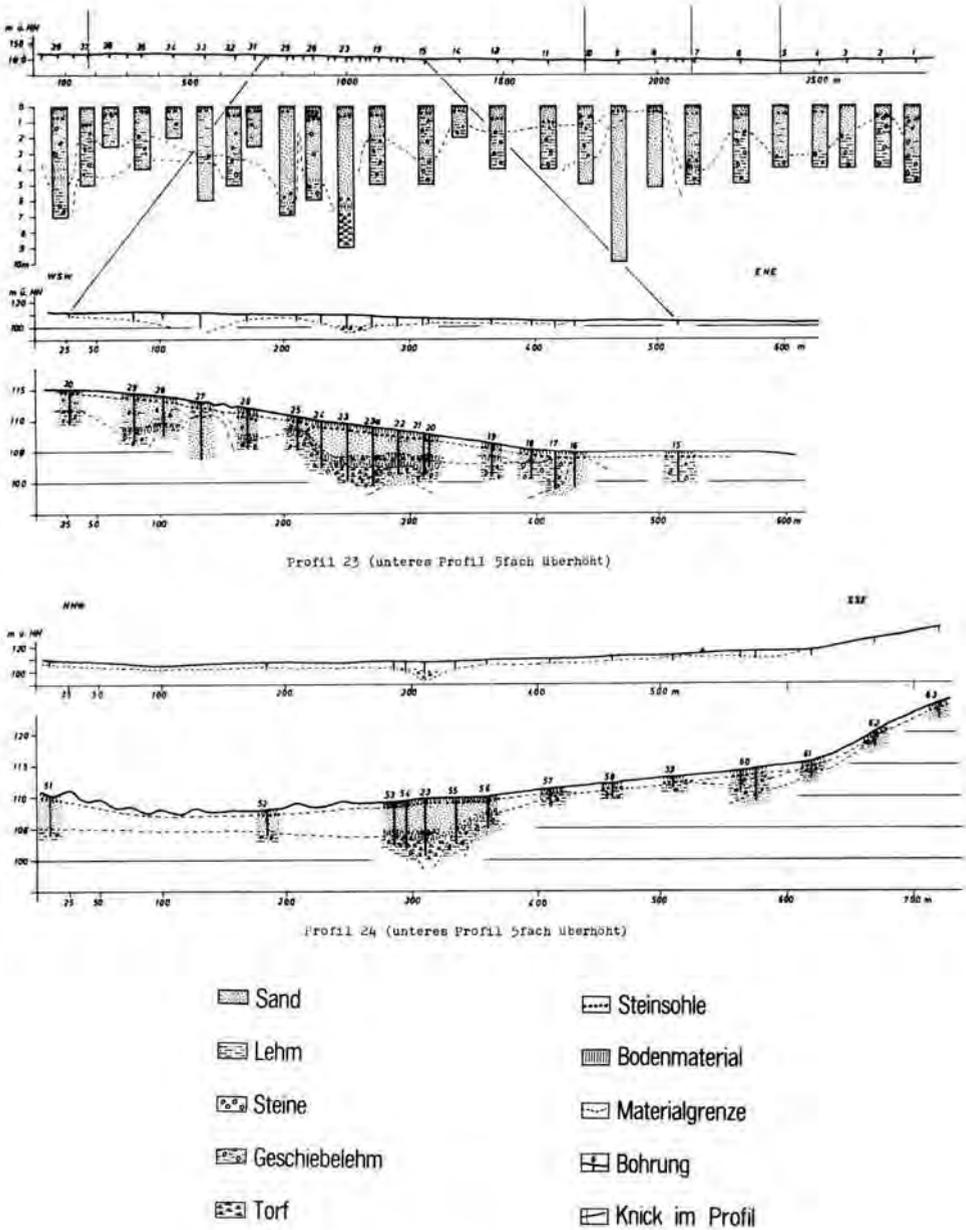


Abb. 3. Fußfläche nördlich des Wilseder Berges.

3. Die Flußfläche nördlich des Wilseder Berges

Der N-Hang des Wilseder Berges fällt mit Hangneigungen um und über 10° 20—50 m zu einer stellenweise dünenüberlagerten Fußfläche ab. Er wird von Trockentälern gegliedert, die nach wenigen Hundert Metern Laufstrecke auf der Fußfläche enden. Diese gewinnt im NW Anschluß an das obere Seeve-Tal, im NE und E an Seitentäler des Aue-Radenbach-Talsystems.

Die Fußfläche (Abb. 1 u. 3, Profile 23 u. 24) ist weithin von 0,2—0,6 m mächtigem Flugsand bedeckt, der einer windkanterführenden Steinsohle aufliegt und im Bereich der Dünen stellenweise mehr als 5 m Mächtigkeit erreicht. Gelegentlich enthält der Flugsand überwehte Böden oder deren Reste. Die Steinsohle im Liegenden des Flugsandes bedeckt meist einen unterschiedlich sandigen Geschiebelehm oder eine lehmige Solifluktsdecke. Diese Schicht wurde in wechselnder Tiefe und Mächtigkeit in weiten Teilen der Fußfläche festgestellt. Sie liegt auf Mittel- und Grobsanden. Der Geschiebelehm ist nach geschiebestatistischen Untersuchungen LÜTTIG's (frdl. mdl. Mitt.) warthezeitlich. Er keilt am Hang des Wilseder Berges sowie an zahlreichen Stellen der Fußfläche aus. Hier wird er vertreten durch steinführenden Sand oder lediglich durch die Steinsohle. In der Umgebung derartiger Stellen konnten vereinzelt Steinanreicherungen bis über 1 m Mächtigkeit festgestellt werden, die offenbar durch Umlagerung und selektive Abtragung aus dem Geschiebelehm hervorgegangen sind. Stellenweise taucht die Geschiebelehmoberfläche ab und wird von schluffigen Fein- und Mittelsanden überlagert, die in ihren unteren Partien häufig umgelagerte Bodenreste enthalten. Im Bereich ihrer Tieflagen trägt die Geschiebelehmoberfläche meist einen Boden oder dessen Reste, gelegentlich auch eine geringmächtige Torfschicht. In einer etwa 30 x 50 m weiten Hohlform in der Geschiebelehmoberfläche wurde über 2,5 m mächtiger Torf erbohrt, der von verschwemmtem Bodenmaterial, einem Torfband sowie etwa 6 m Schwemmsanden unter Steinsohle und Flugsandhaut überlagert war. Der Pollengehalt des Torfes repräsentiert den Ausgang einer Warmzeit von der Eichenmischwaldphase bis zum Vorherrschen der Nichtbaumpollen. *Taxus*- und insbesondere reichlich *Carpinus*-Pollen sowie der Mangel an *Fagus*-Pollen kennzeichnen den Torf als eemzeitlich. Er ist randlich mit dem Boden an der Oberfläche des Geschiebelehms verknüpft, so daß dieser ebenfalls als eemzeitlich zu datieren ist.

Die Schichtenfolge im Bereich der Fußfläche gestattet die Rekonstruktion der Morphogenese. Danach handelte es sich zunächst um ein warthezeitliches Grundmoränengebiet mit Kuppen und Söllen. Während der Eemwarmzeit entwickelte sich an der Oberfläche ein Boden, in den Hohlformen wurde organogenes Sediment abgesetzt. In der Weichselkaltzeit wurde Material von den Hängen und Kuppen abgetragen und z. T. in den Senken abgelagert. Dabei war nach Ausweis der korrelierten Sedimente vorwiegend flächenhafte Verschwemmung wirksam. Das im Bereich der Fußfläche sedimentierte Material wurde teilweise durch die Täler herantransportiert. Dieser Transport hat sich am Fuß der steileren Abdachung offenbar flächenhaft ausgeweitet. Dabei wurden kleinere Kuppen unterschritten und bis ins Niveau der Schwemmebene abgetragen. Erst nach teilweisem Verlust der Schuttlast trat erneut linienhafter Abfluß und Abtragung ein, entsprechend den Vorgängen, die DEGE (1938) in rezenten, LEHMANN (1948) in vorzeitlichen Periglazialgebieten erschlossen. Nach Ausbildung der Schwemmebene wurde durch Solifluktion in Verbindung mit flächenhafter aquatischer und äolischer Formung ein steinführender Schutt bzw. die Steinsohle abgelagert. Schließlich wurde diese Schicht von Flugsand überdeckt, der stellenweise während des Holozäns nochmals umgelagert wurde.

Die Befunde lassen wesentliche Veränderungen des Reliefs im Bereich der N-Abdachung des Wilseder Berges unter periglazialen Bedingungen erkennen. Auf den höheren Geländeteilen herrschte Abtragung, in den tiefergelegenen Sedimentation, die zur Ausbil-

dung einer Schwemmebene führte, wobei kleinere Kuppen abgetragen und in die Fläche einbezogen wurden. Aus der Abschätzung des abgelagerten Materials einerseits, des Einzugsareals andererseits ergeben sich Anhaltspunkte für die Beurteilung der Reliefverringering. Dabei wurde berücksichtigt, daß nur ein Teil des abgetragenen Materials im Bereich der Fußfläche abgelagert wurde. Danach sind die Senken stellenweise um mehr als 5 m aufgehöhht, die Höhen um durchschnittlich 5—10 m erniedrigt worden. Die Verringerung der Höhenspanne zwischen dem Wilseder Berg und seinem nördlichen Vorland beträgt demnach seit der Eemwarmzeit 10—15 m. Ähnliche Werte ermittelten GRIFF (1939) und J. HAGEDORN (1965) in anderen Bereichen des Altmoränengebietes.

4. Tendenzen periglazialer Reliefentwicklung in Lockermaterial und ihre Bedeutung für die geomorphologische Forschung in Altmoränengebieten

Die Beispiele lassen unterschiedliche Tendenzen der Umformung des glazigenen Ausgangsreliefs erkennen. Diese überwiegend periglaziale Umformung bewirkte einerseits Talbildung im Bereich der Abdachungen und Hauptabflußbahnen, andererseits Einebnung in Bereichen primär flacheren Reliefs. Der Ausgleich der Höhenunterschiede des glazigenen Reliefs scheint angesichts der ausgedehnten Flachrelief-Bereiche in Altmoränengebieten weit verbreitet gewesen zu sein. Durch die periglaziale Einebnung entstanden Flächen, deren Gefälle unter den Grenzwerten der Solifluktion liegt (BÜDEL 1937). Diese weitgehende Einebnung wurde im wesentlichen durch flächenhafte Abspülung bewirkt. Flächenhafte Abflußvorgänge waren offenbar am Fuße steilerer Abdachungen begünstigt und schufen hier Fußflächen unter periglazialen Bedingungen. Derartige pleistozäne Fußflächenbildung oder zumindest -erhaltung wurde bereits mehrfach aus Bereichen pleistozänen Lockermaterials und gering resistenter älterer Gesteine beschrieben (MENSCHING 1960, ROTNICKI 1964, CZUDEK & DEMEK 1970), doch konnte sie bisher nur selten exakt datiert werden. Durch den Nachweis jungpleistozäner Fußflächenbildung werden Hinweise auf Formungskonvergenzen zwischen periglazialen und semiariden bis ariden Bedingungen (MORTENSEN 1930, DYLIK 1957) gestützt.

Die Umformung des glazigenen Reliefs verlief im Bereich des untersuchten Altmoränengebietes in verschiedenen Phasen mit wechselnder Dominanz einzelner Prozesse. Ihre Differenzierung und Aufeinanderfolge ist allerdings hier noch nicht so weit zu erschließen, wie in anderen Bereichen (DYLIK 1961, SEMMEL 1968). So konnte lediglich der Wechsel kalt- und warmzeitlicher Formung in den Tälern und die Abfolge des Vorherrschens aquatischer, solifluidaler und äolischer Formung auf der Fläche nachgewiesen werden.

Die Untersuchung der Kleinformen im Bereich der Altmoränen gibt sowohl Hinweise auf die Vorgänge und Tendenzen der überwiegend periglazialen Umformung als auch Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des glazigenen Ausgangsreliefs. Die Analyse der Täler ist besonders aufschlußreich. Sie führt zu einer Differenzierung in — meist kleine — Täler, die in gestrecktem Verlauf vorgegebenen Abdachungen folgen, und größere Täler, die unter Benutzung der Rinnen und Senken des Ausgangsreliefs in unregelmäßigen Windungen verlaufen. Diese Differenzierung und die Untersuchung der Täler hinsichtlich älterer Stadien ihrer Entwicklung lassen Schlüsse auf glazigene oder glazifluviale Formen sowie ihre z. T. kleinräumigen Altersdifferenzen zu, wie am Beispiel des Haverbecke- und Heide-Tales gezeigt wurde.

Untersuchung und Kenntnis der flächenhaften periglazialen Formung, insbesondere der flächenhaften Abtragung der Hochlagen, können zur Deutung und Datierung der Großformen beitragen. Bei Berücksichtigung der flächenhaften Erniedrigung der Höhen um 5—10 m und der mittleren Mächtigkeit der warthezeitlichen Grundmoräne in diesem Gebiet von 2—3 m ist damit zu rechnen, daß im Bereich der Hochlagen flächenhaft das

Liegende dieser Grundmoräne zutage ansteht. Dementsprechend können die Befunde HESEMANN's (1939), LÜTTIG's (1958) und K. RICHTER's (1959), nach denen als warthezeitliche Endmoränen angesehene Höhenzüge des Untersuchungsgebietes drenthezeitliches Geschiebeinventar aufweisen, dahingehend interpretiert werden, daß diese Höhen präwarthezeitlich angelegte Sockel enthalten, die warthezeitlich nur oberflächlich überformt wurden.

Schriften

- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. — Petermanns geogr. Mitt. Ergh., **229**, 5—71, Gotha 1937.
- CZUDEK, T. & DEMEK, J.: Pleistocene Cryopedimentation in Czechoslovakia. — Acta geogr. Univ. lodz., **24**, 101—108, Lódz 1970.
- DEGE, W.: Geomorphologische Forschungen im nördlichen Andréeland. — Diss. Münster 1938.
- DYLIK, J.: Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semiarid climatic conditions. — Biul. peryglac., **5**, 175—186, Lódz 1957.
- : Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Lódz. — Biul. peryglac., **10**, 57—74, Lódz 1961.
- GRIPP, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg, **36**, 159—245, Hamburg 1924.
- : Der Oberflächenabtrag im Alt-Diluvium und seine Bedeutung für das Vorkommen paläolithischer Funde. — Offa, **4**, 59—82, Neumünster 1939.
- HAGEDORN, J.: Geomorphologie des Uelzener Beckens. — Göttinger geogr. Abh., **31**, Göttingen 1964.
- : Die Umgestaltung des glazigenen Reliefs der norddeutschen Altmoränengebiete am Beispiel des Uelzener Beckens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**, 116—120, Öhringen 1965.
- HESEMANN, J.: Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. — Abh. naturw. Ver. Bremen, **31**, 247—319, Bremen 1939.
- LEHMANN, H.: Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. — Erdkunde, **2**, 69—72, Bonn 1948.
- LÜTTIG, G.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — Geol. Jb., **75**, 361—418, Hannover 1958.
- : Möglichkeiten der Endmoränen-Verknüpfung im Gebiet zwischen Aller und Elbe. — Mitt. geol. Institut Techn. Univ. Hannover, **8**, 66—72, Hannover 1968.
- MENSCHING, H.: Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. — Würzburger geogr. Arb., **7**, Würzburg 1960.
- MORTENSEN, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen. — Petermanns geogr. Mitt. Ergh., **209**, 147—156, Gotha 1930.
- POSER, H.: Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. — Z. Gletscherk., **24**, 43—98, Berlin 1936.
- : Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. — Naturwissenschaften, **34**, 10—18, Berlin 1947.
- RICHTER, K.: Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. — Geol. Jb., **76**, 223—234, Hannover 1959.
- ROHDENBURG, H.: Zur Deutung der quartären Taleintiefung in Mitteleuropa. — Die Erde, **99**, 297—304, Berlin 1968.
- ROTNIKI, K.: Periglacial pediments and equiplanation surfaces in the Ostrzeszow Hills (push end moraine of the Warta stage). — Rep. VI. th. Internat. Congr. Quaternary, Warsaw 1961, **IV**, 139—142, Lódz 1964.
- SEMMELE, A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter Geogr. Hefte, **45**, Frankfurt 1968.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 2. Aufl., Stuttgart 1955.

Manusk. eingeg.: 9. 8. 1971.

Anschriften der Verf.: Dr. Karsten Garleff, Geogr. Institut, 34 Göttingen, Herzberger Landstr. 2;
Dr. Sotirios N. Leontaris, Geomorphologisch-Tektonisches Institut der Universität Athen, Hippokratousstr. 33,

Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung im Quartär

Von LIBUŠE SMOLÍKOVÁ, Prag

Mit 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung. Der Übersichtsaufsatz soll den gegenwärtigen Stand der Quartärpedologie in Mitteleuropa besprechen, auf die Voraussetzungen, die zu erfüllen sind, aufmerksam machen sowie die Möglichkeiten erörtern, die der Paläopedologie im Rahmen der Quartärforschung zur Verfügung stehen.

Im methodischen Teil werden die Ergebnisse der klassischen analytischen Bodenkunde und der Bodenmikromorphologie einander vergleichend gegenübergestellt und die Bedeutung der mikromorphologischen Methoden für die Paläopedologie hervorgehoben. Erst aus der engsten Verknüpfung eines vollentfalteten naturwissenschaftlichen Bodensystems mit der Mikromorphologie sowie Sedimentologie ergibt sich eine Vollaussnützung der Bodenbildungen für die Zwecke der Quartärforschung.

Im Kapitel über die Stellung der Böden im quartären klimabedingten Sedimentationszyklus werden die einzelnen Hauptphasen der Bodenbildung erörtert, von denen auch die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden können.

Die Entstehungsdynamik bestimmter Formen der Bodenerhaltung, die Charakteristik von ruhigen und gestörten Lagen sowie weitere verwandte Erscheinungen werden im Kapitel über das Verhältnis der Bodenbildung zur Abtragung und Sedimentation besprochen. Im folgenden Abschnitt, der den paläopedologischen Provinzen gewidmet ist, werden die Probleme der horizontalen und vertikalen Zonengliederung und die Bodenbildungsfazies sowie die Fragen des heutigen Standes der Bodenbildung und die substratbedingten Fazies erörtert. Aus der Tatsache, daß die Böden weit verbreitete Zeugen bestimmter Standortverhältnisse darstellen, geht schließlich ihre hohe landschafts- und klimageschichtliche Bedeutung hervor.

Aus der vorliegenden Übersicht ist ersichtlich, welche bedeutsame Rolle den Böden bei der Erforschung der jüngsten geologischen Vergangenheit zukommt. Unter Voraussetzung, daß die erörterten Richtlinien eingehalten und die paläopedologischen Ergebnisse mit denjenigen anderer Quartärdisziplinen kritisch verglichen werden, wird die Paläopedologie nicht nur zu einer der Hauptmethoden der Quartärforschung, sondern wird auch selbst feste naturwissenschaftliche Grundlagen gewinnen, die ihr oft noch fehlen.

Summary. The object of the paper is to describe the present-day level of Quaternary pedology in Central Europe, to focus attention to the disciplines that have to be followed, and to evaluate the possibilities of the paleopedology during the investigation of the Quaternary.

The methodical part offers a brief critical comparison of classical pedology with soil micromorphology and underlines the importance of a micromorphological method for fossil soils. It is only through the joint study of fully developed system of soils based on a broad knowledge of natural science, with soil micromorphology and sedimentology, that the soils can be used in the Quaternary research.

In the chapter dealing with the position of soils in the Quaternary climatic-sedimentary cycle, individual phases of the main soil formation are described and principal laws issuing from them are cited.

The principles of the origin of various forms of soil conservation, the discernment of quiet and disturbed positions etc. are the prime subject of the chapter devoted to the relation of soils to erosion and accumulation. The problems of vertical and horizontal zoning, of the facies of soil development — an analog of the present-day state, and of the facies conditioned by the substratum, are treated in the chapter on paleopedological provinces.

The paleogeographical, paleoclimatic and stratigraphic importance of the soils is well evident from the fact that they are the most widely distributed witnesses of certain site conditions.

The outline given reveals a far-reaching importance of soils for the knowledge of the youngest geological past. If the phenomena quoted are studied, and the results obtained are correlated with the knowledge obtained in other scientific branches, the pedology will become one the principal investigation methods of the Quaternary and will acquire the frequently lacking broad base of natural sciences.

Einleitung

Vom Gesichtspunkt der Quartärforschung aus sind die Bodenbildungen von außerordentlicher Bedeutung. Sie stellen nicht nur deutliche stratigraphische Trennhorizonte, sondern auch Standortsanzeiger dar, die bestimmte Klimaverhältnisse kennzeichnen. Demgemäß kommt der Pedologie bzw. der Paläopedologie eine bedeutsame Rolle in der Quartärgeologie zu.

Die Ausnutzung der bodenkundlichen Ergebnisse für quartärgeologische Zwecke ist recht vielseitig mannigfaltig, konnte allerdings bisher nicht voll zur Geltung kommen, da die theoretischen Grundlagen bis in die letzte Zeit hinein unzureichend blieben. Mit den Bodenbildungen befassen sich viele Quartärforscher, die oft über keine tieferen pedologischen Kenntnisse verfügen, was oft falsche und zuweilen widersprüchliche Ausdeutungen zur Folge hat, die ein Erkennen von Gesetzmäßigkeiten der Bodenbildungsvorgänge im Quartär sehr erschweren.

Um solche Fehlvorstellungen zu beseitigen, muß man bei der paläopedologischen Untersuchung folgende Kriterien berücksichtigen:

1. Ein vollständig bearbeitetes System von rezenten Böden (KUBIĚNA 1953, MÜCKENHAUSEN 1962), das sämtliche Bodenbildungen in allen Entwicklungsstufen umfaßt und eine Feingliederung ermöglicht, die die in der land- und forstwirtschaftlichen bodenkundlichen Praxis angewendeten Systeme meist nicht bieten können.

2. Beachtung der gegenseitigen Beziehungen zwischen der Bodenbildung und dem geologischen Geschehen.

3. Stellung der Böden im Rahmen der gesamten Geobiozönose.

4. Anwendung derartiger Methodik, die imstande ist, solche Merkmale zu erfassen, auf die sich die Quartärbodenkunde stützen kann.

Aus den angeführten Punkten ergibt sich, daß paläopedologische Untersuchungen in vielen Fällen auf außerordentlich komplizierte Probleme stoßen. Es ist daher kein Wunder, daß vor allem in älteren Schriften recht einseitige Gesichtspunkte zu finden sind; die Beschreibungen der Böden werden oft sehr vereinfacht; zuweilen sind es nur volkstümliche Bezeichnungen, z. B. Tabakzonen, Laimenzonen, limon fendillé usw. (vgl. LAUTRIDOU 1969); wesentliche Merkmale finden dabei oft kaum Beachtung (z. B. verschiedene Typen der braungefärbten Böden werden nicht unterschieden), während andere überschätzt werden (z. B. die auffallend dunkle Farbe der Tschernoseme). In anderen Fällen kommt es zu Verwechslungen sekundärer Bodenderivate mit autochthonen Böden usw. Aus diesen Gründen ist es kaum möglich, die Beschreibungen in vielen älteren Schriften kritisch auszuwerten.

Mein Aufsatz hat sich deshalb zum Ziel gesetzt, den gegenwärtigen Stand der Quartärbodenforschung in Mitteleuropa zu besprechen, auf die notwendigen Voraussetzungen aufmerksam zu machen und die Möglichkeiten zu würdigen, die der Paläopedologie heute zur Verfügung stehen.

Methodische Voraussetzungen

Eine Bodenuntersuchung ist nicht isoliert durchzuführen, da sie in den Rahmen der quartärgeologischen Untersuchungen gehört.

Die Geländeuntersuchung. Bei jeder Bodenbildung sind ihre Lagerungsverhältnisse und Ausbildung im Bereiche des gesamten Aufschlusses sowie ihre Beziehungen zum Relief zu beachten. Nur auf diese Weise kann man z. B. die sekundären Umprägungen und Störungen erkennen sowie die Abschnitte begrenzen, in denen Bodenderivate akkumuliert sind. Aus der Durchverfolgung der Bodenhorizonte ergibt sich auch eine

richtige Auswertung vom Standpunkt der Polygenese aus; man kann z. B. das Verhältnis der reliefbedingten Bodenkomplexe und der entsprechenden polygenetischen Bodenbildungen erkennen. Außerdem müssen die stratigraphischen Beziehungen der Böden und deren Derivate, d. h. die Aufeinanderfolge der Böden und Bodensedimente sowie die Bildung von gesetzmäßig aufgebauten Bodenkomplexen berücksichtigt werden. Schließlich soll der eventuelle Fossilgehalt der Böden und die Formen der biologischen Perstruktion (Wühl- und Wurmgänge, Wurzelbahnen usw.) aufgenommen werden.

Die Laboruntersuchungen. Die Probenentnahme wird auf die Ergebnisse der vorangehenden Profiluntersuchung gestützt. Soll eine Laboruntersuchung von Erfolg gekrönt sein, so muß sie das Totalbild des Bodens sowie die Spuren einer maximalen Zahl von Bodenbildungsvorgängen erfassen, die den Boden in verschiedenen, d. h. auch längst vergangenen Entwicklungsphasen beeinflußt haben. Die älteren üblichen Methoden der physikalischen und chemischen Bodenuntersuchung stellten sich in dieser Hinsicht als allzu analytisch heraus. Die Ergebnisse, die sich nur auf einzelne, oft sehr spezielle Merkmale beziehen, sowie eine Synthese, die sich auf solche Einzelmerkmale stützt, sind von geringerem Wert, als eine Untersuchung, die das Gesamtbild der Bodenentwicklung erfaßt und die einzelnen Stufen der Bodenbildung in voller Variationsbreite sowie in Beziehung zu den Standortbedingungen erkennen läßt. Bestimmte Bodenformen sollen erfaßt werden, auch wenn sie nur in Resten vorhanden und mit Fragmenten anderer Bodenbildungen vermischt sind. Die Auswahl der analytischen Methoden muß dabei dem Charakter der einzelnen untersuchten Objekte entsprechen. Unentbehrlich bleibt jedenfalls die Bodenmikromorphologie, da nur sie imstande ist, das Gesamtbild des Bodens zu erfassen.

Ferner sei beachtet, daß eine vollständige Abfolge fossiler Bodenbildungen in den quartären Sedimentkomplexen praktisch nirgends erhalten ist. Eine gewisse Ausnahme stellen lediglich die Lößserien der Trockengebiete dar, die nicht nur das vollkommenste Bild der zyklischen Entwicklung bieten, sondern auch annähernd die gesamte Zeitfolge erfassen können. Der Löß ist hierbei als ideales Ausgangsmaterial zu betrachten, da er auf großen Flächen und in verschiedenen Zeitabschnitten eine sehr einheitliche Ausbildung aufweist, abgesehen davon, daß er als Sedimentdecke die alten Bodenbildungen ausgezeichnet konservieren kann. Alb Substrat reagiert der Löß sehr empfindlich auf alle Veränderungen des Klimas und der Vegetation, so daß er selbst die geringsten Schwankungen in Form von schwach ausgebildeten Böden erkennen läßt (KUBIĚNA 1956a).

So bietet die Untersuchung von fossilen Böden innerhalb der Lößserien folgende Vorteile:

1. Möglichkeit eines Vergleichs von verschiedenen Böden aus einem relativ einheitlichen Substrat.
2. Die Böden sind in ganzen Komplexen vorhanden, so daß verschiedene Bodentypen und -varietäten an einem Punkt untersucht werden können.

I. Position der Böden im Rahmen der klimabedingten Sedimentationszyklen des Quartärs

Die Quartärablagerungen, Böden und Abtragungsniveaus bilden gesetzmäßige Aufeinanderfolgen, die sich nach den periodischen Klimaschwankungen zyklisch wiederholen. Dieser Wandel, auf den sich die meisten Systeme der Quartärstratigraphie mehr oder weniger stützen, wird als klimabedingter Sedimentationszyklus bezeichnet. Den Böden kommt dabei eine bedeutende Rolle zu, und zwar sowohl was die stratigraphischen als auch die standortsgeschichtlichen Aspekte anbelangt, da auf Grund der Bodenbildungen die Umweltbedingungen in bestimmten Zeitabschnitten rekonstruiert werden können (BRONGER 1966, 1969, FEDOROFF 1969). Im einzelnen können die Verhältnisse recht kom-

pliziert sein, was darauf zurückgeht, daß die Zyklen I. Ranges noch in Teilzyklen II. Ranges zerfallen, deren Phasen weniger ausgeprägt sind (vgl. KUKLA 1961a).

Das vollständige Bild der zyklischen Entwicklung bieten die Lößserien der Trockenlandschaften Mitteleuropas, in denen fast die gesamte Zeitfolge durch Sedimente und Bodenbildungen vertreten ist. Im Vergleich dazu sind die übrigen Sedimentserien nur fragmentarisch entwickelt, was sowohl ihre flächenmäßige Verbreitung als auch die Vertretung der einzelnen Zeitabschnitte betrifft (vgl. z. B. die Binnenwasserkalke, Flußterrassen oder Höhlenausfüllungen). Aus der beigefügten Übersichtstabelle, die den Sedimentations- und Bodenbildungszyklus der Lößserien im Raume der mitteleuropäischen Trockenlandschaften darstellt, ist ersichtlich, daß vom paläopedologischen Gesichtspunkt aus den Phasen 2 und 3 die Hauptrolle zukommt (KUKLA 1961a, ZAGWIJN & PAEPE 1969). Sie sind, wie auch die übrigen Phasen kürzlich in einem anderen Zusammenhang näher dargestellt (SMOLÍKOVÁ 1972, im Druck); der notwendigen Kürze wegen muß auf diese Publikation verwiesen werden. Die Tabelle 1 vermag nur einen sehr gerafften Überblick über die komplizierten Sedimentations- und bodenbildenden Vorgänge zu vermitteln.

Tabelle 1
Sedimentations- und Bodenbildungszyklus der Lößserien

Phase	Sedimentation	Bodenbildung
6	Lößbildung — andere Sedimentations- bzw. Bodenbildungsvorgänge sehr beschränkt	Löß-Rohboden — Verlössung (oblössovanie, loessification)
5	Abspülungssedimentation, die rhythmisch in die allmählich zunehmende äolische (Löß-) Sedimentation übergeht und zuweilen durch Solifluktion unterbrochen wird (Lehmbröckelsande) Intensive Akkumulation humoser Bodensedimente	Allmählicher Übergang zum Löß; in kürzeren Ruhepausen Entstehung von schwach ausgebildeten Böden der Tschernosemreihe
4	Kurzfristige äolische Sedimentation („Marker“)	Unterbrechung der Bodenbildung; Ausklingen der Wurmtätigkeit
3	Mäßige Sedimentation (vor allem Hangablagerungen, nur selten etwas Löß) — mehrfacher Phasenwandel von ruhigen Abschnitten und stärkerer Hangsedimentation	Tschernoseme unter Grassteppe (trockenes und relativ kühles Binnenklima); periodische Verlössung in kalten Zwischenphasen
2	Sedimentations- und Abtragungsruhe — intensive Verwitterung	Braune Bodenbildungen von Parabraunerde-Typus; Gipfel- und Spätphase der Interglaziale — dichte Vegetationsdecke — geschlossene Wälder
1	Mäßige Umlagerung des Lösses, meist durch Hangabspülung	Initiale Stadien der Bodenbildung, vorwiegend der Tschernoseme — rasche Erwärmung und Feuchtigkeitszunahme
6	Lößbildung — äolische Staubakkumulation; andere Sedimentations- sowie Abtragungsprozesse stark gehemmt	Rohböden unter kaltaridem Binnenklima (siallitisch-karbonatische Verwitterung — Verlössung)

Es soll nur nochmals darauf hingewiesen werden, daß praktisch alle fossilen Böden der Lößserien deutliche Merkmale der Polygenese aufweisen, die bei den Interglazialböden am stärksten zum Vorschein kommen (s. Abb. 1) und mit dem Ablauf des klimati-

schen Zyklus gesetzmäßig zusammenhängen können. Bei den meisten Bodenbildungen kann man folgende sukzessive Entwicklungsstadien unterscheiden:

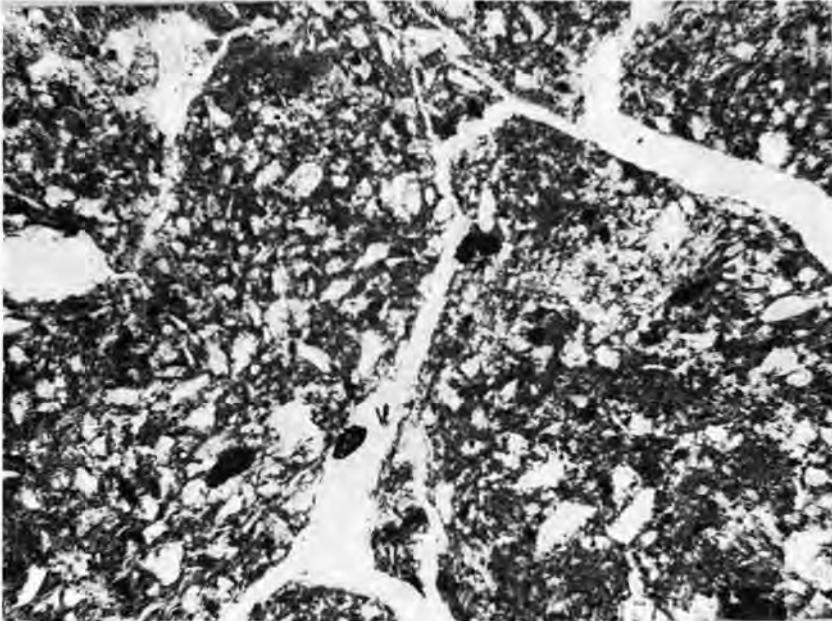


Abb. 1. Pseudotschernosem aus einer Parabraunerde, deren Substrat von ausgesprochenem Braunlehm-Charakter ist. — Unterer polygenetischer Boden von PK VII („Waal“-Interglazial), Červený kopec bei Brünn. Vergr. ca. 80-fach.

1. Lößrohboden → Initialstadien, denen Pararendsinen bzw. „arktischen“ Braunerden entsprechen
2. Entkalkung und Freilegung des Braunlehmteilplasmas (Parabraunerde bis Braunlehm unter Wald im feuchtwarmen Klima der Hochinterglaziale)
3. Granulierung bis Vererdung (Austrocknung und mäßige Temperaturminderung)
4. Mäßige Pseudovergleyung (ausklingende Warmzeiten)
5. Neue Sedimentation und Bildung von humosen Böden der Tschernosemreihe (zunehmende Kontinentalität zu Beginn der Kaltzeit)
6. Schwache Pseudovergleyung, die auf kurzfristige feuchte Schwankung zurückzuführen ist
7. Mechanische Störungen und sekundäre Kalkanreicherung infolge einer neuen Verlössungsphase (hochkaltzeitliches Klima).

Die Abfolge dieser nur mikromorphologisch erfaßbaren Vorgänge präzisiert wesentlich die bisherigen Kenntnisse über den Verlauf des klimatischen Zyklus und stellt eine seiner grundsätzlichen Gesetzmäßigkeiten dar (SMOLÍKOVÁ 1968a).

II. Verhältnis der Böden zu den Abtragungsvorgängen

Vom paläopedologischen Gesichtspunkt aus ist für das Verhältnis der Bodenbildung zur Abtragung bzw. Sedimentation das Relief maßgebend. Aus der Tatsache, daß das Relief einen der fünf Hauptfaktoren der Bodenbildung darstellt und daß seine Verände-

rungen auf den quartären klimabedingten Sedimentationszyklus zurückgehen, ergibt sich auch die absolute Abhängigkeit der Bodenbildung von der Geländemorphologie.

Man kann zwei Hauptfälle unterscheiden:

1. Ruhige Lagen
2. Lagen, die durch a) Abtragung
b) Sedimentation beeinflusst werden.

1. In ruhigen Lagen vollzieht sich die Bodenbildung ungestört und kann das Klimaxstadium erreichen.

2. Lagen, die dem Abtrag ausgesetzt sind, weisen entweder schwach ausgebildete Böden (z. B. an steileren Hängen) oder Bodenreste auf, bei denen einer oder mehrere Horizonte abgetragen wurden.

Böden, deren Bildung durch Sedimentation gehemmt wurde, sind an die Sedimentationsräume, d. h. an verschiedene Senken, Dellen oder Hangfußlagen gebunden.

Innerhalb eines jeden klimabedingten Zyklus erfolgt ein gesetzmäßiger Lagenwandel, der sich rhythmisch wiederholt:

1. Die Warmzeiten sind stets durch eine wesentliche Ausbreitung der ruhigen Lagen gekennzeichnet.
2. Die Kaltzeiten weisen die maximale Ausdehnung der gestörten Lagen aus.

Diese Veränderungen sind für die Zeiten der ungestörten Bodenbildung maßgebend. Nur wenige bleiben dauerhaft in Ruhe, was die Erhaltung von alten Reliktböden ermöglicht, die stets stark polygenetische Merkmale aufweisen. Auf den übrigen Flächen, d. h. im größten Teil des mitteleuropäischen Raumes, kann eine Abstufung der Bodenbildung verfolgt werden, die der Reliefentwicklung entspricht. Diese geht wieder auf die Bewegungen der Erosionsbasis, die erosive Tätigkeit des Wassers sowie auf die Flächenabtragung zurück. Die Einzelstadien dieser Entwicklung kommen am besten im Bereich der Flußterrassen zum Ausdruck, von denen im betreffenden Flußgebiet auch die Skala der zeitlichen Einordnungsmöglichkeiten abgeleitet werden kann. Als Beispiel sei Innerböhmen angeführt, wo folgende Gebiete zu unterscheiden sind:

a) Gebiet mit \pm konserviertem tertiärem Relief — im wesentlichen die Geländestufe über der höchsten Pleistozänterrasse (Lysolajer Gruppe im Prager Raum, etwa 100 m über dem gegenwärtigen Fluß).

b) Gebiet der quartären Abtragung — d. h. im Niveau der höchsten Pleistozänterrasse und tiefer. Hier besteht die Möglichkeit einer weiteren Abstufung, d. h. einer Unterscheidung des alt-, mittel- und jungpleistozänen Reliefs. Stellenweise kann noch eine eingehendere Einteilung durchgeführt werden, die von der Zahl der unterscheidbaren Terrassenstufen abhängt. Entsprechend können auch andere Typen der Modellation, z. B. das glaziäre, äolische oder Solifluktionsrelief, je nach den Bedingungen im untersuchten Gebiet benützt werden (PICARD 1960).

Im Rahmen der einzelnen Landschaften bilden die Bodentypen gesetzmäßige reliefbedingte Abfolgen, die als Catena bezeichnet werden. Die alten Böden sind nur an bestimmte Glieder dieser Bodenbildungsketten gebunden. Als Beispiel seien die durch Täler aufgegliederten Fastebenen angeführt: die Talhänge und -sohlen werden durch wiederholte Abtragung und Erosion betroffen, so daß in diesen Reliefabschnitten eine Erhaltung von autochthonen alten Bodenbildungen kaum möglich ist. Hingegen sind die alten Böden auf ebenen Abschnitten der Plateaus in verschiedenem Maße vertreten. Beste Beispiele einer

wiederholten und zeitlich abgestuften Bodenentwicklung bieten große Aufschlüsse in den Lößserien mit „teleskopischer“ Superposition im Hangenden von Flußterrassentreppen (J. KUKLA 1961 b).

Auch nach dem Auftreten von Kalksteinböden (Rendsinen- und Terrae-calcis-Gruppe) kann auf das minimale Alter des betreffenden Abschnittes der Geländeoberfläche geschlossen werden, wodurch auch die Abtragungsvorgänge altersmäßig erfaßt werden, auf die das untersuchte Relief zurückgeht. Derartigen Bodenresten kommt bei der stratigraphischen Einordnung von Terrassen, Travertinen, Hangschuttbrekzien und anderen Quartärbildungen bzw. Abtragungsvorgängen eine hervorragende Rolle zu, namentlich dort, wo andere stratigraphische Kriterien nicht zur Verfügung stehen.

Auf Grund der Entwicklungsstufe und des Erhaltungstypus von Terrae calcis und Rendsinen kann auch das Alter der betreffenden Karstoberflächen abgeschätzt werden, etwa nach dem folgenden Schema:

1. Relikte Terra-rossa-Böden weisen immer auf tertiäre oder ältest-quartäre Karstformen hin, die durch späteren Abtrag nicht zerstört wurden.

2. Relikte Terra-fusca-Böden kommen ledgülich auf ebenen Flächen vor, die während des Pleistozäns entstanden (allerdings nur dort, wo jüngere Abtragungsvorgänge nicht mehr zur Geltung kamen).

3. Oberflächen ohne Terrae calcis, die nur verschiedene Entwicklungsstufen von Rendsinen (Abb. 2) tragen, sind jung bzw. durch jungpleistozänen Abtrag betroffen (SMOLÍKOVÁ 1961, 1963, SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1962).



Abb. 2. Unreife Humusformen im A-Horizont einer Protorensina aus Holozäntravertin. — Sívá Brada, Slowakei. Vergr. ca. 90-fach.

Die Abstufung der Bodenvorkommen nach Alter und Verwitterungsgrad geht nicht nur auf die Abtragung, sondern auch auf die Sedimentation bzw. Überlagerung durch Lavadecken zurück.

Als Beispiel der ersten Möglichkeit seien Gebiete angeführt, die von Moränen verschiedener Vereisungen bedeckt sind. Verschiedenaltrige Moränen tragen Bodenbildungen, die

sich voneinander sowohl typologisch als auch durch den Grad ihrer Verwitterung unterscheiden. Dasselbe trifft auch für die Lößdecken, Travertine sowie für vulkanische Bildungen verschiedenen Alters zu; z. B. kann in den Basaltgebieten Mitteleuropas auf verschiedenalterigen Basaltdecken folgende Bodenreihe beobachtet werden: Rotlehm-Braunerde-Ranker (vgl. KUBIĚNA 1956 b).

Was das Holozän anbelangt, so gilt im allgemeinen, daß die meisten Flächen, auf denen die nacheiszeitlichen Böden ausgebildet sind, während des Jungpleistozäns entstanden, sei es frisches, durch junge Abtragung freigelegtes Anstehendes oder jungpleistozäne Ablagerungen.

Im Postglazial muß auch die Feinmodellation des Reliefs durch Landwirtschaft, als Eingriff des Menschen, in Betracht gezogen werden.

Aus dem Angeführten geht hervor, daß der Vergleich holozäner Bodenbildungen mit älteren Böden auf Hindernisse stößt, da die Gegenwart durch rasche Entstehung von Bodenresten sowie durch intensive Ablagerung anthropogener Bodensedimente in gegliederten Gebieten (z. B. rezente Lehmbröckelsande — KUKLA & LOŽEK 1961) gekennzeichnet ist. Für derartige Verhältnisse gibt es in der Vergangenheit kaum Analogie und wenn eine solche vorhanden ist, fällt sie in Zeitabschnitte mit einem abweichenden Klima, d. h. in die Kaltzeiten. Demgemäß weist der heutige künstliche Stand viele Phänomene auf, die den kaltzeitlichen und nicht den warmzeitlichen Verhältnissen entsprechen. Dies ist auf die *Tätigkeit des Menschen* zurückzuführen, die in der postglazialen Warmzeit den störenden Einfluß des kaltzeitlichen Klimas ersetzt (Lehmbröckelsandbildung, Aufschotterung — KUKLA & LOŽEK 1961).

III. Paläopedologische Provinzen

Aus der geographischen Verbreitung der Böden und deren Veränderungen im Rahmen der einzelnen Regionen ergibt sich die bunte fazielle Ausbildung der Bodendecke. In klimatisch abweichenden Gebieten bilden sich synchron unterschiedliche Böden, während in verschiedenen Zeitabschnitten identische Böden in klimatisch entsprechenden Regionen entstehen. Als Beispiel können die Bodenzone Nordeurasiens angeführt werden, obwohl es sich nur um eine grobe Zonengliederung handelt. Hingegen kann man in Mittel- und Westeuropa viel kompliziertere Verhältnisse beobachten, die durch viele Anomalien gekennzeichnet sind. Diese gehen auf folgende Faktoren zurück:

- a) Position in Beziehung zum Ozean (Gebiete abnehmender Ozeanität)
- b) Position in Beziehung zu den Gebirgen (Regenschatten etc.).

Verfolgt man die Beziehung der mitteleuropäischen Böden zu den klassischen Bodenzone Osteuropas, so darf man nicht vergessen, daß in vielen Fällen keine identischen, sondern nur ähnliche Bodenbildungen vorliegen. Diese Unterschiede gehen auf das mehr ausgeglichene stärker ozeanische Klima des Westens zurück, das vor allem durch milde Winter gekennzeichnet ist (SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1965).

Aus dem Angeführten geht hervor, daß die dem Eichenmischwald entsprechende und durch das breite Tschernosemgebiet von der südlichen sog. „zimtfarbenen“ Waldbodenzone¹⁾ der pontischen Gebirgswälder abgetrennte Drnopodsolzone gegen Westen mit dieser südlichen Zone allmählich zusammenläuft, während der Tschernosemgürtel gegen We-

1) Bei der Entstehung der Laubmischwaldböden („počvy širokolistvennyh lesov“) ist die Sommertemperatur maßgebend (deshalb zieht sich diese Zone relativ weit gegen Nordosten); im Falle der zimtfarbenen südlichen braunen Böden („korycnevye počvy“) kommt der Wintertemperatur die Hauptrolle zu (deshalb biegt die Zone gegen Osten nach Süden ab).

sten inselförmig auskeilt. In Mitteleuropa fließen bereits beide Zonen von braunen Böden zusammen. Sie bilden hier ein buntes Mosaik allmählicher Faziesänderung, die auf die zunehmende Ozeanität zurückgeht. Dieses Mischgebiet ist außerdem mit Tschernosemainseln durchsetzt, die an trockenste Bezirke gebunden sind. Demgemäß weist Mitteleuropa eine ganze Skala von braunen Bodenbildungen auf, deren Differenzierung nicht nur auf das abweichende Klima, sondern auch auf Relief- und Substrateinflüsse zurückgeht.

Die Tschernosemzone ist an niedrig gelegene ebene Gebiete mit Steppen- und Waldsteppenbeständen gebunden. Wie bereits gesagt, zerfällt der zusammenhängende ukrainisch-südrussische Tschernosemgürtel in Richtung Westen in isolierte Inseln, die im Karpaten- und Wienerbecken, in den Mährischen Senken sowie in Innerböhmen, Thüringen und der Magdeburger Börde liegen. Hier klingen bereits die echten Tschernoseme aus. Ähnliche Bodenbildungen werden noch weiter gegen Westen gefunden (MÜCKENHAUSEN 1962), sie sind jedoch nicht mehr typisch und beschränken sich auf relativ kleine Flächen. Sie befinden sich alle in den Altsiedlungslandschaften.

Die mitteleuropäische (Para)braunerdezone, einschließlich der Bodenbildungen der wärmeliebenden submeridionalen Formationen (Flaumeichenbestände mit Kornelkirsche / *Quercetum pubescentis* mit *Cornus mas* L.), deren Nordgrenze sich durch Mitteleuropa zieht (MEUSEL 1943) nimmt vor allem die Hügelländer ein und entspricht der Zone von braunen und zimtfarbenen Böden im Süden der Sowjetunion, wo diese an den Gürtel der Buchenbestände und pontischen Wälder gebunden sind (südlich der Steppenzone).

Aus dem Vergleich der mitteleuropäischen Bodenverhältnissen mit der osteuropäischen Zonengliederung ergibt sich, daß in Mitteleuropa die Zonen der Laubmischwälder, der Steppe sowie der südlichen Wälder ausklingen, die sich hier in einem bunten orographisch und lokalklimatisch bedingten Mosaik durchsetzen. Falls man die osteuropäische Zonengliederung in Mitteleuropa anwenden will, muß man Anpassungen treffen, die die erwähnten Unterschiede berücksichtigen, und lediglich von entsprechenden, nicht von identischen Standorten und Böden sprechen.

Neben der Bodenzonierung im horizontalen Sinn (Zonengliederung) soll auch die entsprechende vertikale Gliederung (Stufengliederung) in Betracht gezogen werden, die in verschiedenen Höhenniveaus der Bergländer zum Vorschein kommt. Die Bodenverhältnisse sind in solchen Gebieten allerdings wesentlich komplizierter, da hier bunte Beziehungen ihren Ausdruck finden, die auf den Substrat- und Expositionswechsel zurückgehen.

Auch in der geologischen Vergangenheit waren Klimazonen vorhanden, denen bestimmte Bodenazonen entsprachen. Im Laufe der Zeit erfolgten Verschiebungen dieser Zonen im Sinne des zyklischen Klimawandels, was entsprechende Veränderungen des Bodenklimax an einem und demselben Standort zur Folge hatte. Eine Rekonstruktion von Bodenazonen und -provinzen in bestimmten Zeitphasen ist nur dort möglich, wo sich alte Bodenbildungen erhalten konnten. Günstige Verhältnisse bieten wiederum die Lößserien, in denen man direkt beobachten kann, welchem Wandel die Böden an einem Punkt unterworfen wurden. Man kann hier auch die Bodenprovinzen sowie die Höhenstufen unterscheiden. Mit diesen Problemen haben sich eingehender FINK (1956), KUBIĚNA (1956a, 1964) und BRUNNACKER (1958) befaßt.

In der von KUBIĚNA vorgeschlagenen Zonengliederung nimmt eine problematische Stellung die sog. arktische Bodenprovinz ein, die als Analogon der kaltzeitlichen Verhältnisse angesehen wird. Es sei allerdings betont, daß KUBIĚNA selbst erwähnt, daß der Löß in den gegenwärtigen arktischen Gebieten nicht auftritt. Der Terminus „arktisch“ muß daher in diesem Falle lediglich als Hilfsbezeichnung betrachtet werden, da er nur eine Analogie betonen will, die auf die niedrige Temperatur zurückgeht. In Wirklichkeit waren die kaltzeitlichen Bedingungen in Mitteleuropa ziemlich abweichend, wie es floristische

(FRENZEL 1964, 1968) sowie faunistische Befunde (LOŽEK 1964 a, b) aus dem Löß zeigen. Dasselbe ergibt sich auch aus der Beschaffenheit des Substrats selbst. Für die Kaltzeit war vor allem ein kaltarides Binnenklima bezeichnend, dessen Analogie höchstwahrscheinlich in den trockenkalten Gebieten Ostsibiriens, z.B. in Jakutien zu finden sind (LUKAŠEV 1961, GERASIMOV 1964). In Anbetracht des Mangels eines modern bearbeiteten rezenten Vergleichsmaterials, müssen unsere kaltzeitlichen Bodenbildungen als eine völlig selbständige Bodengruppe bewertet werden, die im gegenwärtigen Europa keine Analogie besitzt.

Die Lößserien, auf die wir uns bei diesen Überlegungen vor allem stützen, belegen direkt, welchen Wandel die Bodenbildung auf demselben Substrat und Standort erfahren hat. Gleichzeitig lassen sie eine Gliederung nach den Bodenprovinzen und Höhenstufen erkennen.

Tabelle 2

Schema der Bodenbildung in verschiedenen Klimaphasen und Bodenzonen des Pleistozäns

Phase Zone	Hochglazial	Interglazial	Interstadiale des Frühglazials	Wärmere Schwankungen des Hochglazials
Trockene Lößzone	Löß (Verlössung = oblössovanie)	Parabraunerde	Tschernosem	Schwache braune Bodenbildungen („Entkalkungs- zone“)
Feuchte Lößzone	Löß (oft z. T. entkalkt) (Verlössung)	Pseudovergleyte Parabraunerde	Schwach ausgebildete Braunerde	„Naßboden“ (pseudovergleyte Entkalkungszone)
Staublehm- Zone	Staublehm („Verlehmung = oglinenie“)	Pseudogley (stark ausgebildet)	Pseudogley aus schwacher Braunerde	Pseudogley aus Naßboden
Zone der Hangsedimente	Hangsedimente mit grobklasti- scher Komponente (Bodenbildung gestört)	Braune Böden Semipodsole etc.	Schwach entwick- elte Bodenbil- dungen (Ranker)	Bodenfließen

Die Grenzen zwischen den paläopedologischen Provinzen der einzelnen Interglaziale und den Bodenprovinzen der Gegenwart decken sich nur im groben Rahmen.

Die Abweichungen sind vor allem aus dem Vergleich der rezenten und interglazialen Bodenbildungen der Lößserien ersichtlich. Dort, wo heutzutage Tschernoseme vorherrschen (meist mehr oder weniger degradiert), ist das letzte Interglazial üblicherweise durch eine typische Parabraunerde vertreten (Innerböhmen, Südmähren — z. B. im klassischen Aufschluß von Dolní Věstonice). Wie bereits erwähnt, kann die Erklärung dieses Unterschieds in der abweichenden Entwick-

lung während des Postglazials gesucht werden, d. h. vor allem im langfristigen Einfluß der bäuerlichen Besiedlung der Neolithiker, die bereits im Atlantikum beginnt (5. Jahrtausend v. Chr.) und einen ausschließlich für die Nacheiszeit bezeichnenden Eingriff darstellt, der in den älteren Warmzeiten keine Analogie hat.

Was der Vergleich der jungpleistozänen Böden mit den älteren anbelangt, können wir bisher mit Sicherheit sagen, daß in den altpleistozänen Warmzeiten und vor allem im Jungtertiär eine starke Rubefikationstendenz herrschte — namentlich im pannonischen Raum (SMOLÍKOVÁ 1967, BRONGER 1969). Auch die Tirsifikation ist in dieser Zeitspanne vertreten, hingegen sind humose Steppenböden vom Tschernosemtypus fast unbekannt.

Eine Rekonstruktion von paläopedologischen Provinzen ist mit der Rekonstruktion von Vegetationszonen praktisch identisch. Diese kann sich auf die heute bereits zahlreich vorhandenen paläobotanischen Funde stützen (vgl. FRENZEL 1964, 1968), die auch für die Paläopedologie weitere wertvolle Kriterien bieten.

Außer den Lößböden können für solche Zwecke auch Böden auf Karbonat- oder wenigstens kalkhaltigen Gesteinen herangezogen werden, die heute schon ziemlich gut bekannt sind.

Unter den Karbonatböden sind folgende von höchster Bedeutung:

- a) Böden bzw. Bodensedimente in den Hangserien der Karstlandschaften
- b) Bodenbildungen auf den Binnenwasserkalken („Travertinen“).

Was die Bodenbildungen im Bereiche der karbonathaltigen Gesteine anbelangt, sind die Böden in den Hangbildungen der mesozoischen und tertiären Mergelgebiete an erster Stelle zu nennen.

Die relativ zahlreichen Vorkommen dieser Böden, die nicht nur typologisch gut bestimmbar sind (Rendsinen und Terrae calcis), sondern oft auch mit Fossilien korreliert werden können, erlauben es, die ehemalige Verbreitung einzelner Bodentypen sowie deren Wandlungen während der Warmzeiten zu rekonstruieren.

Hingegen sind andere Bodentypen im fossilen Zustand praktisch nicht erfaßbar, was vor allem für verschiedene Podsole und andere Silikatböden gilt. Hier kann sich die Rekonstruktion nur auf Analogien stützen.

Eine verlässliche Kenntnis der paläopedologischen Provinzen bzw. der ehemaligen Bodenfaziesbereiche bietet die notwendige Grundlage nicht nur für eine richtige Rekonstruktion der einstigen Bodenverhältnisse, sondern ist auch von grundsätzlicher Bedeutung für die Quartärstratigraphie.

IV. Die paläogeographische und paläoklimatische Bedeutung der Böden

Wenn auch bisher als beste Anzeiger der ehemaligen Klima- und Umweltverhältnisse zweifellos die Fossilien betrachtet werden müssen (LOŽEK 1966), so kommt in dieser Hinsicht doch auch den Paläoböden eine hervorragende Rolle zu. Die Fossilfunde sind nämlich im Vergleich mit den weitverbreiteten Paläoböden relativ selten und oft nur von lokaler Bedeutung. Hingegen stellen die alten Böden Bildungen dar, die über große Flächen verfolgt werden können, so daß sie geeignete Stützen für die obenerwähnten Rekonstruktionen bieten.

Für landschafts- und klimageschichtliche Zwecke sind im Falle der Paläoböden folgende zwei Kriterien von Bedeutung:

- A: Pedologische Kriterien
- B: Korrelation mit Fossilfunden.

Pedologische Kriterien

Bei einer klimatischen Würdigung kann im Falle der alten Böden die Analogie mit den rezenten Bodenbildungen herangezogen werden, wobei folgende Voraussetzungen zu beachten sind:

1. Eine vollkommene typologische Identität der alten Böden mit entsprechenden rezenten Bodentypen,

2. Eine verlässliche Kenntnis der betreffenden Standortverhältnisse.

1. Im ersten Falle muß man sich auf eine möglichst präzise Bestimmung und Auswertung stützen und jede grobe Generalisation vermeiden, was am besten auf Grund mikromorphologischer Untersuchungen möglich ist. Außerdem sei betont, daß die untersuchten Böden in autochthoner oder höchstens paraautochthoner Position auftreten müssen.

2. Jedem rezenten Bodentyp entspricht ein bestimmter Ökotyp, d. h. ein natürlicher Standort und nur von diesem kann die Rekonstruktion für paläopedologische Zwecke ausgehen.

In der Quartärkunde fanden vor allem die Lößböden viel Beachtung. Dies bringt folgende Vorteile mit sich:

a) Sehr einheitliches, auf eine Klimazone gebundenes Substrat,

b) Auftreten von Böden verschiedener paläopedologischer Provinzen an einer Fundstelle,

c) Verschiedene typologische Angehörigkeit der Böden an einem Fundpunkt, die einen hinreichenden Beleg für den klimabedingten Wandel der Umweltfaktoren bietet.

Als Beispiel kann das Hauptpaar der fossilen Lößböden angeführt werden:

Die Tschernoseme (und Paraendsinen) wurden lange als Zeugen eines warmzeitlichen Klimas angesehen (J. PELÍŠEK 1949, K. ŽEBERA 1949), obwohl ihre Temperaturspanne viel weiter ist. Sie entsprechen dem Steppenklima. Nach Aussage der Fauna fallen sie in die Phasen eines trockenen Klimas, das sehr große Temperaturschwankungen aufweist und daher nicht einfach als „warm“, sondern höchstens als sommerwarm bezeichnet werden kann. Es hat sich herausgestellt, daß sie vor allem für wärmere Schwankungen zweiten Ranges, also für bestimmte Interstadiale charakteristisch sind (Abb. 3). Diese Feststellung bezieht sich allerdings nur auf die pleistozänen Tschernoseme, da die holozänen unter anderen Bedingungen entstanden sind, wovon die eingebettete Weichtierfauna klar zeugt (SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1964). Die Holozäntschernoseme bildeten sich auch unter wärmem und zeitweise ziemlich feuchtem Klima, da die betreffenden Gebiete dank dem Eingriff des Menschen unbewaldet und steppenartig blieben. Die holozäne Tschernosemefauna unterscheidet sich demgemäß von den Fossilbeständen aus den pleistozänen Tschernosem durch die Anwesenheit vieler wärmebedürftiger Schneckenarten, die im Pleistozän praktisch fehlen und deren Einzug nach Mitteleuropa nur auf die außerordentlichen Umweltbedingungen der Nacheiszeit zurückzuführen ist (sog. moderne Steppenarten - LOŽEK 1964a).

Die illimerisierten Bodenbildungen entsprechen hingegen einem langfristig wirkenden warmfeuchten Klima und sind unter Wald gebildet worden. In den Lößserien charakterisieren sie somit die echten Warmzeiten, d. h. die Interglaziale (SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1965).

Es sei betont, daß von den stark verwitterten illimerisierten Böden verschiedene schwach verwitterte braune Bodenbildungen (meist Entkalkungszonen mit mäßiger Oxidation und

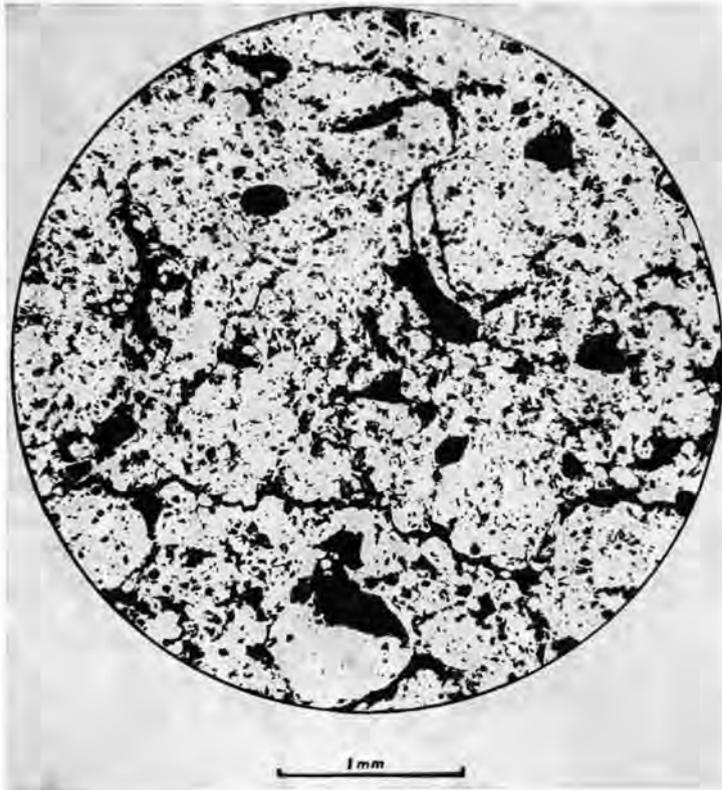


Abb. 3. Charakteristisches Schwammgefüge eines typischen Tschernosems. — A-Horizont der unteren Bodenbildung von PK II („W 1/2“) in Modřice bei Brünn. Vergr. ca. 100-fach.

Pseudovergleyung) scharf unterschieden werden müssen.²⁾ Sie entsprechen den wärmeren Oszillationen der pleniglazialen Abschnitte und werden üblicherweise mit Bodenbildungen der Tundra³⁾ verglichen („arktische Braunerden, initiale Pseudogleye“ usw.).

Von ähnlicher Bedeutung sind auch die Terrae-calcis-Böden. Während die Terra fusca ein dem gegenwärtigen ähnliches Klima anzeigt, das allerdings langfristig wirken muß (oft polyzyklische Bodenbildungen!), stellt die Terra rossa immer einen Beweis für ein wärmeres, wechselfeuchtes Klima submediterraner Prägung dar. Im mitteleuropäischen Pleistozän ist die Terra rossa bisher nur aus den ältesten Warmzeiten bekannt, als in Mitteleuropa noch eine Fauna und Flora mit vielen südlichen Elementen vorhanden waren (vgl. KRETZOI 1956).

Entsprechend können auch weitere Bodentypen bewertet werden, die allerdings zum Unterschied von den Löß- und Karbonatböden nur selten erhalten bleiben.

²⁾ Was leider nicht immer der Fall war, so daß viele ältere Beschreibungen keine genauere Auswertung erlauben!

³⁾ Zum Terminus „Tundra“ kann in diesem Zusammenhang dasselbe gesagt werden, was bereits beim Terminus „arktisch“ erwähnt worden ist (s. S. 164).

Korrelation mit Fossilfunden

Für die Korrelation paläontologischer Funde mit den fossilen Bodenbildungen sind zwei Fossilgruppen von Bedeutung:

1. Pflanzenreste,
2. Konchylien.

1. Die **Pflanzenreste** sind in den Böden meist in Form von Pollenkörnern vertreten. Diese erhalten sich in großen Mengen zwar nur in einigen günstigen Fällen, die bisherigen Pollenanalysen bieten jedoch so gute Ergebnisse (FRENZEL 1964, 1968), daß man sie zur Rekonstruktion eines Gesamtbildes der anliegenden Landschaft heranziehen kann.

Außerdem führen die Paläoböden oft **Holzkohlen** (Beil. III, Abb. 1) und zuweilen auch **Früchte**, vor allem von *Celtis* (Mittelpleistozäne Bodenbildungen der innerböhmischen Lößserien, Terra rossa-Sedimente in Karsthohlräumen). Viel günstiger sind allerdings die Sumpfböden, in denen verschiedene Makroreste, namentlich die Samen erhalten bleiben.

Ergänzend seien noch die **Pflanzenopale** (WERNER 1960) bzw. andere Neubildungen erwähnt, wie z. B. verschiedene Typen von Wurzelkonkretionen.

2. Die **Molluskengehäuse** können sich allerdings nur im kalkhaltigen Material erhalten, so daß man sie nur in primär kalkhaltigen Böden, z. B. Karbonattschernosemen und Rendsinen, finden kann. Die Konchylien wurden nach dem Absterben der Tiere von



Abb. 4. Schneckengehäuse und Schlangenwirbel in verfestigten Terra rossa-Sedimenten altpleistozänen Alters. — Chalmová, Mittelslowakei.

der Oberfläche in tiefere Bodenhorizonte durch die Tätigkeit der Bodenbewohner (Kleinsäuger, Würmer) sekundär eingeschleppt. Ihre Fossilisierung ist also mit der biologischen Perstruktion des A-Horizontes direkt verknüpft.

Die Konchylien sind im Durchschnitt viel seltener als die Pollen. Für paläopedologische Zwecke sind sie jedoch von höchstem Wert, da sie eine Rekonstruktion der Umweltverhältnisse direkt an Ort und Stelle ermöglichen (LOŽEK 1964a, 1969).

Außer den konchylienführenden autochthonen und parautochthonen Bodenbildungen sind die Mollusken auch in den kalkhaltigen Bodensedimenten reichlich vorhanden, was günstige Möglichkeiten vor allem dort bietet, wo sich eine rasche Sedimentation des Bodenmaterials vollzog, die die einzelnen Stadien der Bodenentwicklung erkennen läßt. Es handelt sich vor allem um Bodensedimente in den Hangablagerungen und Höhlenausfüllungen der Karstgebiete (Abb. 4), also in Gegenden, die nicht nur sehr molluskenreich sind, sondern auch günstige Bedingungen für die Erhaltung von alten Bodenbildungen bieten, die hier außerdem auch mit den Vertebratenfunden korreliert werden können (Abb. 5).



Abb. 5. Schlangenswirbel in Sedimenten einer allitischen Terra rossa (vermutlich neogenen Alters). Chalmová, Mittelslowakei. — Gekreuzte Nikols. Vergr. ca. 90-fach.

Sehr charakteristisch sind Terra rossa-Sedimente in vertikalen Karsthohlräumen, Klüften und Schloten, die an vielen Stellen altpleistozäne Knochen und zuweilen auch Konchylien führen (KRETZOI 1956, FEJFAR 1961, DEHM 1961, LOŽEK & SKŘIVÁNEK 1966).

Vom bodenzologischen Gesichtspunkt aus ist es bemerkenswert, daß auf Grund der Mikromorphologie praktisch in allen Lößböden eine fossile biologische Tätigkeit nachgewiesen werden kann. Es wurde beispielsweise festgestellt, daß der Anteil der auf die Wirkung des Edaphons zurückgehenden Kleinhohlräume zwischen 20—85 % schwankt. Die Stabilität solcher Spuren hängt vermutlich von deren besonderen chemischen und physikalischen Eigenschaften ab, die dem biologisch nicht angegriffenen Bodenmaterial offenbar fehlen. Überraschend ist der Nachweis von zahlreichen Bodentierspuren auch in den ältesten pleistozänen Bodenbildungen (SMOLÍKOVÁ 1967); es handelt sich meist um Exkreme (ZACHARIAE 1967). Jedenfalls sollte man diesen Erscheinungen viel mehr Auf-

merksamkeit widmen als bisher, damit man sie in Zukunft für paläopedologische und quartärgeologische Zwecke völlig ausnützen kann.

Im Falle von Bodensedimenten ist jedoch zu beachten, daß die Auswertung in Korrelation mit paläontologischen Funden mit entsprechender Vorsicht durchgeführt wird, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die *autochthone* und *allochthone* Fossilienkomponente muß unbedingt auseinander gehalten werden. Als *autochthon* werden solche Fossilreste angesehen, die bereits im Material des ursprünglichen Bodens fossilisiert wurden und somit den ehemaligen Boden charakterisieren. Solche Fossilien können allerdings nur in Sedimenten von primär kalkhaltigen Böden auftreten. In stark verwitterten, entkalkten Bodenbildungen gibt es keine Faunenreste, so daß ihre Sedimente nur Fossilien führen können, die bei der Ablagerung des Bodensediments eingebettet wurden⁴⁾ und daher *allochthon* sind (Abb. 6).

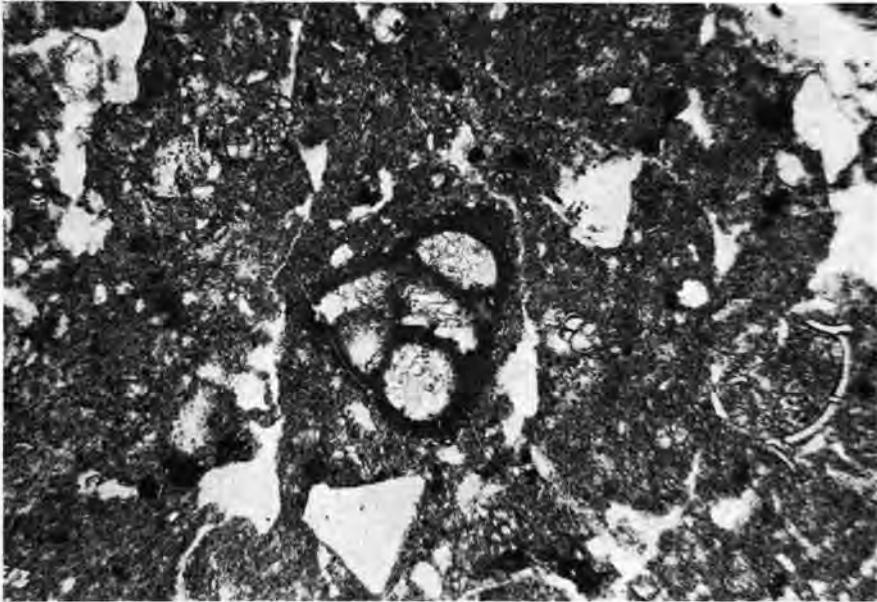


Abb. 6. Kreideforaminiferen als allochthone Komponente im braunlehmartigen Reliktboden aus Basalt-Feinschutt. — Litoměřice (Leitmeritz) III, Böhmisches Mittelgebirge. Mikrophotos L. SMOLÍKOVÁ.

2. Die *Retardation*, d. h. diejenige Zeit, welche die Ablagerung des Bodensediments von der Bildung des ursprünglichen Bodens trennt, kann verschieden lang sein. Hier sind feinstratigraphische Untersuchungsmethoden heranzuziehen. Als Beispiel können Terra rossa-Sedimente in Karsthöhlräumen angeführt werden, die nach Aussage der eingebetteten Fauna zweifellos in den Kaltzeiten abgelagert wurden (vgl. Punkt 1).

In derartigen Fällen soll man sich stets auf eine größere Zahl von Befunden stützen, da erst auf Grund eines statistischen Vergleichs die gesetzmäßigen Beziehungen von eventuellen Anomalien zu unterscheiden sind. So sind z. B. die altpleistozänen Karstfaunen praktisch ausnahmslos an Bodensedimente gebunden. Falls hochwarmzeitliche Gemein-

⁴⁾ Die Termini *autochthon* bzw. *allochthon* sind hier in paläopedologischer Auffassung verwandt, die von der rein paläontologischen Terminologie weitgehend abweicht (vgl. V. LOŽEK 1964a).

schaften vorliegen, sind sie meist in Terra rossa-Sedimenten eingebettet — auch dort, wo heute bzw. im Jungpleistozän keine Terra rossa-Böden vorhanden sind. Daraus kann geschlossen werden, daß für die altpleistozänen Warmzeiten die Terra rossa bezeichnend war. Im allgemeinen läßt der Fossilgehalt erkennen, daß den schwachen Bodenbildungen der Phase 1 (vgl. Tab. 1) helle, stark kalkhaltige, oft versinterter Sedimente entsprechen, die von braunen bis roten lehmigen Schichten (Terra rossa-Sedimente im Altpleistozän) überlagert sind; diese sind für die Hochwarmzeit charakteristisch. Das oberste Glied solcher Serien sind meist dunkle humose Lehme mit Schutt, die als Äquivalent der frühglazialen Humusböden zu betrachten sind (dies gilt sowohl für das Cromer-Interglazial als auch für das Eem oder die Nacheiszeit).

Erst eine richtige Anwendung der Kenntnisse von rezenten Böden sowie die Korrelation mit dem Fossilgehalt machen eine volle Ausnutzung der fossilen Böden möglich (z. B. im Bereich der Lößserien die Unterscheidung von Steppen-, Kaltsteppen-, Taiga- und Laubmischwaldböden), auf die sich weitgehende landschaftsgeschichtliche Rekonstruktionen stützen können (z. B. die Zonengliederung im Frühglazial usw. - vgl. SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1965).

V. Stratigraphische Bedeutung der Böden

Aus den Beziehungen der Böden zum Klima ergibt sich auch die stratigraphische Bedeutung der Bodenbildungen, da auch die meisten quartärgeologischen Systeme auf den Klimawandel gestützt werden. In der stratigraphischen Forschung finden die Böden zweierlei Anwendung:

1. Als makroskopisch auffallende Trennhorizonte der terrestrischen Ablagerungsfolgen. In bestimmten Sedimentkomplexen, z. B. in den Lößserien, stellen die Paläoböden die einzigen Stützpunkte dar, die die stratigraphische Unterscheidung einzelner Lößdecken ermöglichen. In dieser Hinsicht spielen die Bodenkomplexe eine hervorragende Rolle, da sie die bedeutsamsten pedostratigraphischen Einheiten darstellen. Es handelt sich oft um Stratotype, die eine gesetzmäßige Ausbildung aufweisen und auf die sich die regionale Parallelisierung stützen kann (z. B. Stillfrieder Komplex von FINK 1954, 1956).

Bei der stratigraphischen Anwendung der Bodenkomplexe sind folgende Voraussetzungen zu erfüllen:

- a) Genaue topographische Umgrenzung bestimmter typologisch eingehend ausgewerteten Bodenabfolgen,
- b) Ausgliederung der einzelnen Regionen und deren gegenseitige Korrelation,
- c) Sämtliche Schlüsse müssen sich lediglich auf vollausgebildete Bodenkomplexe stützen (unvollkommene Bodenabfolgen, Erosionsreste usw. sind auszuschließen!).

2. Als Indikatoren der Intensität von einzelnen Wärmeschwankungen. Als deutliche stratigraphische Leithorizonte sind die Böden auch vom Gesichtspunkt der Chronologie aus von hoher Bedeutung. Vollausgebildete fossile Parabraunerden entsprechen z. B. stets einem Interglazial, während Tschernoseme bzw. Rendsinen nur kleineren Schwankungen (Interstadialen) entsprechen können. Falls in einem Lößprofil, das sonst keine stratigraphischen Kriterien bietet, eine Parabraunerde auftritt, so kann man schließen, daß die Parabraunerde dem letzten Interglazial bzw. einer älteren Warmzeit entspricht; jüngere Phasen sind jedoch ausgeschlossen. Eine eingehendere Einordnung ist heute anhand der mikromorphologischen Untersuchung schon möglich.

Ähnlich liegen die Dinge auch im Falle der *Terrae calcis*-Böden und *Plasto-sole*. Es wurde festgestellt, daß allitische *Terra rossa* in Mitteleuropa dem Jungtertiär entsprechen, während siallitische *Terra rossa* und einige Übergangsformen noch in den ältestpleistozänen Warmzeiten gebildet wurden. Eine vollausgebildete *Terra fusca* gehört zu typischen Produkten der *Interglaziale*, fehlt jedoch völlig den *Interstadialen*, während in der *Nacheiszeit* nur unvollkommen ausgebildete Formen entstehen, da die zur Verfügung stehende Bildungsfrist zu kurz ist (SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1962).

Ein entsprechendes Bild der Bodenentwicklung bieten auch die *Basalte*. Während die gegenwärtigen Basaltböden typologisch den Rankern und eutrophen Braunerden entsprechen, erreichen die altpleistozänen und jungtertiären Bodenbildungen aus Basalt das *Rotlehmstadium* (KUBIĚNA 1956b).

Wenn auch die Böden nur grobe stratigraphische Abschätzungen erlauben, so stellen sie doch einen der bedeutsamen Anhaltspunkte dar, da sie im Gelände deutlich sichtbar sind, leicht untersucht werden können und auf großen Flächen auftreten.

In Anbetracht dieser Sachlage gibt es eine ganze Reihe Versuche, auf Grund der Böden grobstratigraphische Systeme aufzustellen. Diese Methoden, die sich oft nur auf die typische Färbung stützen, wurden vor allem im Mittelmeergebiet angewandt (z. B. Südfrankreich - ALIMEN 1955, Marokko - KLINGE 1958). Entsprechende Ergebnisse können auch aus den Bodenuntersuchungen auf verschiedenartigen Travertinen (SMOLÍKOVÁ & LOŽEK 1962), in den Hangablagerungsfolgen, in den Ausfüllungen der Karsthohlräume (KRETZOI 1956, SMOLÍKOVÁ 1963b) sowie in mächtigen, viele Zyklen umfassenden Lößserien (LIU TUNG-SHENG - CHANG TTUNG-HU 1964) erbracht werden.

Heutzutage befinden sich diese Methoden erst im Anfangsstadium ihrer Entfaltung. Als Voraussetzung ihrer erfolgreichen Anwendung ist an erster Stelle eine möglichst genaue beschreibende Erfassung von einzelnen Bodentypen zu nennen, da die älteren bodengenesischen Systeme so grobe Verallgemeinerungen darstellen, daß sie den Anforderungen der gegenwärtigen stratigraphischen Geologie nicht gerecht werden können.

Schluß

Die Problematik der Quartärböden kann ausschließlich auf Grund eines naturwissenschaftlichen Systems der gegenwärtigen Bodenbildungen gelöst werden, das die pedologischen Verhältnisse an sämtlichen Standortstypen berücksichtigt und auf die vom Menschen ungestörten Bodenvorkommen gestützt wird.

Im Grunde genommen ist die Bodenentwicklung während des Quartärs durch eine komplizierte *Polygenese* gekennzeichnet. Die geläufigen, meist rein analytischen Untersuchungsmethoden der bisherigen bodenkundlichen Praxis sind nicht imstande, weder das Gesamtbild noch die einzelnen Entwicklungsstadien einer Bodenbildung zu erfassen. Über diese Möglichkeiten verfügt jedoch die *Bodenmikromorphologie*. Die Einführung der mikromorphologischen Methoden in die Quartärforschung erfolgte allerdings erst in der jüngsten Zeit, so daß die zur Verfügung stehenden Angaben noch größtenteils auf die Ergebnisse der analytischen Methoden und zuweilen nur auf Geländebeobachtungen gestützt werden. Im Hinblick auf diese kurze Zeit konnte nur ein Bruchteil der bisherigen Kenntnisse kritisch umgewertet werden.

Aus der Korrelation der Böden mit dem klimabedingten *Sedimentationszyklus des Quartärs* ergeben sich sehr deutliche Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung, die den einzelnen Phasen des Zyklus entsprechen.

Aus der Beziehung der Böden zur Abtragung und Sedimentation geht hervor, daß die rezenten Böden meist nur schwer mit den alten verglichen werden können, da für die Gegenwart eine rasch verlaufende Bildung von Bodenresten und zugleich eine intensive Akkumulation von Bodensedimenten bezeichnend ist. Diese anthropogen bedingten Verhältnisse erinnern viel mehr an die Kaltzeiten als an die ruhigen Interglaziale. Der störende Einfluß des Glazialklimas wird in der Nacheiszeit durch die Tätigkeit des Menschen ersetzt (Entwaldung und Ackerbau).

Auf Grund der Rekonstruktion der paläopedologischen Provinzen sowie der Bodenfazies im allgemeinen können die Bodenverhältnisse in den ehemaligen Klimazonen im Laufe des Klimawandels verfolgt werden. Eine Feststellung von Boden-zonen und -provinzen für verschiedene Phasen des klimabedingten Sedimentationszyklus ist nur dort möglich, wo sich die alten Böden erhalten können. Im groben Rahmen entspricht die Rekonstruktion von paläopedologischen Provinzen der Rekonstruktion von Vegetationszonen.

Jede landschafts- und klimageschichtliche Würdigung der Paläoböden muß sich einerseits auf pedologische Kriterien, d. h. auf die genaue typologische Identität der alten und rezenten Bodenbildungen sowie auf die Korrelation der betreffenden rezenten Böden mit dem Standort stützen, andererseits muß sie in einzelnen Bodenbildungen eingebetteten Fossilfunde in Betracht ziehen.

Die Paläoböden stellen ausgezeichnete Trennhorizonte in terrestrischen Ablagerungsfolgen dar, die zugleich die Intensität und Länge der betreffenden Klimaschwankungen erkennen lassen. Sie sind demgemäß von erstrangiger Bedeutung für die Quartärstratigraphie und werden mit Recht als pedostratigraphische Einheiten bezeichnet.

Literatur

- ALIMEN, H.: Colorimétrie de sédiments quaternaires et paléoclimats. Premiers résultats. — Bull. Soc. géol. Fr., 6^e Série, **4**, fasc. 7—9, 609—619, 1955.
- BRONGER, A.: Löss, ihre Verbraunungszonen und fossile Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schriften des Geograph. Instituts der Universität Kiel, **24**, 114 S., Kiel 1966.
- : Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Petermanns Geogr. Mitt., **113**, 2, 112—124, Gotha 1969.
- BRUNNACKER, K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb., **76**, 129—150, 1958.
- : Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. — Geol. Rundsch., **54**, 1, 415—428, 1965.
- DEHM, R.: Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Mitt. d. Bayer. Staatsapparat, Paläont.-hist. Geologie, **1**, 57—72, München 1961.
- FEDOROFF, N.: Les pedogeneses quaternaires en France. — Lab. de géol.-pedol., de L'E.N.S.A. de Grignon, 1969.
- FEJFAR, O.: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanoyce (Slowakei), ČSR. I. Die Fundumstände und Stratigraphie. — Neues Jb. Mineral. Geol. Pal., **111**, 3, 257—273, 1961.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. — Quartär (Quartär Jb. Erforsch. Eiszeit.), **6**, 85—108, 1954.
- : Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich. — Sixième Congrès Internat. de la Science du Sol, 585—592. Paris 1956.
- FRANZ, H.: Beiträge zur Kenntnis der Bodenentwicklung in NW-Spanien auf Grund fossiler Böden. — Anales de Edaf. y Agrobiol., **26**, 1—4, 33—51, Madrid 1967.
- FRENZEL, B.: Zur Pollenanalyse von Lössen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 3—39, Öhringen 1964.
- : Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Erdwissenschftl. Forsch., **1**, Wiesbaden 1968.

- GERASIMOV, I. P.: Loess Genesis and Soil Formation. — Rep. of the VIth Internat. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. IV — Periglacial and Archaeological and Anthropological Sections and Symposium on Loess, 463—468, Łódź 1964.
- JANIK, Ch. V.: Die Linzer Lössprofile in pedologischer und epirogen-tektonischer Sicht. — Naturkundl. Jb. der Stadt Linz, 235—255, Linz 1969.
- JARIAZ, G.: Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. — Diss., Bonn 1966.
- KLÍMA, B.: Übersicht über die jüngsten paläolithischen Forschungen in Mähren. — Quartär (Jb. Erforsch. Eiszeit.), **9**, 85—130, 1957.
- KLINGE, H.: Über spanische Terra rossa-Vorkommen und die Möglichkeiten ihrer zeitlichen Einordnung auf Grund bodengeographischer Studien. — Z. Pfl. Ernähr. Düng., **76**, 3, 223—231, 1957.
- : Eine Stellungnahme zur Altersfrage von Terra-rossa-Vorkommen (unter besonderer Berücksichtigung der Iberischen Halbinsel, der Balearischen Inseln und Marokkos). — Z. Pfl. Ernähr., Düng., **81**, 2, 56—63, 1958.
- KRETZOI, M.: Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. — Geol. hung. (Ser. paläont.), **27**, Budapest 1956.
- KRIGER, N. I.: Löss kak produkt geografičeskoj sredy. — Trudy Komm. po Iz. četv. Perioda, **19**, 117—139, Moskva 1962.
- KUBIĚNA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Stuttgart 1953.
- : Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 102—112, Öhringen 1956 (1956a).
- : Zur Methodik der Paläopedologie. — Actes du IV Congrès Internat. du Quaternaire (Rome—Pise, Août-Septembre 1953), 297—305. — Roma 1956 (1956b).
- : Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lössböden Neuseelands. — Soil Micro-morphology (ed. by A. JONGERIUS), 219—235, Amsterdam 1964.
- KUKLA, J.: Quaternary Sedimentation Cycle. — Survey of Czechoslovak Quaternary. — Instytut Geol., Prace, **34**, 145—154, Warszawa 1961 (1961a).
- : Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lössprofile. — Věst. ústř. Úst. geol., **36**, 369—372, Prag 1961 (1961b).
- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Loesses and Related Deposits. — Survey of Czechoslovak Quaternary. — Instytut Geol., Prace, **34**, 11—28, Warszawa 1961.
- : Význam krasových oblastí pro poznání poledové doby. (The Role of Karst in the Investigation of the Postglacial). — Čsl. Kras 1970 (im Druck).
- KUKLA, J., LOŽEK, V. & BĀRTA, J.: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 1—29, Öhringen 1962.
- LAUTRIDAU, J. P.: Commission de terminologie des limons. — Mémoire hors série, Soc. Géol. de France, **5**, 123—137, Paris 1969.
- LIU TUNG-SHENG — CHANG TSUNG-HU: The „Huangtu“ (Loess) of China. — Report of the VIth Internat. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. IV (Symposium on Loess), 503—524, Łódź 1964.
- LOŽEK, V.: Měkkýši šeskoslovenského kvartéru. — (Mollusken des Tschechoslowakischen Quartärs). — Rozpr. ústř. Úst. geol., **17**, Prag 1955.
- : Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpr. ústř. Úst. geol., **31**, Prag 1964 (1964a).
- : Stratigraphische Bedeutung der Quartärmollusken. — Report of the VIth Internat. Congress on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. IV, Symposium on Loess, 525—549, Łódź 1964 (1964b).
- : Die quartäre Klimaentwicklung in der Tschechoslowakei. — Quartär (Quartär Jb. Erforsch. Eiszeit.), **17**, 1—19, 1966.
- : Über die malakozoologische Charakteristik der pleistozänen Warmzeiten mit besonderer Berücksichtigung des letzten Interglazials. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol.-Paläont., **14**, 4, 439—469, 1969.
- LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Das Lössprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **10**, 81—104, Öhringen 1959.
- LOŽEK, V. & SKĀIVÁNEK, F.: The Significance of Fissures and their Fills for Dating of Karst Processes. — Čs. Kras, **17**, 7—22, 1966.
- LOŽEK, V. & TYRÁČEK, J.: Příspěvek k poznání vývoje údolí Váhu mezi Trenčínem a Piešťany. — Sbor. čsl. Spol. zeměpis., **55**, 6—14, 1960.
- LUKAŠEV, K. I.: Problem lěssov v svete sovremennyh predstavlenij. — Izdatělstvo AN BSSR, Minsk 1961.
- MACOUN, J.: Stratigrafie sprašových pokryvů na Opavsku. — Přírodověd. Čas. slezský, **23**, 15—24, Opava 1962.
- MEUSEL, H.: Vergleichende Arealkunde, I. — (Verl. Bornträger), Berlin 1943.
- MUSIL, R.: Geologická situace na paleolitickém nalezišti v Rozdrojovicích u Brna. — Čas. morav. Mus. Brno, **15**, 5—37, 1955.

- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — DLG-Verlag, Frankfurt am Main, 1962.
- PELÍŠEK, J.: Příspěvek ke stratigrafii spraší svrateckého úvalu (A contribution to the stratigraphie of loess in the Svatka river valley [Czechoslovakia]). — Práce Mor.-slez. Akad. Věd přír., **21**, 11, Brno 1949.
- : Pleistocenní sprašové zeminy a holocenní říční sedimenty karpatské oblasti východního Slovenska (Pleistozäne Lösslehme und holozäne Fluß-Sedimente im Karpatengebiet der Ostslowakei, ČSSR). — Antropozoikum, **9**, 175—201, Prag 1961.
- PICARD, K.: Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. — Z. d. dtsh. geol. Ges., **62**, 2, 316—325, 1960.
- RICHMOND, G. M. & FRYE, J. C.: Stratigraphic Commission, Note 19 — Status of Soils in Stratigraphic Nomenclature. — Bull. of the American Association of Petroleum Geologists, **41**, 4, 758—763, 1957.
- ROHDENBURG, H.: Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 66—71, Öhringen 1964.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M.: Löss- und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. — Geologie, **10**, 9—29, 1961.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **1**, 109—130, Öhringen 1951 (1951a).
- : Fossile gleitartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelberges. — Notizblatt hess. Landesamtes f. Bodenforschung Wiesbaden, **6**, 160—183, 1951 (1951b).
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 199—206, Öhringen 1964.
- SCHROEDER, D.: Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr., **4**, 6, 45—65, 1955.
- SMOLÍKOVÁ, L.: Fossilní skvrnitě půdy v ČSSR (Předběžná zpráva). (Fossile gefleckte Böden in der Tschechoslowakei). — Věst. ústř. Úst. geol., **35**, 371—373, Prag 1960.
- : Stratigraphical significance of Terrae Calcis soils. — INQUA, Abstracts of Papers, PWN, 34—35, Łódź 1961.
- : Půdy typu lessivé (parahnědozemě) v okolí Letovic. (Die Lessivé-Böden in der Umgebung von Letovice [Mähren]). — Čas. Mineral. Geol., **7**, 316—321, 1962.
- : Stratigraphische Bedeutung der Terrae calcis-Böden. — Antropozoikum, Sbor. geol. Věd, A, **1**, 101—126, Prag 1963 (1963a).
- : Ráz výskytu terrae calcis v krasových oblastech Slovenska. (Different Forms of Occurrence of Terrae Calcis in Karst Areas of Slovakia). — Čs. Kras, **14**, 93—100, 1963 (1963b).
- : Výzkum kvartéru na listech B. Vystrica a Sl. Lúпча. (Listy M-34-111-C a M-34-111-D). — Zpr. geol. Výzk., 276—277, 1964.
- : Mikromorphologie der altpleistozänen Fossilböden von Červený kopec bei Brno (Brünn). — (Vorläufige Mitteilung). — Věst. ústř. Úst. geol., **42**, 369—373, Prag 1967.
- : Polygenese der fossilen Lößböden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen. — Geoderma, **1**, 315—324, Amsterdam 1968 (1968a).
- : Genese mladopleistocenních půd v Modřicích u Brna na základě půdní mikromorfologie. (Genese der jungpleistozänen Fossilböden von Modřice bei Brno auf Grund mikromorphologischer Untersuchungen). — Čas. Mineral. Geol., **13**, 199—209, 1968 (1968b).
- : Bedeutung der Paläoböden im Rahmen des quartären klimatischen Zyklus. — Antropozoikum, Prag 1972 (im Druck).
- SMOLÍKOVÁ, L. & LOŽEK, V.: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**, 157—177, Öhringen 1962.
- : The Holocene Soil Complex of Litoměřice. — Antropozoikum, Sbor. geol. Věd, A, **2**, 41—56, Prag 1964.
- : Stratigrafičeskoe i paleoklimatičeskoe značenie četvertičnyh iskopaemyh počv Srednej Evropy. — Bjulletin Komm. po Iz. četv. Perioda, **33**, 30, 26—46. — AN SSSR, Moskva 1965.
- WERNER, J.: Gips-Ausblühungen an Bodenaufschlußwänden. — Pfl. Ernähr. Düng., **47**, 3—9, Weinheim 1960.
- ZACHARIAE, G.: Der Einsatz mikromorphologischer Methoden bei bodenzoologischen Arbeiten. — Geoderma, **1**, 175—195, Amsterdam 1967.
- ZAGWIJN, W. & PAEPPE, R.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 129—146, Öhringen 1968.
- ZÁRUBA, Q., LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Starokvartérní sedimenty v hlínisti cihelny u Žalova. (Die altquartären Ablagerungen in der Ziegelei von Žalov bei Prag). — Věst. ústř. Úst. geol., **35**, 225—228, Prag 1960.

ŽEBERA, K.: K současnému výzkumu kvartéru v oblasti Českého masivu. (A propos de l'exploration actuelle des terrains quaternaires dans le domaine du Massif Bohémien). — Sbor. St. geol. Úst., **16**, 731—781, 1949.

Manusk. eingeg. 16. 1. 1970.

Anschrift der Verfasserin: Doz. Dr. Libuše Smolíková, Lehrkanzel der Geologie der Karls-Universität, Prag II, Albertov 6.

Postulate einer Eiszeit-Theorie

Von D. D. KVASOV, Leningrad

Zusammenfassung. Einige Grundvorstellungen der Quartärgeologie können als Postulate der Vereisungstheorie genannt werden. Es wird versucht, über ein Postulatensystem die Ursachen der Vereisung zu erklären. Dabei ergeben sich drei Fragen:

1. Warum war es im Pliozän und im Quartär bedeutend kälter als vorher? Wahrscheinlich war in dieser Zeit die Wasserzirkulation zwischen dem Atlantischen Ozean und dem Nördlichen Eismeer sehr vermindert, was zur Abkühlung des letzteren führte. Der Aufbau des Island-Farøer-Basaltmassivs führte zur Abschwächung der Zirkulation. Die Abkühlung mußte zwangsläufig zur Vereisung führen. Aber es bleibt unklar, warum die Vereisung der Mittelbreiten erst vor einigen hunderttausend Jahren begann und sogleich große Ausmaße erreichte. In Zusammenhang damit steht die zweite Frage:

2. Was verhinderte die Vereisung der Mittelbreiten während des Zeitabschnitts vor ca. 0,5—3,5 Millionen Jahren? Man kann vermuten, daß in diesem Zeitabschnitt die Regression des Ozeans stattfand und sehr bedeutende Schelfflächen sich in Land umwandelten. Das Land am Platz des Barentmeeres war wahrscheinlich von einem Eisschild eingenommen. Der über ihm herrschende Antizyklon führte zur Vergrößerung der Kontinentalität des Klimas in Nordeuropa. Dort entstanden Verhältnisse, die für den Aufbau eines Eisschildes ungünstig waren. Analoge Verhältnisse herrschen heute im Nordteil von Kanada. Dort verhindert der Antizyklon über dem Grönländischen Eisschild den Eisaufbau.

3. Wie kann man die nachfolgenden glazialen und interglazialen Epochen erklären? Bei dem Sinken der Temperatur auf 1—2° in Skandinavien entsteht ein kleiner Eisschild, über dem sich eine kalte Luftmasse bildet, welche die Umgebung abkühlt. Unter der Wirkung dieser Abkühlung vergrößert sich der Schild. Die Abkühlung erfaßt große Flächen der Erde und löst das Wachstum der Gletscher in Nordamerika und anderen Gebieten aus. Die Bindung großer Wassermengen in den Gletschern führt zur Absenkung des Weltmeeres. Die Schelfflächen werden wieder trocken und es entsteht die Möglichkeit der Wiederherstellung des Barent-Eisschildes. Unter seiner Wirkung nimmt die Zufuhr der Niederschläge auf die östlichen und südöstlichen Bereiche des skandinavischen Eisschildes sehr ab, welcher sich rasch verkleinert. Dieses führt zur Verkleinerung der anderen Eisschilde der Mittelbreiten. Der Meeresspiegel steigt an; es wächst die Intensität der Eisbergbildung an der Grenze des Barent-Eisschildes, der sich auch verkleinert. Es beginnt ein Interglazial, und dadurch entstehen die Bedingungen zur Bildung eines neuen Glazials. Die Aufeinanderfolge von Glazialen und Interglazialen ist ein autozyklischer Prozeß. Die Abkühlungen, die durch periodische Veränderung der Erdbahnelemente bedingt sind (Milankovitch-Kurve), fördern diesen Prozeß.

Die Glaziale werden periodisch wiederkehren. Man kann hoffen, daß aufgrund der heute entwickelten Theorie der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und des Ozeans die Klimate der geologischen Vergangenheit rekonstruiert und auch die Wege der Auswirkung auf das Klima angedeutet werden können. Die vorliegende Theorie mißt den Schwankungen des Niveaus, der Zirkulation, den Temperatur- und Eisverhältnissen des Weltozeans eine große Bedeutung bei. Darum kann sie die ozeanologische Theorie der Vereisung genannt werden.

Abstract. Certain fundamental propositions of Quaternary geology may be termed postulates of a theory of Ice Ages. The article is an attempt to show that a system of postulates makes it possible to explain the causes of glaciation. The question of the causes of glaciation may be subdivided into three:

1) Why were the climates in the Pliocene and Quaternary colder than in the preceding geologic periods? The water circulation between the Atlantic and the Arctic oceans at that time must have been weaker, which resulted in the cooling of the Arctic. The reduction of circulation was promoted by the growth of the Icelandic-Farøer basalt massif. It was inevitable that the cooling would have led to glaciation. It is not clear, however, why the glaciation of temperate latitudes began only a few hundred thousand years ago and immediately attained vast proportions. This gives rise to a second question:

2) What prevented glaciation in temperate latitudes in the interval of ~ 3,5—0,5 mln years ago? It can be supposed that there was a regression of the oceans at that time and vast expanses of the shelves became dry land. The land on the site of the Barents Sea may have been occupied by an ice sheet. The anticyclone prevailing over it enhanced the continental climate of northern

Europe, making the conditions there unfavourable to glaciation. Similar conditions are now to be found in northern Canada where glaciation is prevented by the anticyclone over the Greenland ice sheet.

3) What accounts for the alternation of glacial and interglacial stages? With a slight lowering of temperature (by $1-2^{\circ}$) in Scandinavia a small ice sheet is formed there and the air mass established over it cools the territories around the sheet. The cooling effect of this air mass causes the ice sheet to grow in size. The cooling extends to large areas of the earth and brings about the growth of glaciers in North America and in other regions. The accumulation of enormous water masses in glaciers results in the lowering of sea level. The shelves become dry land again and conditions are created for the recovery of the Barents ice sheet. Under its influence nourishment is reduced for the eastern and south-eastern peripheries of the Scandinavian ice sheet which begins quickly to retreat. This brings about the retreat of other ice sheets in temperate latitudes. The sea level rises; the formation of icebergs is enhanced in the periphery of the Barents ice sheet which also begins to retreat. Interglacials begin, which creates conditions for a new glacial. The alternation of glacials and interglacials is an autofluctuational process. Its emergence is promoted by the cooling caused by periodic changes of elements of the Earth's orbit (the Milankovitch curve).

Ice Ages will be periodically repeated in future. It is to be hoped that the theory of the general circulation of the atmosphere and the oceans being developed at present will make it possible to calculate the climates of the geologic past and to outline the ways of influencing the climate.

The theory proposed stresses the importance of the fluctuations in sea level, circulation, thermal and ice regime of the oceans. Therefore, it can be called an oceanological theory of Ice Ages.

Einleitung

Das Quartär ist auf Grund der Verteilung von Land und Meer für die Ausbildung von Eiszeiten prädestiniert. Das Südpolargebiet wird vom Antarktischen Kontinent eingenommen, der mit einer riesigen Eismasse bedeckt ist. Der Arktische Ozean ist größtenteils von Land umgeben, so daß seine Wassermassen nur in geringem Maße an der Zirkulation des Weltmeeres beteiligt sind. Diese Verteilung ermöglicht die scharfe Klimadifferenzierung der äquatorialen und polaren Breiten. Sie begünstigt die Vereisung in den polaren Breiten und in dem Nordteil der gemäßigten Klimazone.

Seit Beginn des Palaeogens erfolgt eine generelle Abkühlung. Sie fällt zusammen mit dem Aufbau des Island-Farøer-Basaltmassivs, der spätestens im Eozän begann und der bis in die Gegenwart anhält. Island und die Farøer sowie das riesige submarine Plateau, das Island und die Insel-Gruppe umgibt, hindern den Golfstrom daran, ins Eismeer weiterzufließen. Man könnte daraus schließen, daß vor einigen Millionen Jahren in den polaren Breiten eine Vereisung ausgelöst wurde, die sich in der nachfolgenden Zeit auch auf die gemäßigte Klimazone ausgedehnt hätte. Die Vereisung setzte dort aber erst vor wenigen hunderttausend Jahren ein, mit einem nachfolgenden Wechsel von Eiszeiten und Interglazialen. Die Erklärung muß deshalb komplizierter sein.

Es ist zu hoffen, daß in naher Zukunft die Dynamik der Atmo- und Hydrosphaere sowie der Gletscher berechnet werden kann, daß daraus Interpretationen der naturgeschichtlichen Veränderungen zumindest für den Zeitabschnitt der letzten Millionen Jahre möglich sind. Einige Grundvorstellungen und -erkenntnisse der Quartärgeologie müssen für solche Kalkulationen die Basis bilden. Diese Grundvorstellungen kann man als Postulate einer Eiszeittheorie bezeichnen.

1. Die Maclaren- und A. Penck/Hollin-Postulate

Untersucht man die Ursachen der Vereisung, so müssen die Beziehungen zwischen Vereisung und dem Meeresspiegel berücksichtigt werden. Der Meeresspiegel erniedrigt sich bei einer Bindung des Wassers in größeren Eismassen (MACLAREN 1841). Diese Erkenntnis, die als Maclaren-Postulat bezeichnet wird, ist allgemein bekannt.

Viel weniger bekannt ist die Erkenntnis von der Abhängigkeit der Vereisungen vom Niveau des Meeresspiegels. Abgesehen von der Ablation ist die Eisbergbildung ein sehr wichtiger Faktor der Massenbilanz des Eises in den Polargebieten. Seine Wirksamkeit wird von der Lage des Meeresspiegels beeinflusst. Bei einer Absenkung vermindert sich die Eisbergbildung, und die Eismasse dehnt sich bei positiver Massenbilanz bis zur entsprechenden Küstenlinie aus. Die Ausdehnung der Vereisung in den Polargebieten hängt deshalb nicht von den Klimaänderungen ab, die eine Vereisung über einen langen geologischen Zeitabschnitt hinweg begünstigen, sondern von den Meeresspiegelschwankungen. Diese Annahme wurde von PENCK (1928) für die Antarktis begründet. Später wurde sie von HOLLIN (1962) weiterentwickelt. Sie wird deshalb als A. Penck/Hollin-Postulat bezeichnet.

2. Das Dana/Nansen-Postulat

DANA (1855) nahm eine beträchtliche Landhebung im Praeglazial an, welche die Vereisung ausgelöst hätte. NANSEN (1904) bestätigte die Annahme einer großen Regression des Weltmeeres an der Grenze Neogen/Quartär. Das Dana/Nansen-Postulat ist bis in die Gegenwart viel diskutiert worden. So wurde versucht, die anomal tiefen, schelfähnlichen, submarinen Flächen als Kontinent-Flexuren zu deuten (HOLTEDAHL 1958). Marine Terrassenflächen an vielen Küsten führten zur Annahme, daß der Meeresspiegel im Neogen höher gelegen habe als heute (TANNER 1968). Diese Terrassen liegen jedoch allesamt in tektonisch gehobenen Gebieten (GREGORY 1931).

Die jüngsten Daten über das Untergrundrelief der quartären Ablagerungen bekräftigen das Dana/Nansen-Postulat. Auf den ausgedehnten Flächen, welche die Nordküste Eurasiens — von Großbritannien bis Chukotka — umsäumen, wurden durch Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen enge Täler nachgewiesen, die mit quartären Sedimenten gefüllt sind und deren Talsohlen mehrere hundert Meter tief unter das Niveau des heutigen Meeresspiegels hinabreichen (BLUNDELL u. a. 1969; CEPEK 1967; RÜHLE 1965; MALACHOVSKI & MARKOV 1969; NIKONOV 1967; TROIZKY 1966; BARANOVA u. a. 1968). Der Erosionszyklus, der durch die Absenkung des Meeresspiegels ausgelöst wurde, führte auch zur Ausbildung einiger begrabener Täler im Zentrum der Osteuropäischen Ebene (SHIK 1961) und im Südteil von Westsibirien (VOLKOV u. a. 1969).

Auf Grund der Ergebnisse aus dem Nordseebecken kann der Erosionszyklus datiert werden. Danach fällt er in die Zeit zwischen die Ablagerung der Coralline- und Red Crag-Sedimente bzw. Scaldisian- und Poederlian-Schichten (niederländische Stratigraphie), d. h., genau an die Grenze zwischen Neogen und Quartär (VALENTIN 1951/52; VAN VOORTHUYSEN 1954).

In einigen Gebieten kann die Zertalung durch tektonische Bewegungen ausgelöst worden sein. Ihre weite Verbreitung in Gebieten mit unterschiedlicher tektonischer Struktur spricht jedoch mehr für eine Auslösung durch Absenkung des Meeresspiegels. In der Regel sind diese Täler sehr eng und von V-förmigem Querschnitt. Diese Formen weisen auf eine kurze Zeitdauer der Regression hin.

Die Annahme einer relativen Landhebung in Beziehung zum Meeresspiegel wird auch von MARKOV & LAZUKOV (1965) und von anderen Autoren bekräftigt, nicht aber von GORETSKY (1967). Wir kennen Spuren der Transgression auf dem Meeresboden. Der gesamte Schelf vor der Nordküste von Eurasien (GAKKEL & DIBNER 1967) sowie vor Island und Labrador gehörte einst zum Festland. Im Ochotskischen Meer wurden in einer Tiefe von mehreren hundert Metern unter dem Meeresspiegel alte Strandlinien gefunden (UDINZEV 1957). Anzeichen für einen niedrigen Stand des Meeresspiegels im ausgehenden Neogen sind auch von den Küsten Australiens und Neuseelands bekannt (GLENIE u. a. 1968). Es ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß einige sogenannte Kontinental-

Plateaus während der Regressionsperiode durch Abrasion entstanden sind. Bohrungen auf dem Plateau Blake bei Florida wiesen Oberflächen aus Oligozän und teilweise aus Miozän nach, während Pliozän-Ablagerungen vollständig fehlen (EMERY & ZARUDSKI 1967).

Die spätneogene Regression der Ozeane kann nur durch eine Absenkung großer Gebiete des Meeresbodens ausgelöst worden sein. Von dieser Absenkung zeugen die Guyots. Ihre Gipfel liegen etwa 1500 m unter dem Meeresspiegel. Bislang gibt es nur wenige Indikationen für das Alter der Abrasionsflächen auf den Guyots. Gedregte Gesteinsproben ergaben ein Alter von Oberkreide bis Neogen (MENARD 1964). Die Denudationsfläche auf diesen Gesteinen ist jedoch jünger. Guyots bildeten sich zu verschiedenen Zeiten; im Mittleren Pazifik können sie relativ alt sein (HAMILTON 1956). Die jüngsten Absenkungen erfolgten im Östlichen Pazifik sowie in anderen Ozeangebieten. Der nachfolgende Anstieg des Meeresspiegels könnte mit dem Aufbau des Mittelozänischen Rückens zusammenhängen.

Möglicherweise steht die Regression in Beziehung zu den beiden letzten Zyklen der Ausweitung des Meeresbodens (J. EWING & M. EWING 1967). Die Anlage des Mittelozänischen Rückens (erster Zyklus) kann mit der Regression verbunden werden und der Aufbau (zweiter Zyklus) mit der Transgression. Der letzte Zyklus fällt in die Zeit vor ca. 10 Mio. Jahren. Zu dieser Zeit entstanden auch die Rift-Systeme vom Baikalsee-Typ (ARTEMYEV & ARTYUSHKOV 1968). Nach stratigraphischen Untersuchungen fanden die intensivsten tektonischen Bewegungen im Baikalseegebiet (UFLYAND u. a. 1969), im Gebiet des Toten Meeres (NEEV & EMERY 1967) und in Ostafrika (GIRDLER u. a. 1969) am Ausgang des Neogens statt. Daraus ergibt sich für den Beginn des letzten Zyklus der Meeresboden-Ausweitung ein jüngerer Alter kurz vor Beginn des Quartärs, d. h. ein Alter von etwa 3,5 Mio. Jahren (BANDY 1967, GROMOV u. a. 1969).

3. Paläogeographie des Eopleistozäns

Das Gromov-Postulat

Nach dem A. Penck/Hollin-Postulat begünstigt eine Absenkung des Meeresspiegels sehr die Vereisung in den Polargebieten. Der Antarktische Eisschild, der im Neogen aufgebaut wurde, erreichte seinen größten Umfang während der Zeit der größten Regression. Nach paläomagnetischen Messungen erreichte die Vereisung in der Antarktis ihr Maximum vor 3,35—2,35 Mio. Jahren (GOODEL u. a. 1968). Die Absenkung des Meeresspiegels und der Einfluß der Vereisung in der Antarktis lösten die Vereisung in Patagonien aus, deren absolutes Alter mit ca. 3 Mio. Jahren angegeben wird (MERCER 1969). In Californien gibt es Indikationen für eine gleichaltrige Gebirgsvergletscherung (CURRY 1966).

Im Nördlichen Eismeer hatten sich Eisberg-Sedimente schon vor 4 bis 6 Mio. Jahren abgelagert, was die Vereisung des sich vergrößernden Festlandes zeigt (STUEBERWALD u. a. 1968; HERMAN 1970). Die Regression des Weltmeeres bewirkte in den Küstengebieten des Nordatlantiks und des Eismeres einen großen Festlandszuwachs. Das Norwegisch-Grönländische Becken und das Nordpolarbecken waren größtenteils isoliert. Sie waren nur durch die engen Straßen zwischen den Färoes und den Shetland-Inseln sowie zwischen Grönland und Spitzbergen mit dem Atlantik verbunden. Das warme Wasser des Atlantik konnte diese Straße kaum passieren. Infolgedessen kam es zum Aufbau des Grönländischen Eisschildes, dessen Umfang auch heute noch von der Lage des Meeresspiegels bestimmt wird. Der gegenwärtige Zuwachs an Niederschlägen auf der Eisoberfläche beträgt nach BAUER (1955) 446 km³ pro Jahr, bei einem Massenverlust von 530 km³, wovon 315 km³ auf die Ablation und 215 km³ auf die Eisbergbildung entfallen. Bei einem schnellen Absinken des Meeresspiegels würde die Eisbergbildung gestoppt. Die nunmehr positive Massenbilanz

würde zu einem Eiszuwachs führen, solange bis der Eisschild die neue Küstenlinie erreicht hat. Auf Island gibt es heute einige kleine Eisschilde. Zu Beginn des Quartärs war die Insel teilweise vergletschert (WENSINK 1965). Andere Gebiete mit rezenter Vergletscherung sind die Archipele im Nördlichen Barentsmeer, namentlich Spitzbergen, Franz-Joseph-Land und Novaja Semlja. Diese kleinen Eisschilde wachsen nur deshalb nicht weiter, weil ihre Verbreitung durch die Eisbergbildung und das Abtauen im Kontaktbereich mit dem Meerwasser begrenzt wird. Dieser Massenverlust beträgt auf Franz-Joseph-Land 40 % (KRENKE 1964) und auf Novaja Semlja 15 % der Gesamtbilanz (CHIZHOV u. a. 1968). Schneeakkumulation und -Ablation halten sich in diesen Gebieten etwa die Waage; die Gletscher verkleinern sich infolge der Eisbergbildung. Wären diese Eisschilde nicht vom Meere begrenzt, dann würden sie in den kurzen wärmeren Klimaabschnitten, wie dem gegenwärtigen, ihren Umfang beibehalten. In kälteren Klimaabschnitten würden sie einen großen Eisschild bilden, der große Teile des Barents- und Karameeres einnehmen würde. Dies muß in den Intervallen vor ca. 3,5—0,5 Mio. Jahren der Fall gewesen sein.

Der Aufbau der Eismassen in der Antarktis, in Grönland, im Barentsmeer und in anderen Gebieten bedingte eine weitere Absenkung des Meeresspiegels und der Wassertemperatur im Meer. Das hatte eine generelle Klimaverschlechterung zur Folge. Im Eopleistozän (Terminologie nach GROMOV entspricht dem Altpleistozän in Westeuropa und Nordamerika) reichte das für eine Vereisung in der gemäßigten Klimazone noch nicht aus. Stationäre Antizyklone über den Eisschilden von Grönland und des Barentsmeeres, die große Eisdecke der Norwegischen See, trockengefallenes Land im Bereich der Ostsee und in großen Gebieten der Nordsee verursachten in Europa und Nordamerika ein kontinentales Klima und verhinderten so die Vereisung. Diese Verhältnisse sind vergleichbar mit denen der kältesten Phasen des Pleistozäns in Ostsibirien, wo es infolge des kontinentalen Klimas nur zu geringen Vereisungen kam.

Die klimatischen Verhältnisse im Eopleistozän können auf Grund von paläontologischen (GROMOV u. a. 1969) und paläobotanischen Ergebnissen (GRICHUK 1959) beurteilt werden. Zur Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse dieser Zeit trug besonders GROMOV (1948) bei. Er bestätigt die Annahme, daß es im Eopleistozän in der gemäßigten Klimazone keine Vereisung gab und daß das Klima zu dieser Zeit relativ kalt und kontinental war (im Vergleich zum Klima des vorigen Zeitalters). Diese Annahme wird als Gromov-Postulat bezeichnet.

Während des Eopleistozäns erreichte der Kaspisee mit der Aktschagyl-Apscheron-Transgression seinen höchsten Stand, nachdem er vorher seinen tiefsten Stand hatte. Der See, der auch während der Transgression ohne Abfluß blieb, enthielt eine sehr spezifische, endemische Fauna. Bislang sind die Ursachen der Transgression noch ungeklärt. Tektonische Bewegungen können wegen der Abflußlosigkeit des Beckens nicht dafür in Frage kommen (KVASOV 1966). Das Klima war damals nicht humider als vorher. Es verbleibt zur Erklärung lediglich die Annahme einer beträchtlichen Vergrößerung des Einzugsgebietes. Solange der Schelf im Barentsmeer zum Festland gehörte, müssen die Mündungen der von der Osteuropäischen Ebene nach Norden gerichteten Flüsse in der Nähe von Spitzbergen gelegen haben. Der Barents-Eisschild blockierte die Flüsse und zwang sie, nach Süden abzufließen (KVASOV u. a. 1969). Wahrscheinlich vereinigten sie sich im „Yergen-Fluß“, der die oberen Portionen der „Yergen-Sande“ aufschüttete und in den Kaspisee mündete (VASILYEV 1969).

Aus dem Bereich des Schwarzen Meeres ist eine größere Regression nicht bekannt. Im Eopleistozän war dort ein Seebecken. Anzeichen für eine tiefreichende Regression finden sich im Mittelmeergebiet (CHUMAKOV 1967). Sie wird dem Plesancien zugeordnet. Es ist noch unklar, weshalb diese Transgression früher erfolgte als die in der Nordsee. Das kann aber mit spezifischen Besonderheiten im Mittelmeerraum zusammenhängen. Vielleicht war

die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Atlantik über die Straße von Gibraltar zeitweilig unterbrochen, analog den Verhältnissen im Roten Meer während des Jungpleistozäns (KVASOV 1969). Wahrscheinlich muß auch die stratigraphische Korrelation zwischen den entsprechenden Ablagerungen des Mittelmeer- und Nordseegebietes revidiert werden.

4. Paläogeographie des Pleistozäns

Die Brooks- und Nehring/Grichuk-Postulate

Im Pleistozän (Terminologie nach GROMOV entspricht dem Mittel- und Jungpleistozän in Westeuropa und Nordamerika) kam es zu einem Anstieg des Meeresspiegels, was den Barents-Eisschild verschwinden ließ (nach A. Penck/Hollin-Postulat). An der Nordküste von Eurasien erreichte der Meeresspiegel seinen heutigen Stand. In einigen Gebieten überschritt er ihn sogar (PETROV 1969). Die Eisschilde in der Antarktis und in Grönland blieben dabei aber erhalten. Sie beeinflussten das Klima weiterhin in beträchtlichem Maße. Aus den theoretischen Überlegungen von BROOKS (1950) ergibt sich, daß eine geringe Temperaturerniedrigung genügt, um einen Eisschild aufzubauen, der so groß ist, daß die Lufttemperaturen darüber relativ niedrig bleiben. Somit kann sich der Eisschild rasch vergrößern, bis seine südlichen Ausläufer Gebiete mit hoher Ablation erreichen, in denen der Vorstoß dann zum Stillstand kommt.

Der skandinavische Eisschild verstärkte die Abkühlung, die zu seinem Aufbau führte, beträchtlich, so daß es zu einer Klimaverschlechterung in der gesamten gemäßigten Klimazone der Nordhalbkugel und zum Aufbau von Eisschilden in Nordamerika, NW-Sibirien und anderen Gebieten kam. Die Vereisungen in der gemäßigten Klimazone können folglich auf der Grundlage von Annahmen erklärt werden, die man als Brooks-Postulat bezeichnen kann.

Eine Temperaturerhöhung während des Maximums einer Vereisung wird wegen der Schutzwirkung der hohen Albedo nicht sofort eine Verkleinerung des Vereisungsgebietes zur Folge haben. Deshalb haben einige Wissenschaftler eine Theorie der autozyklischen Prozesse entwickelt, nach der die Gletscher selbst Anlaß zu ihrem Abschmelzen geben. Nach der Theorie von M. EWING & DONN (1956, 1958, 1966) beginnt die Vereisung, wenn der arktische Ozean eisfrei ist und für die wachsende Eismasse genug Nahrung bietet. Bei fortschreitendem Wachstum der neuen arktischen Eisdecke verschlechtern sich die Bedingungen für die Gletscherbildung immer mehr und das Eis schmilzt ab. Damit beginnt das Interglazial.

Gegen diese Theorie ist einzuwenden, daß beide Prozesse, der steuernde und der gesteuerte, von gänzlich verschiedener Zeitdauer sind. Die atmosphärischen Verhältnisse können sich in einigen Monaten ändern. Eine Veränderung der Eisbedeckung des Ozeans dauert Dutzende und die des marinen Wärmehaushaltes hunderte von Jahren. Für den Vorstoß und das Abschmelzen von großen Eismassen müssen aber mehrere zehntausend Jahre angesetzt werden. Würde das Eis zu rasch auf äußere Einflüsse reagieren, so bliebe seine Verbreitung auf enge Grenzen beschränkt.

Auf der Grundlage der Maclaren- und Penck/Hollin-Postulate kann ein anderer Mechanismus von autozyklischen Prozessen zur Erklärung dienen. Aus der Bindung von großen Wassermengen in den Eismassen ergibt sich eine Absenkung des Meeresspiegels um ca. 150 m. Dabei wird ein großer Teil des Barentsmeeres zu Festland. Die verbleibenden Wasserbecken sind so flach, daß sich die Gletscher darüber hinwegschieben können. Diese Bedingungen begünstigen den erneuten Aufbau des Barents-Eisschildes. Daß dieser Eisschild in der letzten Eiszeit und wahrscheinlich auch in den älteren Eiszeiten tatsächlich existierte, wird weitgehend anerkannt (DE GEER 1900; NANSEN 1904; BLÜTHGEN 1942; SHEPARD 1963; GROSSWALD 1967; EMERY 1968).

Der Skandinavische Eisschild bildete eine hohe Barriere für die atmosphärische W-E-Zirkulation in den Mittelbreiten. Die atlantischen Luftmassen wurden außerdem von einer stationären Antizyklone über dem Eis an einer Verdriftung nach Osten gehindert. So kam es zu einer Verringerung der Niederschläge in den östlichen und südöstlichen Randgebieten des Eisschildes. Aber infolge der ebenfalls verminderten Verdunstung blieben noch die humiden Klimaverhältnisse, die den weiteren Eiszuwachs begünstigten. Bei einer Annäherung der beiden Eisschilde vom Barentsmeer und von Skandinavien wurde die W-E-Zirkulation noch mehr abgeschwächt und möglicherweise gänzlich gestoppt. Eine Eismassen-Barriere von Spitzbergen bis zu den Karpathen versperrte den feuchten atlantischen Luftmassen den Weg nach Osten. Die südlich angrenzenden Gebirge waren ebenfalls vergletschert. In dieser Zeit erreichten die Lufttemperaturen und die Verdunstung ihre niedrigsten Werte. In den östlich und südlich angrenzenden Gebieten nahmen die Niederschläge ab, und das Klima wurde arid. Damit verringerte sich in den östlichen und südlichen Randgebieten der Eismasse der Eiszuwachs, und schließlich kam es dort zum raschen Zurückschmelzen des Eises, das auch auf die anderen Gletschergebiete der Mittelbreiten in Europa, NW-Sibirien und N-Amerika übergriff. Infolgedessen stieg der Meeresspiegel wieder an, und die Eisbergbildung am Rande des Barents-Eisschildes verstärkte sich, wobei diese Prozesse durch isostatische Senkung des Eis-Untergrundes noch beschleunigt wurden. Dieses führte zum Verschwinden des Barents-Eisschildes. Damit wurde die Interglazialzeit eingeleitet, in der wiederum Verhältnisse herrschten, aus denen sich die nächste Vereisung entwickeln konnte.

Schon NEHRING (1890) hatte auf Grund von säugetierpaläontologischen Untersuchungen auf die humiden Klimaverhältnisse der Glazialgebiete zu Beginn der Vereisung und auf die Aridität in der Endphase aufmerksam gemacht. M. P. und V. P. GRICHUK (1960) zogen auf der Grundlage von sporen- und pollenanalytischen Untersuchungen eine gleichartige Schlußfolgerung. Die Annahme eines Wechsels von humiden und ariden Klimaverhältnissen während einer Vereisung kann deshalb als Nehring/Grichuk-Postulat bezeichnet werden.

Nach neueren Untersuchungen haben in ganz Nord-Eurasien ähnliche Verhältnisse geherrscht (FRENZEL 1968; GITERMANN u. a. 1968). Die Lisan-Transgression im Becken des Toten Meeres erfolgte am Beginn der Jungwürm-Eiszeit vor 23—26 000 Jahren, die nachfolgende Regression an deren Ende (NEEV & EMERY 1967). Auch in Nordafrika herrschten am Beginn der Eiszeit relativ humide und am Ende relativ aride Verhältnisse (BUTZER 1958). Die Ergebnisse über die Kaspi-Transgressionen können wegen des zusätzlichen Zuflusses von Eisstauwässern einer klimatischen Deutung nicht zugrundegelegt werden (KVASOV 1968).

Der Wechsel von Glazialen und Interglazialen beruht deshalb auf autozyklischen Prozessen. Zur Auslösung ist ein schwacher äußerer Impuls erforderlich. Dieser Impuls war gegeben durch die Abkühlung, die durch periodische Veränderungen der Erdbahnelemente verursacht wurde (Milankovitch-Kurve). Diese Kurve ist für den Zeitabschnitt der letzten 30 Mio. Jahre berechnet worden (SHARAF & BOUDNIKOVA 1969). Die mit der Kurve verbundenen Klimawechsel sind jedoch während großer Zeitabschnitte (auch im Eopleistozän) nicht signifikant. Lediglich im Pleistozän gab es einen Mechanismus, der die extraterrestrisch bedingten Fluktuationen vergrößerte.

5. Die geologische Zukunft

Wir haben Grund zu der Annahme, daß die Eiszeit noch nicht zu Ende ist. Die Milankovitch-Kurve ist für den Zeitabschnitt der nächsten Millionen Jahre vorausberechnet worden (SHARAF & BOUDNIKOVA 1969). Danach wird die Abkühlung, die vor ca. 2 500 Jahren

im Subatlantikum einsetzte, noch einige tausend Jahre anhalten. In naher geologischer Zukunft wird der Skandinavische Eisschild den kritischen Umfang erreichen, der den o. g. autozyklischen Prozeß einleitet, der dann zur Vereisung führt. Nach mehrmaliger Vereisung wird der Barentssee-Schelf aber so tief ausgeschürft sein, daß der Aufbau der Eisschilde in der gemäßigten Klimazone den Aufbau des Barents-Eisschildes nicht mehr auszulösen vermag. Unter diesen Bedingungen wird der autozyklische Prozeß gestoppt, und es kommt zu einer permanenten Vereisung in der gemäßigten Klimazone.

Daraus kann man den Schluß ziehen, daß drei Haupttypen von Vereisungen vorkommen können: eine permanente Vereisung in den Polargebieten, eine pulsierende und eine permanente Vereisung in der gemäßigten Klimazone. Auf der Südhalbkugel gibt es den erstgenannten Typ nun schon seit einigen Millionen Jahren. Auf der Nordhalbkugel war er jedoch nur für das Eopleistozän charakteristisch. Im Pleistozän gab bzw. gibt es in der gemäßigten Klimazone eine pulsierende Vereisung.

In den nächsten Jahrtausenden kann es zu einer anderen Vereisung kommen. Man muß bedenken, daß sich die menschliche Aktivität gegenwärtig in einer Anreicherung von CO₂ in der Atmosphäre und in einer beträchtlichen Energieproduktion auswirkt. Es muß also eine Theorie der allgemeinen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation sowie der Gletscherdynamik entwickelt werden, die nicht nur auf die rezenten Verhältnisse, sondern auch auf die geologische Vergangenheit anwendbar ist. Wenn die Ergebnisse der Berechnungen mit den paläogeographischen Ergebnissen übereinstimmen, kann auf der Grundlage dieser Theorie auch die zukünftige Entwicklung der Verhältnisse in der Atmo- und Hydrosphäre sowie die Gletscherentwicklung berechnet werden, sowohl im Rahmen der natürlichen Weiterentwicklung der Erde als auch im Rahmen des willkürlichen oder planmäßigen Eingreifens des Menschen in die planetarischen Prozesse. Auf der Grundlage dieser Berechnungen könnten ungünstige Veränderungen der Naturvorgänge verhindert und diese schließlich vom Menschen gesteuert werden.

Literatur

- ARTEM'YEV, M. E. & ARTYUSHKOV, Ye. V.: On the origin of the rift depressions. — Proc. USSR Acad. Sci., geol. ser., **4**, 58—73, 1968 (in Russisch).
- BANDY, O. L.: Foraminiferal definition of the boundaries of the Pleistocene in southern California, USA. — Progr. in Oceanogr., **4**, 27—49, 1967.
- BARANOVA, Yu. P. & BISKE, S. F. et al.: Kaynozoy severo-vostoka SSSR, Moskva 1968.
- BAUER, A.: The balance of the Greenland ice sheet. — J. Glaciol., **2**, 456—462, 1955.
- BLUNDELL, D. J., GRIFFITS, D. H., KING, R. F.: Geophysical investigations of buried river valleys around Cardigan Bay. — Geol. J., **6**, 161—180, 1969.
- BLÜTHGEN, J.: Die diluviale Vereisung des Barentssee-schelfes. — Die Naturwissenschaften, **30**, 674—679, 1942.
- BROOKS, C. E. P.: Climate through the ages. — London 1950.
- BUTZER, K. W.: Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. — Bonner geogr. Abh., **24**, 157 S., 24 Abb., 14 Tab., Bonn 1958.
- СЕПЕК, А. Г.: Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. Reihe A, **12**, 375—404, Berlin 1967.
- CHIZHOV, O. P. et al.: Glaciation of Novaya Zemlya. — Moskva 1968 (in Russisch).
- CHUMAKOV, I. S.: Pliocene and pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt. — Moskva 1967 (in Russisch).
- CURRY, R. R.: Glaciation about 3,000,000 years age in the Sierra Nevada. — Science, **154**, 770—771, 1966.
- DANA, J. D.: Address of the president of the Association. — Proc. Amer. Assoc. for Adv. of Sci., **9**, 21—29, 1855.
- DE GEER, G.: Om östra Spetsbergens glaciation under istiden. — Geol. Foren. i Stockholm Förhandl. n. 201, **22**, 427—436, Stockholm 1900.
- EMERY, K. O.: Shallow structure of continental shelves and slopes. — South-eastern Geology, **9**, 173—194, 1968.

- EMERY, K. O. & ZARUDSKI, E. F. K.: Seismic reflection profiles along the drill holes on the continental margin of Florida. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, **581-A**, Washington 1967.
- EWING, J. & EWING, M.: Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea floor. — *Science*, **156**, n° 3782, 1590—1592, 1967.
- EWING, M. & DONN, W. L.: The theory of ice age. I. — *Science*, **123**, n° 3207, 1061—1066, 1956; II. — *Science*, **127**, n° 3307, 1159—1162, 1958; III. — *Science*, **152**, n° 3730, 1706—1712, 1966.
- FRENZEL, B.: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Wiesbaden 1968.
- GAKKEL, Ya. Ya. & DIBNER, V. D.: Bottom of the Arctic Ocean. — In: *International Dictionary of Geophysics*, **1**, 152—165, Oxford (Pergamon Press) 1967.
- GIRDLER, R. W., FAIRHEAD, J. D., SEARLE, R. C. & SOWERBUTTS, W. T. C.: Evolution of rifting in Africa. — *Nature*, **224**, n° 5225, 1178—1182, 1969.
- GITERMAN, R. E., GOLUBEVA, L. E., ZAKLINSKAYA, E. D. et al.: The main development stages of the vegetation of North Asia in Anthropogen. — Moskva 1968 (in Russian).
- GLENIE, R. C., SCHOFIELD, J. C. & WARD, W. T.: Tertiary sea levels in Australia and New Zealand. — *Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol.*, **5**, 141—163, 1968.
- GOODEL, H. G., WATKINS, N. D., MATHER, T. T. & KOSTER, S.: The Antarctic glaciation history recorded in sediments of the Southern Ocean. — *Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol.*, **5**, 41—62, 1968.
- GORETSKY, G. I.: O proishozhdenii i vozraste glubokih dolinobraznykh ponizheniy v relyefe posteli antropogennykh otlozheniy lednikovoy oblasti. — In: *Nizhniy pleistocen lednikovoy rayonov Russkoy ravniny*, 17—34, Moskva 1967.
- GREGORY, J. M.: Raised beaches and variations of sea level. — *Scientia (Bologna)*, **49**, 95—104, 1931.
- GRICHUK, M. P. & GRICHUK, V. P.: Periglacial vegetation on the territory of the USSR. — In: *Periglacial phenomena on the territory of the USSR*, 66—100, Moskva 1960 (in Russian).
- GRICHUK, V. P.: Nizhnaya graniza chetvertichnogo perioda (sistemy) i eyo stratigraficheskoe polozhenie na Russkoy ravnine. — *Trudy Instituta geografii Akademii nauk SSSR*, **77**, 5—90, 1959.
- GROMOV, V. I.: Paleontologicheskoe i arheologicheskoe obosnovanie stratigrafii kontinentalnykh otlozheniy chetvertichnogo perioda na territorii SSSR (mlekopitayushchie, paleolit). — Moskva 1948.
- GROMOV, V. I., KRASNOV, I. I., NIKIFOROVA, K. V. & SHANTSER, E. V.: Skhema podrazdeleniy antropogena. — *Byulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*, **36**, 41—56, 1969.
- GROSSWALD, M. G.: Glaciation of Barents continental shelf in Late Pleistocene and Holocene. — *Data of Glaciological Studies, Chronicle, Discussions*, **13**, 52—77, 1967 (in Russian).
- HAMILTON, E. L.: Sunken islands of the Mid-Pacific mountains. — *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **64**, 1956.
- HERMAN, J.: Arctic Paleo-Oceanography in Late Cenozoic time. — *Science*, **169**, 3944, 474—477, 1970.
- HOLLIN, J.: On the glacial history of Antarctica. — *J. Glaciol.*, **4**, 173—195, 1962.
- HOLTEDAHL, H.: Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and Southern Alaska. — *J. Geol.*, **66**, 461—471, 1958.
- KRENKE, A. N.: *Byudzhet massy i sovremennaya evolyutsiya oledeneniya Zemli Franza-Iosifa*, Moskva 1904.
- KVASOV, D. D.: Kaspian's balance in Middle Pliocene. — *Bull. Moscow Soc. Naturalists, Geol. series*, **41**, n° 6, 99—114, 1966 (in Russian).
- : Paleogidrologiya vostochnoy Evropy v pozdnechetvertichnoe vremya. — In: *Doklady na ezhegodnykh chteniyah pamyati L. S. Berga*, VIII—XIV, 65—80, Leningrad 1968.
- : Limnological hypothesis of the origin of hot brines in the Red Sea. — *Nature*, **221**, n° 5183, 850—851, 1969.
- KVASOV, D. D., ANANOVA, E. N., BORISOV, A. A. & DIBNER, V. D.: On palaeogeography Eastern Europe in the akchagilsko-apsheonsky period. — *Vestnik Leningradskogo universiteta*, n° 6, 142—151, 1969 (in Russian).
- MACLAREN, C.: The glacial theory of professor Agassiz. — *Amer. J. Sci. and Arts*, **42**, 346—365, 1842.
- MALACHOVSKY, D. B., MARKOV, K. K. (editors): *Geomorphologie et les dépôts quaternaires du nord-ouest de la partie européenne de l'URSS*. — Leningrad 1969 (in Russian).
- MARKOV, K. K., LAZUKOV, G. I. et al.: *The Quaternary period, v. I*. Moskva 1965 (in Russian).
- MENARD, H. W.: *Marine geology of the Pacific*. — New York 1964.
- MERCER, J. H.: Glaciation of southern Argentina more than two million years ago. — *Science*, **164**, n° 3881, 823—825, 1969.

- NANSEN, F.: The bathymetrical features of the North Polar seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of shore-line. — The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. — Scientific results, **4**, n^o 13, Christiania 1904.
- NEEV, D., EMERY, K. O.: The Dead Sea. — Bull. Geol. Surv. Israel, **41**, Jerusalem 1967.
- NEHRING, A.: Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. — Berlin (Dümmeler) 1890.
- NIKONOV, A. A.: On the old valleys of the north-eastern part of Baltic Shield. — Doklady A. N. SSSR, **177**, n^o 5, 1155—1158, 1967 (in Russisch).
- PENCK, A.: Die Ursachen der Eiszeit. — S.B. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., n^o 6, 76—85, Berlin 1928.
- PETROV, O. M.: Anthropogen marine mollusks of Northern Eurasia and their importance for stratigraphy. — In: The main problems of Anthropogen geology of Eurasia, 94—100, Moskva 1969 (in Russisch).
- RÜHLE, E.: Relief of Pre-Quaternary rocks and its effect in the development and character of glacial deposits. — In: Last European Glaciation, 66—69, Moskva 1965 (in Russisch).
- SHARAF, S. G. & BOUDNIKOVA, N. A.: Secular perturbations in the elements of the Earth's orbit and astronomical theory of climate variations. — Trudy Instituta teoreticheskoy astronomii, **14**, 48—104, 1969 (in Russisch).
- SHEPARD, F. P.: Submarine geology. — New York 1963.
- SHIK, S. M.: Doleznikovaya gidrograficheskaya set yugo-zapadnogo Podmoskovya i eyo razvitiye v pleistozene. — Materialy Vsesoyuznogo soveschaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda, **2**, 259—263, Moskva 1961.
- STEUERWALD, B. A., CLARK, D. L. & ANDREW, J. A.: Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., **5**, 2, 79—85, 1968.
- TANNER, W. F.: Multiple influences on sealevel changes in the Tertiary. — Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol., **5**, 165—171, 1968.
- TROIZKY, S. L.: Chetvertichnye otlozheniya i relyef ravninnyh poberezhnykh Eniseyskogo zaliva i prilgayushey chasti gor Byrranga. — Moskva 1966.
- UDINZEV, G. B.: Bottom relief of the Okhotsk Sea. — Trudy Instituta okeanologii A. N. SSSR, **22**, 3—76, 1957 (in Russisch).
- UFELYAND, A. K. et al.: Depressions of Baikalian type in Northern Mongolia. — Bull. Moscow Soc. Naturalists, Geol. series, **44**, n^o 6, 5—22, 1969 (in Russisch).
- VALENTIN, H.: Der Nordseeraum an der Wende Tertiär-Quartär. — Die Erde, **3—4**, 285—303, Berlin 1951—1952.
- VASILYEV, Yu. M.: Formation des dépôts anthropogènes des zones glaciaires et extraglaciaires. — Moskva 1969 (in Russisch).
- VOLKOV, I. A. et al.: Loess-like cover deposits and paleogeography of the south-west of West Siberia in Pliocene-Quaternary time. — Novosibirsk 1969 (in Russisch).
- VOORTHUYSEN, J. H. VAN: Crustal movements of the North Sea basin during Pliocene and early Pleistocene time. — Geol. en Mijnb. N. S., **16**, 165—172, 1954.
- WENSINK, H.: Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated plio-pleistocene tills in Iceland. — Geol. Rdsch., **54**, 364—384, Stuttgart 1965.

Manusk. eingeg. 13. 12. 1970.

Anschrift des Verf.: D. D. Kvasov, Laboratory of Limnology, Academy of Science, USSR, Leningrad P-46, Petrovskaja ul. 3a.

B. Mitteilungen

Zur Ausdehnung der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpenvorland ¹⁾

Von PETER SINN, Heidelberg

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Die Argumente, die SCHAEFER (1953) für einen besonders weiten Vorstoß der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpenvorland angeführt hat, erwiesen sich nicht als stichhaltig. Im Unterschied zum Rheingletscherbereich weist der petrographische Befund im Iller-Lechgebiet zwar eindeutig auf die fluvioglaziale Natur der Prägünz-Schotter und damit auf eine echte Vorland-Vergletscherung hin. Über die Ausdehnung des Eises nach N lassen sich jedoch keine sicheren Aussagen machen. Im Gegensatz zu SCHAEFER werden eher relativ geringe Dimensionen vermutet.

Summary. The arguments of SCHAEFER (1953) for some extreme advance of the Donau Glaciation in the Swabian foreland of the Alps do not convince to be valid. Unlike the region of the Rhine Glacier the petrography in the Iller-Lech region reveals the fluvioglacial origin of the Pre-Günz gravel sheets, i.e. a real foreland glaciation. However one cannot locate for certain the northern limits of the ice. Contrary to the opinion of SCHAEFER smaller dimensions of the Donau Glaciation are more likely to have existed.

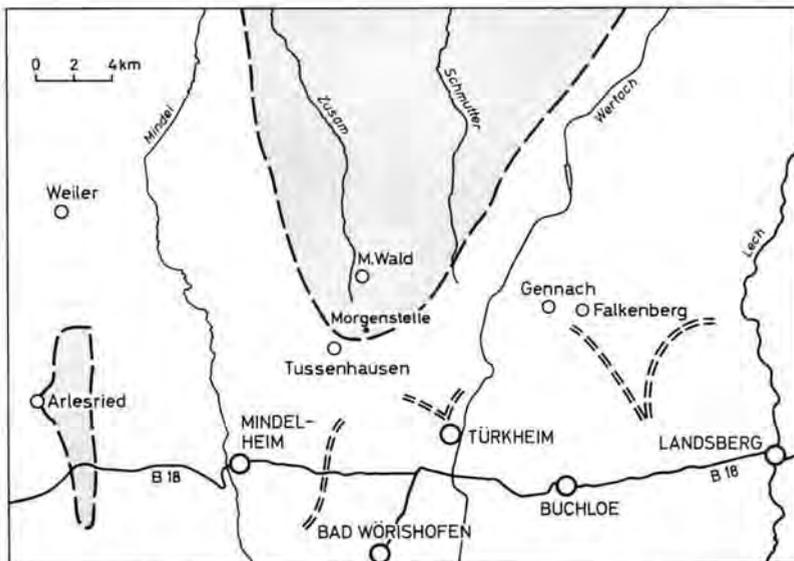


Abb. 1. Topographische Übersicht mit den wichtigsten Lokalitäten. — — Ungefähre Grenzen der Staudenplatte und der Arlesrieder Donau-Schotter. == Endmoränen des rifeiszeitlichen Maximalvorstoßes (n. EBERL 1930).

¹⁾ Herzlichen Dank schulde ich den Herren M. Löscher (Heidelberg) und L. Scheuenpflug (Augsburg) für die Mithilfe bei Schotterproben bzw. für die Überlassung von eigenen Analyseergebnissen.

In einer grundlegenden Arbeit über das Prägung des schwäbischen Alpenvorlandes hat SCHAEFER (1953) der Donau-Vereisung ein fast dem rißzeitlichen Maximalvorstoß vergleichbares Ausmaß zugeschrieben — ein Ergebnis, das u. a. in WOLDSTEDTS Handbuch (1958, Bd. 2, S. 183) Aufnahme fand. Am Beispiel der Staudenplatte, dem ausgedehntesten Areal donauzeitlicher Ablagerungen zwischen Riß und Lech, hat SCHAEFER im wesentlichen folgende Argumente geltend gemacht, wobei er sich teilweise eng an GRAUL (1949) anlehnte:

1. An der Südspitze der Staudenplatte zeigen die donauzeitlichen Fluvioglazialschotter mit bis zu 6% ein Gefälle, das fast an das eines Übergangskogels heranreicht und somit auf eine endmoränennahe Lage der Bildungen hinweist.
2. Die Schotter enthalten kristalline Gesteine in einem Prozentsatz, wie er sonst nur noch in den rißzeitlichen Ablagerungen von Wertach und Lech festzustellen ist; „sie stammen aus den Zentralalpen, von wo besonders während der Donau- und der Rißvereisungen größere Eisströme über die Kalkalpen in das Vorland geflutet sind“ (a.a.O., S. 47).
3. Das Geröll der Donau-Schotter ist auffallend grob; nur die zur Riß-Maximalvereisung gehörenden Hochterrassenschotter weisen in der Nachbarschaft ähnliche Korngrößenverhältnisse auf.

Zu 1: Bei der Berechnung des Gefälles legte GRAUL (1949), auf den sich SCHAEFER hier beruft, für die Schotterbasis am Südabfall der Staudenplatte einen Wert von 647 m zugrunde. Zumindestens teilweise dürfte dieser Betrag auf die hypsometrische Ungenauigkeit der alten bayerischen Positionsblätter zurückzuführen sein, die von beiden Autoren seinerzeit auch ausdrücklich bemängelt wurde. Die eigenen Messungen mit einem Barometer-Präzisionsgerät Thommen (Typ 3 B 4), die an verbessertem Kartenmaterial und zusätzlichen Nivellementunterlagen anschließend konnten, ergaben für die Schotterunterkante beim Angelberg und Hoffeld N Tussenhausen lediglich ca. 637 m (r 439308, h 533109). Für die Morgenstelle im oberen Angelberger Forst, wo mit 654 m die höchste Erhebung der Staudenplatte vorliegt, war jedoch im Gegensatz zu GRAUL und SCHAEFER überhaupt kein anstehender Schotter auszumachen. Bis mindestens 651 m wird hier durch Fuchsbauten der Tertiärsand aufgeschlossen (r 439457, h 533126), allenfalls abgedeckt von geröllreicher Fließerde, die die Höhe vor stärkerer Erniedrigung bewahrt hat. Das hohe Tertiär an dieser Stelle zeigt einmal den rechten Rand der alten Rinnenfüllung an; zum anderen ist dadurch zusammen mit Kiesgrubenaufschlüssen im mittleren Angelberger Forst (r 439483, h 533194) und bei Markt Wald (r 439484, h 533383) eine ehemalige Abflußrichtung von SSW nach NNE angezeigt. Nachdem in der Walder Kiesgrube die Nagelfluh bei 627 m dem Tertiär auflagert, läßt sich ab N Tussenhausen maximal ein Sohlengefälle von 3,5% errechnen — ein Betrag, der für die Fluvioglazialablagerungen dieser Breite durchaus noch als normal anzusehen ist.

Zu 2: Der auffallende Kristallingehalt in den Schottern der Staudenplatte konnte durch eigene Grobkies-Analysen bestätigt werden. Mehrere Proben aus verschiedenen Horizonten der oben genannten Kiesgruben ergaben bei jeweils 3—400 Geröllen einen Anteil von 4—6,5% (einschl. der Quarze). Beim Vergleich mit dem benachbarten Hochterrassenschotter an Wertach und Lech stellte sich gegenüber SCHAEFER jedoch zweierlei heraus:

a) Die mittelpleistozänen Schotter enthalten wesentlich weniger Kristallin; in zahlreichen Aufschlüssen zwischen Buchloe und Augsburg fand sich kaum 1%, nur SE und N Augsburg waren stellenweise bis zu 2% auszuzählen.

b) Die Art des Kristallins weicht stark voneinander ab; während in den mittelpleistozänen Ablagerungen immer wieder grüne Hornblendegesteine vorkommen, treten in den alten Schottern neben den Quarzen fast ausschließlich helle muskovitreiche Granitgneise auf.

Nur die Amphibolite bzw. Grungesteine sind typisch für das zentralalpin beeinflusste Material, das in erster Linie über den Fernpaß in den Lechbereich geriet und sich dabei entsprechend der Gletscherausdehnung im Mittelpleistozän etwas stärker bemerkbar macht als etwa in den letzteiszeitlichen Akkumulationen. Soweit ist SCHAEFER durchaus zuzustimmen. Die zahlreichen hellen Granitgneise in den Staudenplattenschottern können hingegen nicht auf gesteigerte Transfluenzen von zentralalpinem Eis zurückgeführt werden. Sie sprechen vielmehr für eine beträchtliche sekundäre Umlagerung aus den Schotterchwemmkegeln der subalpinen Molasse, wo besonders in den jüngeren Schichten der Kemptener Gegend vermehrt Kristallin und zwar gerade von der genannten Art in Erscheinung tritt (vgl. SCHIEMENZ 1960). Daß dieses Material in den alten Fluvioglazialablagerungen so auffallend häufig vorkommt, hängt allein mit der ehemals viel größeren Verbreitung der Molasseschotter zusammen, die erst im Zuge der mehrmaligen Vergletscherung sukzessive auf ihre heutige Ausdehnung dezimiert wurden (vgl. SINN 1971). Mit dieser Erklärung löst sich auch eine Diskrepanz in SCHAEFERS Arbeit, die neben den zentralalpinen Transfluenzen gleichzeitig von einer Ur-Wertach berichtet, in deren Lauf die Staudenplattenschotter abgelagert sein sollen. Die Wertach entspringt nämlich im westlichsten Einzugsgebiet des Wertach-Lechgletschers, wo die orographischen Verhältnisse niemals einen beträchtlichen Überfluß von zentralalpinem Eis zu-

gelassen haben (vgl. PENCK 1901, Bd. I; MÜLLER 1917; EBERL 1930). Größere Transfluenzen aus dem Innlängstal gelangten nur in den östlichen Lech- und vor allem den Loisach-Ammerseegletscher, wovon u. a. die erwähnte Kristallinzunahme in den Rißschottern SE und N Augsburg zeugt.

Zu 3: Die Korngröße der Markt Walder Schotter ist tatsächlich recht grob. Sie übertrifft deutlich die der benachbarten Würmschotter und reicht fast an die mit Sicherheit eisrandnah abgelagerten Hochterrassenschotter heran, so wie es SCHAEFER beschrieben hat. Dies geht auch aus den Werten von Analysen hervor, bei denen versucht wurde, an jeweils repräsentativen Aufschlußstellen mit rund 1000 Geröllen den Anteil der Grobkiesfraktionen und der „Brocken“ (über 6,3 cm, nach STÄBLEIN 1970) quantitativ zu erfassen. Zusätzlich wurden in jedem Aufschluß die jeweils zehn größten Gerölle zusammengesucht und deren zwei größte Durchmesser anschließend gemittelt:

Kiesgrube		2—4	4—6,3	ü. 6,3 cm	10 größte Gerölle
1a) Angelbg. Forst	7 m ü. Basis	86,1	12,0	1,9 %	
b) Angelbg. Forst	4 m ü. Basis	82,8	14,8	2,4 %	21 x 13 cm
c) Markt Wald	1 m ü. Basis	85,0	13,5	1,5 %	23 x 13 cm
2) S Falkenbg. (HT)	7 m ü. Basis	83,2	13,2	3,6 %	28 x 14 cm
3) S Gennach (NT)	1 m ü. Oberkante	88,7	10,1	1,2 %	17 x 12 cm
4) SW Weiler	3 m ü. Basis	83,6	12,1	4,3 %	19 x 14 cm

Durch die Proben 1 wird die relative Grobheit der südlichen Staudenplattenschotter im Vergleich mit dem Hoch- und Niederterrassematerial der Nachbarschaft (2 und 3) zwar bestätigt. Eine zusätzliche qualitative Analyse der jeweils größten Gerölle ergab jedoch, daß diese Grobheit nicht ohne weiteres auf besondere Eisrandnähe zurückgeführt werden kann. In den donauzeitlichen Schottern finden sich fast ausschließlich harte Exemplare wie Hornsteine, Quarzite, quarzitisches Sandsteine und Kieselkalke, also ausgelesenes Material, das gerade bei längerem Transport zur Anreicherung kommt. Moränen- bzw. eindeutig moränennahe Ablagerungen sind hingegen durch ausgesprochen nahautochthones Grobmaterial charakterisiert, wozu im Alpenvorland neben reinen Kalken, Mergelkalken und Dolomiten vor allem weiche Flyschsandsteine, Molassesandsteine und -nagelfluhbrocken zu zählen sind. Bezeichnenderweise waren unter den größten Geröllen der Rißschotter (Probe 2) auch nur wenig ganz harte Komponenten, sondern in erster Linie Jurakalke und Flyschsandsteine auszuzählen.

Die Grobheit der Staudenplattenschotter dürfte ebenso wie ihr Reichtum an spezifischem Kristallin (s. o.) mit der Umlagerung von sehr viel Molassegeröll zusammenhängen. Diese Erklärung findet eine wesentliche Stütze in den Korngrößenverhältnissen der wahrscheinlich günzeitlichen Schotter westlich der Mindel (Probe 4), die wegen ihrer petrographischen Zusammensetzung überhaupt nicht mehr als Fluvioglazial, sondern nur als periglazial-fluviatil umgelagertes Material in einem ehemals zur Donau entwässernden Adelegg-Fluß gedeutet werden können (vgl. SINN 1971). Obwohl diese Ablagerungen demnach garnicht mit einem Gletscherrand in Verbindung zu bringen sind, stehen sie an Grobheit den durch die Proben 1 und 2 repräsentierten Schottern nicht nach. Dabei waren unter den größten Geröllen bei Weiler wiederum fast nur harte Bestandteile festzustellen. Dies ergibt eine deutliche Parallele zu den Markt Walder Schottern, mit denen jene außerdem den gesteigerten Kristallingehalt gemeinsam haben. Die auffallenden Korngrößen beider Ablagerungen lassen sich wohl dadurch erklären, daß die im Altpleistozän abgetragenen Molasseschotter primär recht viele Groblagen enthalten (vgl. SCHIEMENZ 1960); zum anderen scheinen bereits fertige Gerölle selbst bei weiter Umlagerung nicht mehr so stark der Abnutzung zu unterliegen wie Gesteinsfragmente, die der Gletscher zunächst unmittelbar aus dem Anstehenden mitgeführt hat.

SCHAEFERS Argumente für eine besonders weite Ausdehnung der Donau-Vergletscherung können demnach nicht länger als beweiskräftig angesehen werden. Für seine Behauptung, die donauzeitlichen Endmoränen seien „etwa an der Linie Memmingen—Mindelheim—Landsberg/Lech“ (1953, S. 53) gelegen, ergeben sich auch weiter im W keine Anhaltspunkte.

Im Illergletschervorland hat EBERL (1930) ursprünglich donauzeitliche Moränen bei Obergünzburg, also relativ weit im S, beschrieben. „Einen ungefähren Maßstab für die entwickelte Eismächtigkeit“ (S. 391) können diese Bildungen deshalb nicht abgeben, weil sie durch eigene Untersuchungen weder faziell noch stratigraphisch zu bestätigen waren. Andererseits liefern die neuerdings vor allem westlich Mindelheim bei Arlesried ausgedehnten Donau-Schotter aber auch keinen Hinweis für einen besonders weit nördlichen Vorstoß des zugehörigen Eisrandes (vgl. SINN 1971). — Im östlichen Rheingletschervorland sind schließlich weder von GRAUL (1962) noch von SCHÄDEL-WERNER (1963) irgendwelche Indizien in dieser Richtung gefunden worden. SCHÄDEL-WERNER haben nach den Gefälls- und petrographischen Verhältnissen der dortigen Donau-Schotter im Gegenteil vermutet, „daß ihr Eisrand weiter alpenwärts gelegen haben muß, also der

dazugehörige Vorlandgletscher verhältnismäßig klein gewesen ist" (S. 24). Genau genommen läßt sich im Rheingletschervorland nicht einmal der Nachweis einer echten präglazialen Vorlandvergletscherung erbringen. Die ältesten Schotter führen nämlich kein typisch rheinglaziales Erratum und können deshalb nur als periglazial-fluviatile Sedimente gedeutet werden (vgl. GRAUL 1962). Demgegenüber liegen im Iller-Lechgebiet immerhin eindeutig fluvioglaziale Ablagerungen vor, da hier in den Schottern reichlich erratisches Material festzustellen ist. Die kristallinen Gerölle, die SCHAEFER (1951, S. 298) auch in diesem Punkt herangezogen hat, sind zwar nicht mehr als Beweismittel anzusehen (s. o.), wohl aber die in allen Präglaz-Schottern der Iller-Lech-Platte sehr häufig vertretenen Dolomite. Eine Umlagerung aus der Molasse kommt für diese nicht in Frage, weil sie dort viel seltener vorkommen und außerdem wegen ihrer Verwitterungsanfälligkeit einen Weg zur tertiären Lagerstätte garnicht überstehen (vgl. SINN 1971). Fluvial können die Dolomite aus den Alpen wiederum nur in die Hauptflüsse gelangt sein, nicht jedoch in sämtliche Abflußbahnen des Gebiets, so daß hier als einzige Erklärung die eines verbindenden Gletschertransports übrig bleibt.

Wie stark dabei das Eis nach N vorgestoßen ist, stellt freilich weiterhin ein ungelöstes Problem dar, doch ist gegenüber SCHAEFER (1953) eher mit relativ geringen Dimensionen zu rechnen, zumal dies auch mit den bisherigen paläoklimatischen Erkenntnissen besser übereinstimmt (vgl. SCHWARZBACH 1961).

Literaturverzeichnis

- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — Augsburg 1930.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach—Lech und Flossach—Mindel. — 2. Ber. Naturf. Ges. Augsburg, Augsburg 1949.
- : Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — *Peterm. Mitt.*, **106**, 253—271, Gotha 1962.
- MÜLLER, J.: Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. — *Jb. k. preuß. geol. Landesanst.*, **38**/I (1917), 10—92, Berlin 1920.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I. — Leipzig 1901.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des älteren und mittleren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **14**, 5—26, Öhringen 1963.
- SCHAEFER, I.: Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **102** (1950), 287—310, Stuttgart 1951.
- : Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — *Geologica Bavarica*, **19**, 13—64, München 1953.
- SCHIEMENZ, S.: Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — *Beih. Geol. Jb.*, **38**, Hannover 1960.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 2. Aufl., Stuttgart 1961.
- SINN, P.: Die präwürmzeitlichen Ablagerungen im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. — *Masch.schr. Diss.*, Heidelberg 1971 (im Druck).
- STÄBLEIN, G.: Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. — *Würzb. Geogr. Arb.*, **27**, Würzburg 1970.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Bd. II. — 2. Aufl., Stuttgart 1958.

Kartengrundlagen

Topogr. Karte 1 : 25 000 7928 Mindelheim, 7828 Kirchheim, 7728 Krumbach, 7929 Wörishofen, 7829 Ettringen, 7729 Ziemetshausen, 1 : 50 000 L 7930 Landsberg, L 7730 Augsburg.

Manusk. eingeg. 17. 9. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. Peter Sinn, 69 Heidelberg, Geographisches Institut der Universität.

C. Berichte - Tagungen

Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet

4. Zusammenkunft vom 25.—27. 5. 1971 in Haarlem

Zu ihrer vierten Zusammenkunft hatte der Rijks Geologische Dienst der Niederlande die Arbeitsgruppe für Biostratigraphie nach Haarlem eingeladen. Als Hauptthemen standen die Gliederung und Abgrenzung des Alt- und Mittelpleistozäns aus der Sicht der Säugetierpaläontologie und der Paläobotanik zur Diskussion.

I. Diskussion (25. 5.)

A. J. v. D. MEULEN (Utrecht) berichtete über neue eigene Arbeiten (v. D. MEULEN 1971) zur Pleistozän-Stratigraphie aufgrund von Kleinsäuger-Fossilien (Wühlmäuse). Viele Arten haben nur eine geringe stratigraphische Ausdehnung. In Fortführung der Arbeiten von KRETZOI hat v. D. MEULEN nach bestimmten Leitformen benannte Biozonen aufgestellt, die nach der unterschiedlichen Vergesellschaftung in Subzonen (Ökozonen) untergliedert werden. Letztere entsprechen etwa Kalt-Warm-Zyklen. Ein wesentliches Problem liegt darin, daß es sich um ziemlich über ganz Europa verstreute Einzelfaunen handelt (ein Teil der Subzonen ist nur durch eine Lokalität belegt), die aufgrund eines erst nach dem vorliegenden Material aufgestellten „Stammbaum der Molaren“ stratigraphisch eingestuft werden. Nur in einzelnen Fällen ergaben sich bisher Beziehungen zur Florenstratigraphie (Tiglian; Tegelen; Eburonian; Brielle; Cromerian i. e. S.: West-Runton, Upper Fresh Water Bed und eventuell Voigtstedt — die Faunen der beiden letzten Vorkommen gehören der gleichen „*Microtus* sp. B Zone“ an). K. E. BEHRE betonte in der Diskussion, daß die Fundschichten von Voigtstedt pollenfloristisch ungenügend bekannt sind.

O. SICKENBERG (Hannover) nahm zum Problem der Groß-Gliederung des Pleistozäns aufgrund der Großsäuger-Fossilien Stellung. Im wesentlichen werden heute zwei Standpunkte vertreten, nach denen das Pleistozän entweder in drei oder vier große Abschnitte gegliedert wird. Als weitere Möglichkeit (vor allem nach Kleinsäufern) werden nur zwei große Komplexe unterschieden, mit dem Hauptschnitt am Ende des Tegelen-Komplexes. Die weitere Untergliederung ist aufgrund der Großsäugerpaläontologie noch problematisch. Unsicher ist, wann in Mitteleuropa die erste Zuwanderung des borealen Faunenelements erfolgte. Auch die Frage, welche Erscheinungen auf Evolution und welche auf Faunenverlagerungen unter Klimaeinflüssen beruhen und wie weit in benachbarten Räumen vielleicht gleichzeitig Populationen unterschiedlicher Evolutionshöhe existierten, läßt sich im einzelnen noch nicht beantworten. Für die Zukunft wird das Hauptgewicht der Forschung weniger auf die Untersuchung von Einzelfaunen als vielmehr auf die monographische Bearbeitung der einzelnen Gruppen durch Spezialisten zu legen sein.

K. D. ADAM (Ludwigsburg) unterstützte die Zweiteilung des Pleistozäns mit der Grenze am Ende des Tegelen-Komplexes. Die stratigraphische Auswertung der faunistischen Befunde hat bisher zu sehr unter dem Aspekt der Kalt-Warm-Zyklen gestanden. Es ist u. a. zu bedenken, daß auch Feucht-Trocken-Zyklen u. U. Kalt-Warm-Zyklen vertauschen können. Erst wenn über die Frage der lokalen Differenzierungen der Faunen mehr bekannt ist, ist eine stratigraphische Auswertung möglich. Ungünstig im Hinblick auf monographische Bearbeitungen der Großsäuger wirkt sich der Umstand aus, daß das Material meist nicht transportabel ist, ferner, daß es in vielen kleinen, aber auch in manchen großen Sammlungen der erforderlichen sach- und fachgerechten präparatorischen Behandlung ermangelt. Ein Auswerten vorzeitlicher Säugetiere hinsichtlich Lebensweise, Lebensraum und Klima ist schwierig, aber durch ins einzelne gehende Faunenanalysen können gesicherte Aussagen, auch über die für gewisse Adaptationen erforderliche Zeitspanne gewonnen werden.

W. H. ZAGWIJN (Haarlem) gab anschließend einen Überblick über die heutige Pleistozän-Stratigraphie in den Niederlanden (Tab. 1). Das „Interglazial III“ ist noch nicht ganz gesichert. Es handelt sich teilweise um marine Ablagerungen, die tiefer liegen (vermutlich unter der Paelo-Formation = „Potklei“ = Elster) als die marinen Holstein-Ablagerungen. Das „Interglazial II“ ist vermutlich identisch mit dem Interglazial von Westerhoven, während das „Interglazial I“ (mit *Eucommia*) als zeitgleich mit dem Interglazial von Osterholz angesehen wird. Die in der Tabelle genannten Jahreszahlen stützen sich auf paläomagnetische Messungen (v. MONTFRANS 1971), deren

Zuverlässigkeit von den Abwesenden nicht beurteilt werden konnte. B. MENKE wies darauf hin, daß die Dauer der Zyklen Eburon-Waal (700 000 J.) und Prätegelen-Tegelen (900 000 J.) sich schwer in die bisherigen Vorstellungen von der Dauer pleistozäner Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen einfügen läßt. Daß im ältesten Pleistozän diese Zyklen möglicherweise langsamer abgelaufen seien (W. H. ZAGWIJN), ist angesichts der Befunde aus Lieth (MENKE 1970) nicht bewiesen. Die Frage der Konnektierung der Lieth-Serie mit dem niederländischen Altpleistozän wurde auf der anschließenden Exkursion weiter diskutiert. ZAGWIJN hält es für möglich, daß die bisherige Lieth-Serie einem Teil des Tegelen entspricht, womit dann allerdings das Tiglian nicht mehr als eine Warmzeit i.e.S., sondern vielmehr als ein Komplex von Warm- und Kaltzeiten anzusehen wäre. Erschwerend wirkt sich der Umstand aus, daß die niederländische Quartär-Stratigraphie aus einzelnen Teilstücken zusammengesetzt ist, wobei die Lithostratigraphie die Verbindungen liefert.

ZAGWIJN sprach sich dafür aus, die Grenze zwischen Alt- und Mittelpleistozän als Reliktgrenze an das Ende (Top) des Menapian zu legen. Im weiteren Verlauf der Diskussion und während der Exkursion wurden u. a. Fragen der Konnektierung der Vorkommen von Westerhoven, Bilshausen und Harreskov diskutiert. H. MÜLLER (Hannover) berichtete weiterhin über Jahresschichtenzählungen an eemzeitlichen Sedimenten in Verbindung mit pollenanalytischen Untersuchungen. Das Ergebnis spricht für eine überraschend kurze Dauer der Eem-Warmzeit. T. A. WIJNSTRA gab einen Überblick über seine Untersuchungen aus einer 120 m mächtigen Torffolge von Philippi (Griechenland), die einen ganz komplexen Ablauf der Vegetationsentwicklung im höheren mittleren und im oberen Pleistozän zeigen.

II. Organisatorisches

H. SCHNEEKLOTH (Hannover) gab den Vorsitz der Arbeitsgruppe ab. Neuer Vorsitzender wurde B. MENKE (Kiel). Für die nächste Zusammenkunft beabsichtigt der Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kopenhagen, die Arbeitsgruppe nach Kopenhagen einzuladen.

III. Exkursion (25.—27. 5. 1971)

A. Veluwe Gebiet

1. Ullerberg (nördl. Garderen). Hier wurde ein saalezeitlicher Stauchmoränenzug mit einer Kame-Terrasse demonstriert, die von einem Decksand mit Alleröd-Horizont überlagert wird.

2. Molenberg (westl. Wapenveld). In dem saalezeitlichen Stauchmoränenzug liegt eine bis zu 88 m mächtige Schuppe, deren Ältestes der Tegelen-Formation (Sand-Schluff-Schichtung mit *Azolla tegeliensis*) angehört, deren Jüngstes fluvioglaziale Sande östlicher Herkunft der Harderwijk-Formation (Eburonian, Waalian) und Enschede-Formation (Menapian, „Cromerian“) und braune Sande südlicher Herkunft (Rhein-Ablagerungen) der Urk-Formation (Elster, Holstein, Saale) sind. Die Datierungen stützen sich hier auf Korrelationen mit Bohrungen im Abstand von etwa 20 km.

3. Straßeneinschnitt (Fernstraße E 8) nahe Apeldoorn. Die Schichten bestehen in diesem Stauchmoränenzug vor allem aus Sanden der Enschede-, Sterksel- und Urk-Formation. Vereinzelt Tonlinsen haben warmzeitliche Pollenspektren ergeben, die sich aber nicht näher einstufen lassen. Auch hier befinden sich weichselzeitliche Bildungen mit Decksanden und allerödzeitlicher Bodenbildung.

4. Loenermark-Grube. Die von POLAK et al. (1962) untersuchte Tonlinse im Top der Enschede-Formation (mit *Eucommia*) wird von ZAGWIJN in das „Cromerian Interglazial I“ (s. Tabelle) eingestuft.

B. Tegelen-Gebiet

5. Grube Russel-Tiglia-Egypte (Typus-Lokalität des Tegelen-Tons). Die berühmte Grube ist jetzt aufgegeben und mit Wasser gefüllt, so daß die beiden Sedimentations-Zyklen (ZAGWIJN 1963) nicht mehr gezeigt werden konnten. Die Ablagerungen des älteren Tiglian C bestehen im größeren Gebiet vorwiegend aus Sanden, die von ausgebreiteten Flußsystemen geschüttet wurden. Dem Abschluß dieser Serie gehört der Ton des I. Zyklus in der Grube an. Es folgte dann eine (tektonisch bedingte?) Einengung der Flußsysteme (mit häufigen Sedimentationslücken) im Abschnitt TC 4c. Im folgenden Abschnitt TC 5 (II. Zyklus) wurde von dem nunmehr wieder ausgebreiteten Flußsystem erneut großflächig Ton abgelagert. Dieser Ton ist vielerorts der eigentliche Tegelenton. Durch diese Veränderungen sind somit auch die edaphischen Voraussetzungen großflächig verändert worden, wodurch zusätzliche Fragen auch hinsichtlich der Deutung der Polendiagramme auftreten.

6. Grube Maalbeek. Im Top des Tegelen-Tons ist hier 1960 die Eburon-Kaltzeit pollenanalytisch nachgewiesen worden. Ein Fund von *Mastodon (Anancus) avernensis* könnte damals im Profil genau festgelegt werden (ZAGWIJN 1963).

7. Grube Laumans. Diese Grube zeigt z. Z. den besten Aufschluß. Der Tegelen-Ton (Grenzbereich Tiglian-Eburonian) wird von Feinsand der Kedichem-Formation überlagert, der von Frostspalten durchsetzt ist. Bodenbildungen im Top dieser Serie gehören vermutlich dem Waalian an. Es sind in diesem Bereich stellenweise auch Torflagen gefunden worden, deren Pollenspektren auf eine gemäßigte Vegetation hinweisen.

C. Eindhoven-Gebiet

8. Grube Steensel bei Eindhoven. In der Grube werden Sande und Kiese der Sterksel-Formation abgebaut, die von mäandrierenden Flüssen abgelagert worden sind. Stellenweise sind warmzeitliche Tonlinsen aufgetreten, so z. B. bei Westerhoven („Cromerian Interglazial II“). Diese Lokalität ist jetzt nicht mehr zugänglich.

Tab. 1. Pleistozän-Stratigraphie in den Niederlanden

Lithostratigraphie der glazigenen (g) und Rhein-Maas (RM)-Ablagerungen	Chronostratigraphie (Engl. Nomenklatur)	Jahre vor heute
Drenthe-Formation (g)	Saalian	
	Holsteinian	
Urk-Formation (RM) (augitführend)	Elsterian	
	Interglazial III („Cromerian“ p. p.)	? 400 000
	Glazial B	
	Interglazial II („Cromerian“ p. p.)	
Sterksel-Formation (RM) (Augite noch weithin fehlend)	Glazial A	
	Interglazial I („Gromerian“ p. p.)	
	Menapian	900 000
Kedichem-Formation (RM)	Waalian	
	Eburonian	1 600 000
Tegelen-Formation (RM)	Tiglian	
Kieseloolith-Formation	Praetiglian	? 2 500 000

Literatur

- LÜTTIG, G.: Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**, 283—288, Öhringen 1968.
 MENKE, B.: Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**, 5—21, Öhringen 1970.
 MEULEN, A. J. v. D. (1971): — Thesis, Utrecht, in Vorbereitung.
 MONTFRANS, H. M. v.: Paleomagnetic dating in the North Sea basin. — Thesis, Amsterdam 1971.

- POLAK, B., MAARLEVELD, G. C. & NOTA, D. J. G.: Palynological and sedimentary petrological data of a section in ice-pushed deposits (South Western Veluwe, Netherlands). — *Geologie en Mijnbouw*, **41**, 1962.
- ZAGWIJN, W. H.: Pollen analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. — *Med. Geol. Sticht., N. S.* **16**, 1963.
- ZAGWIJN, W. H. & ZONNEVELD, J. J. S.: The Interglacial of Westerhoven. — *Geologie en Mijnbouw, N. S.* **18**, 1956.
- ZAGWIJN, W. H., MONTFRANS, H. M. v. & ZANDSTRA, J. G.: Subdivision of the „Cromerian“ of the Netherlands. — *Geologie en Mijnbouw*, 1971.

W. H. Zagwijn, B. Menke.

D. Buchbesprechungen

MÜLLER-KARPE, H.: **Handbuch der Vorgeschichte, Bd. I Altsteinzeit.** München 1966. 40, XI, 389 S., 274 Tafeln (Strichzeichnungen); Preis (Leinen geb.) DM 85.—

Die Rezension dieses in einem Umfang von 5 Bänden geplanten Handbuches der Vorgeschichte wurde bis zum Erscheinen des 2. Bandes zurückgestellt, um einen konkreteren Eindruck von der dem Werk zugrundeliegenden Konzeption zu gewinnen.

Ohne Zweifel ist ein „Handbuch der Vorgeschichte“, das alle Epochen von den Anfängen der Menschheitsgeschichte bis zum Beginn der Frühgeschichte umfaßt und außerdem alle Erdteile einbezieht, sehr erwünscht. In den letzten Jahrzehnten hat sich kein Autor mehr im Alleingang an eine so umfassende Gesamtdarstellung der „Vorgeschichte“ herangewagt. Es ist auch die Frage, ob es heute, nach der immensen Vermehrung des Fundmaterials, einem einzelnen Wissenschaftler überhaupt noch möglich ist, ein derartiges Werk zu schreiben. Andere, wie z. B. K. J. NARR in seinem „Handbuch der Urgeschichte“ (München 1964), haben verschiedene Mitautoren aus dem Gebiet der Urgeschichte und benachbarter Fachgebiete herangezogen. MÜLLER-KARPE ist der Meinung, daß bei einem solchen Vorgehen die Einheitlichkeit des Werkes verloren gehe. In der Tat wird dieser Mangel etwa im Handbuch von NARR sichtbar, selbst wenn der Herausgeber durch verbindende Texte versucht, eine gewisse Einheit der Darstellung zu erreichen.

Im Bereich der Ur- und Frühgeschichte ist die Spezialisierung so weit vorgeschritten, daß bereits erwogen wurde, die Altsteinzeitforschung auf der einen und die Frühgeschichte auf der anderen Seite als selbständige Arbeitsgebiete abzutrennen, eine Auffassung, die vom Rez. allerdings nicht geteilt wird. Dennoch muß zugegeben werden, daß ein einzelner Wissenschaftler nicht mehr in der Lage ist, Quellenmaterial, Probleme und Problemverflechtungen aller urgeschichtlichen Zeitschnitte, etwa der Alt- und Mittelsteinzeit, des Neolithikums und der Metallzeiten zu überschauen, geschweige denn unter Herausarbeitung des Wesentlichen zusammenhängend darzustellen. Das gilt noch mehr, wenn eine weltweite Betrachtungsweise angestrebt wird. Ein Paläolithiker ist heilfroh, wenn er sein Forschungsgebiet im europäischen Raum überblickt und nur selten in der Lage ist, in gleicher Weise auch die ältere Steinzeit anderer Erdteile zu überschauen, zumal dort, wie schon das Beispiel Afrika zeigt, zum Teil ganz andere Verhältnisse vorliegen. Und kein Neolithiker ist in der Regel mit der Jungsteinzeit Gesamteuropas und Vorderasiens gleichermaßen vertraut. Entsprechendes gilt vielleicht noch mehr für den Metallzeitforscher.

Wenn nun MÜLLER-KARPE (M.-K.), dessen eigentliches Arbeitsgebiet die Metallzeit ist, das Paläolithikum ebenso wie das Neolithikum der ganzen Welt in seine Darstellung einbezieht, wobei für das Paläolithikum und Mesolithikum noch anthropologische, geologische, paläobotanische, paläontologische, paläoklimatologische und andere Fragen hinzukommen, so muß das einfach über das Leistungsvermögen eines einzelnen, auch des eifrigsten und des genialsten Wissenschaftlers hinausgehen.

Was lobend herausgestellt zu werden verdient, ist die Tatsache, daß M.-K. auch die frühen Abschnitte der Urgeschichte vom ersten Auftreten des Menschen an, gleichberechtigt in die universale Vorgeschichte einbezieht (wobei dann logischerweise besser von Urgeschichte anstatt von Vorgeschichte gesprochen würde). Beifall verdient auch die Feststellung, daß das paläolithische Quellenmaterial den gleichen methodischen Prinzipien unterworfen sei, wie das der späteren Abschnitte. Hochachtung gebührt im übrigen dem ungeheuren Fleiß, mit dem der Autor dem ihm von Haus aus fremden Fundstoff auf literarischem Wege nachgegangen ist. Man fragt sich, was mehr Bewunderung verdient: der Fleiß oder der Mut, die dem dieserart konzipierten Handbuch zugrundeliegen.

Das Anliegen des Autors ist das „einer systematischen Darstellung der universalen Vorgeschichte, bei der der Quellenkunde ein gebührender Platz eingeräumt wird, und bei der durch die regesten- und abbildungsmäßige Vorführung eines hinreichenden Bestandes aufschlußreicher Befunde dem Leser die Möglichkeit gegeben wird, die methodische Begründung der vorgenommenen Denkmälerordnung und ihrer kulturgeschichtlichen Interpretation selbst zu beurteilen“. Eine grundlegende Aufgabe sieht M.-K. also in der regestenartigen, mit genügend Abbildungen versehenen Darbietung aufschlußreicher Befunde. Dabei erfolgt im wesentlichen eine Beschränkung auf ausgegrabene und stratigraphisch gesicherte Fundkomplexe und Befunde. Diese Betonung des Quellenmaterials ist begrüßenswert und deckt sich auch mit der Auffassung, wie sie z. B. mit unseren Fundamenta-Publikationen angestrebt wird. Darauf soll die „systematische Darstellung

der universalen Vorgeschichte“, insbesondere einer „Denkmälerordnung und ihrer kulturgeschichtlichen Interpretation“ beruhen.

Dieses methodisch richtige Vorgehen der Auswahl „aufschlußreicher Befunde“ und deren Interpretation setzten ein Vertrautsein mit dem Quellenmaterial nicht nur nach der Literatur, sondern nach einem Studium der Originalfunde voraus. Es erfordert die Kenntnis des Aussagewertes der Quellen ebenso, wie die der damit verknüpften Probleme und Problemverflechtungen. Ob eine solche Fundierung bei Band I des Handbuches gegeben ist, bleibt an Hand der Quellendarbietung einerseits und der Quellenauswertung andererseits konkret zu prüfen.

Regesten sollten eine exakte Darbietung der Quellen mit zugehörigen Angaben und den bekannt gewordenen Interpretationen sein. Bei der Menge des vorhandenen Fundmaterials aus den verschiedensten geographischen Räumen, aus verschiedenwertigen Ausgrabungen und aus unterschiedlichsten Publikationen, ist natürlich eine den Originalen gerecht werdende Abbildungswiedergabe schwer. Sehr problematisch ist in dieser Beziehung das Umzeichnen von Zeichnungen und vor allem das Umzeichnen von Aquarellen und Fotos. Auch die Verkleinerung publizierter Zeichnungen oder Aquarelle, wie auch die Umgruppierung der Vorlagen usw., führen zu vielfältiger Ungenauigkeit (Beispiele: Taf. 108—109, Taf. 174, Taf. 203—207, Taf. 212—213). So sind die Abbildungen für einen exakten Quellenvergleich und für eine publizistische Verwertung nur begrenzt geeignet; es muß in vielen Fällen auf die Originalveröffentlichungen zurückgegriffen werden. Angenehm ist allerdings der für die Steingeräte fast durchweg verwendete einheitliche Maßstab.

Bei den Tafelunterschriften wünschte man sich die Kultursprache des Ausgräbers (Platz dafür ist vorhanden). Oft fehlt die Schichtenangabe, z. B. bei Olduvai (dies ist der richtige Name, den auch Leakey verwendet; Oldoway ist die anglierte Form), wo alle Grabungsfunde tatsächlich aus gesicherter Schicht stammen. Auch für Isturitz fehlen z. T. die Schichtangaben (Taf. 71, 73 u. 74).

Im Text der „Regesten wichtiger Funde“ sind oft sehr verschiedenartige Fundplätze aufgeführt. Für Deutschland werden einerseits Plätze mit Einzelfunden und ohne Stratigraphie, wie Petersdorf in Schlesien, aber zahlreiche andere mit teilweise mehreren Artefakten und auch mit Stratigraphie nicht genannt. Während Hannover-Döhren und Herne als Faustkeilfundstellen in das Verzeichnis aufgenommen wurden, geschah das für Rethen und für Selm-Ternsche nicht. Auch die zum Teil ausgegrabene Station Rheindahlen wurde nicht genannt. Der wichtige Faustkeil von Steinheim a. d. Murr (publiziert 1962) fand keine Berücksichtigung. Die stratigraphischen Probleme der Lößüberdeckung in Munzingen sind nicht erwähnt. Bei der Magdalénienstation am Martinsberg bei Andernach wurde z. B. die Arbeit von K. J. NARR (1955) aufgeführt, nicht aber die mit reichlich Abbildungen versehene Arbeit des Rezensenten (Die Federmessergruppen . . ., 1954), ebenso wenig wie zwei andere Arbeiten (EuG 1951 und EuG 1957) mit C¹⁴-Daten. Unter „Rissen“ wird einer der ausgegrabenen Fundplätze (Rissen 18) mit Hüttengrundriß genannt, nicht aber die wichtige Fundstelle 14/14a, mit einer stratigraphischen Überlagerung von magdalénienartiger Schicht und Ahrensburger Kultur. Ein Aufsatz über die naturwissenschaftliche Datierung der Federmessergruppe in Rissen mit pollenanalytischer Datierung und C¹⁴-Daten (EuG 1957, S. 200—209) scheint dem Verfasser entgangen zu sein. Auf der anderen Seite aber werden die C¹⁴-Daten für Rissen und Andernach an anderer Stelle im Text zitiert (S. 134).

Der Erwähnung bedarf noch die unzuweckmäßige Zitierweise der Literatur in Fußnoten und unter den Abbildungen. Einem Handbuch, das als Nachschlagewerk dient, sollte ein geschlossenes Literaturverzeichnis beigegeben werden, ebenso wie ein Abbildungsnachweis, aus dem hervorgeht, welche Abbildungen nach Zeichnungen, welche nach Aquarellen oder Fotos wiedergegeben sind.

Die Beispiele dokumentieren, daß es für einen Nichtspezialisten in der Tat schwer ist, die richtige Materialauswahl zu treffen, die Literatur vollständig zu überblicken und Wesentliches von minder Wichtigem zu unterscheiden. Das alles muß sich natürlich bei der Interpretation entscheidend auswirken.

Mehr am Rande sei vermerkt, daß der Name „Diluvium“ heute nicht mehr gebräuchlich ist, sondern seit der Zeit nach dem 2. Weltkrieg auch in Deutschland nur mehr die Bezeichnungen Pleistozän bzw. Eiszeitalter Verwendung finden. Richtigzustellen ist auch, daß die Zeitschrift „Quartär“ nicht von L. F. ZOTZ, sondern von R. GRAHMANN und L. F. ZOTZ im Jahre 1938 gegründet worden ist. Im übrigen treten in der dargebotenen Forschungsgeschichte wohl viele Namen auf, jedoch ohne richtige Wertung; unwichtige rücken in den Vordergrund, wichtige werden nur gestreift oder überhaupt nicht genannt. So kommt z. B. die forschungsgeschichtliche Bedeutung von Hugo OBERMAIER in keiner Weise zum Tragen (man vergleiche nur einmal die zahlreichen gewichtigen Artikel OBERMAIERS in Eberts Reallexikon), werden die Bemühungen von G. KRAFT um die geistesgeschichtliche Deutung der prähistorischen Funde nicht gebührend erwähnt, finden die Untersuchungen von Alfred RUST in Jabrud eine nur unzureichende Würdigung, und so taucht der Name Gustav SCHWANTES im ganzen Band nur ein einziges (!) Mal auf und das auch nur in einem summarischen Literaturzitat. Dabei hat SCHWANTES die Steinzeitforschung in Deutschland während

eines Vierteljahrhunderts wesentlich repräsentiert und ihr bemerkenswerte Impulse gegeben. Die Erschließung des Paläolithikums im Norden geht vor allem auf ihn zurück. Die Ausgrabungen von Meindorf, Stellmoor und anderen Stationen basieren auf den Vorarbeiten von SCHWANTES. In seinen Händen lag auch die Grabungsüberleitung, und er hat in Meindorf das erste moderne archäologisch-naturwissenschaftliche „teamwork“ ins Leben gerufen. Als Lehrer von Alfred RUST hat SCHWANTES auch die Ausgrabungen in Jabrud initiiert. Eine Anzahl von Arbeiten mehrerer seiner Schüler wurden durch SCHWANTES angeregt. Wie SCHWANTES mit Duvensee den ersten größeren Fundplatz des Mesolithikums in Mitteleuropa selbst ausgegraben hat, hat er durch seine Anregung der Mittelsteinzeitausstellung 1928 in Köln einen entscheidenden Anstoß zur Erforschung des Mesolithikums in Deutschland gegeben. Mit seinem Beitrag „Die Krise der deutschen Altsteinzeitforschung“ (Nadr.-Bl. f. d. Vorzeit, 18, 1942, S. 49—56) hat SCHWANTES gegen die wissenschaftlich unhaltbaren Thesen von J. ANDREE und anderen Stellung genommen.

Zum Kapitel „Fundstoff und seine Gliederung“ bedarf vieles der Richtigstellung. Einer „Abschlagtechnik“ steht keine „Kernsteintechnik“, sondern eine Kerntechnik gegenüber, d. h. also, daß ein Faustkeil nicht aus einem Kernstein, sondern aus einem Kern herausgearbeitet wurde. Breite Abschlüge sind nicht ohne weiteres mit „Breitklingen“ gleichzusetzen. Die „Levallois-Technik“ ist ebensowenig verstanden worden wie die „Micoque-Technik“.

Bei der Behandlung der Faustkeilstufen tritt nicht hervor, daß es nicht nur Faustkeile, sondern daneben auch zahlreiche „atypische“ Werkzeugformen gibt. So soll es auch vor den Faustkeilen keine Stufe mit „einfachen Steingeräten atypischer Form“ gegeben haben. Auch die „pebble tools“ werden weitgehend fort diskutiert. Es soll weder in Nordafrika, noch im übrigen Afrika vorfaustkeilzeitliche Schichten geben. So werden selbst die unteren Schichten von Olduvai kritisiert, jedenfalls wird die Schichtenfolge pebble tools und andere Geräte in Bed I und Faustkeile in Bed II solange in Frage gestellt, bis eine definitive Publikation vorliegen soll, wobei die Artefakte der unteren Schicht deshalb unklar blieben, weil diese aus hartem Material gearbeitet und darum vielleicht schlecht zu beurteilen seien. Die Schichtenfolge in Olduvai und deren Inhalte sind eindeutig. Auch die Arbeitsweise von L. S. B. und Mary Leakey zeugt (im Gegensatz zu manchen Behauptungen) von erheblicher Sorgfalt, wie mir noch ein kürzlicher Besuch in Olduvai bestätigt hat. Und die pebble tools der unteren Schicht aus härterem Material (vor allem Basalt) zeigen so eindeutige Bearbeitungsmerkmale, daß am Typus der Artefakte gar kein Zweifel besteht. Das alles läßt sich auch bereits den vorliegenden Publikationen entnehmen. Im übrigen besitzen wir heute einwandfreie Schichtkomplexe mit pebble tools und anderen Geräten ohne Faustkeile. Es sei nur auf Ubeidiya am Jordangraben und auf die Fundplätze Oltetz in Rumänien, Verteszöllös in Ungarn (wo es keine Faustkeile gibt), Vallonnet in Südfrankreich u. a. Plätze verwiesen.

Wenn M.-K. mit der Levallois-Technik das Mittelpaläolithikum beginnen läßt, so ist das richtig. Die Levallois-Technik beginnt aber schon um die Mitte der Riß-Eiszeit und ist vergesellschaftet mit entwickelteren Faustkeilformen. Im Gegensatz dazu steht aber, daß er das Mittelpaläolithikum sonst nur auf das „Moustérien“ beschränkt, dagegen Jungacheuléen und Micoquien zum Altpaläolithikum rechnet. In Wirklichkeit bilden Spätacheul, Jungacheul und Micoquien mit dem „Moustérien“ zusammen das Mittelpaläolithikum. Das „Moustérien“ selbst wird im Gegensatz zum heutigen Forschungsstand als Einheit aufgefaßt. Das „Moustérien“ kann heute aber nur noch als Sammeltopf, höchstens als Oberbegriff verschiedener Gruppen gewertet werden. So gibt es auch eine Gruppe, die meist als „Mikro-Moustérien“ bezeichnet wird. Man kann dieses nicht dadurch fort diskutieren, daß man die Kleinheit der Werkzeuge ausschließlich als materialbedingt betrachtet. Um das westliche Mittelmeer herum finden sich das Klein-Moustérien und das Moustérien „normaler Größe“ mehrfach in stratigraphischer Überlagerung, so vor allem in Jabrud und im italienisch-jugoslawischen Raum.

Große Unsicherheit ist hinsichtlich des mittel- bis jungpaläolithischen Blattspitzenkreises in Mitteleuropa zu bemerken. Natürlich sind nicht nur die Blattspitzen ausschlaggebend, sondern auch das übrige Inventar; die Blattspitzen sind jedoch ein wesentlich mitbestimmendes Element. Der Blattspitzenkreis basiert im übrigen nicht auf dem „Moustérien“, sondern auf dem Micoquien. Das erwähnte bekannte Stück von Andernach (S. 74) kann selbstverständlich nicht zu den Blattspitzen gerechnet werden, sondern stellt eine Einzelercheinung dar.

Aus diesem Kapitel sei noch auf das Magdalénien eingegangen. Es trifft nicht zu, daß das Magdalénien in allen Teilen Mitteleuropas verbreitet ist. Im norddeutschen Flachland z. B. gibt es bisher kein echtes Magdalénien. Die Hamburger und die Ahrensburger Kultur können nicht ohne weiteres dem Magdalénien zugeordnet werden, und im östlichen Mitteleuropa strahlt das Magdalénien nur mit wenigen Stationen bis in den mährischen Raum hin aus. Daß in Italien kein Magdalénien vorkommt, muß wohl als Faktum hingenommen und kann nicht mit schlechten Erhaltungsbedingungen für organisches Material oder mit der Hypothese von Holzpfeilen erklärt werden, zumal ja auch die mit dem Magdalénien sonst vergesellschafteten Kunsterzeugnisse verschiedenster Art fehlen.

Faktisch ohne Beachtung bleiben die aus dem Magdalénien bzw. sonst aus dem Spätpaläolithikum erwachsenen Federmesser-Gruppen. Nachdem diese mit zahlreichen Fundplätzen in Norddeutschland, den Niederlanden und Nordbelgien festgestellt und auch stratigraphisch, pollenanalytisch und über C^{14} -Messungen datiert werden konnten, sind in Norditalien, Frankreich, der Schweiz, Süddeutschland, der Tschechoslowakei und Polen allenthalben ähnliche Gruppen nachgewiesen worden. In Norditalien gehört u. a. das Romanellien, in Frankreich das Azilien dazu. Diese Gruppen bilden offenbar einen endpaläolithischen Horizont in weiten Teilen Europas und sind siedlungsgeschichtlich von erheblicher Bedeutung. Wenn man S. 295 liest, daß einer der Plätze am Borneck von RUST „zu einer sog. Wehlerer Gruppe“ gerechnet würde, so klingt das, als wenn entsprechende Arbeiten, darunter auch Monographien, wohl zitiert, aber nicht in ihrer Bedeutung verstanden worden seien.

Die Nichtberücksichtigung der Federmesser-Gruppen innerhalb des Paläolithikums hängt z. T. mit der in Frankreich oft üblichen Gepflogenheit einiger Forscher zusammen, das Azilien als nachpaläolithisch zu betrachten. Über diese Möglichkeit läßt sich diskutieren. Auf der anderen Seite wird aber die Ahrensburger Gruppe, die einer späteren Phase als die allerödzeitliche Federmesserzivilisation, nämlich der jüngeren Dryaszeit angehört, noch zum Paläolithikum gerechnet. Hier müßte man dann konsequent sein, was angesichts der in einer Tundrenlandschaft bestehenden ausgesprochenen Rentierjägerkultur von Ahrensburg natürlich schwerfällt. Folgerichtig müßten Federmesser-Gruppen, einschließlich Azilien und Ahrensburg, dann allesamt im nachpaläolithischen Band II des Handbuchs behandelt werden, was aber nicht der Fall ist.

Im Grunde werden die Verhältnisse im französischen Azilien zu isolationistisch betrachtet. Auch in Frankreich folgte auf das temperierte Alleröd mit entsprechender Fauna und Flora ein erneuter Kälterückschlag in der jüngeren Dryaszeit. Diese ist auch in Frankreich (Auvergne; Lourdes, Nordrand der Pyrenäen) pollenanalytisch eindeutig nachgewiesen, ohne daß die jüngere Dryaszeit in Verbindung zu bestimmten archäologischen Fundgruppen bisher wesentlich fixiert wäre. Auf Gesamt Europa gesehen, gehört die in großen Teilen nachgewiesene jüngere Dryaszeit nach Pflanzen- und Tierwelt eindeutig zum Eiszeitalter, mit der auch alle naturwissenschaftlichen Disziplinen der Quartärforschung das Eiszeitalter zuende gehen lassen. Deshalb erscheint es zweckmäßig, auch archäologisch nicht die Verhältnisse von Teilgebieten zu generalisieren, sondern umgekehrt die allgemeinen Verhältnisse in Europa zugrunde zu legen und das Paläolithikum hier mit den Kulturgruppen der jüngeren Dryaszeit enden zu lassen, womit gleichzeitig eine Übereinstimmung mit der übrigen Quartärforschung erreicht wird. (Vgl. zu diesem Problem u. a.: H. SCHWABEDISSEN, Sinngehalt und Abgrenzung des Mesolithikums... Report of the VIth International Congress on Quaternary, Warsaw 1961. Łódź 1964.)

Sehr unbefriedigend ist das Kapitel über die geologisch-paläontologische Chronologie. Dabei ist ohne genügende Kenntnis und Berücksichtigung der entsprechenden Fachgebiete gar keine Altsteinzeitforschung denkbar. Die Pollenanalyse wird unter Paläontologie behandelt, d. h. nur gestreift. Über Bedeutung und Anwendung der Pollenanalyse und Paläobotanik für die Gliederung des Eiszeitalters hat der Autor keine konkreten Vorstellungen. Der Anteil der Pollenanalyse an den Versuchen zur Gliederung des Einzelalters ist erheblich. Und was das verfügbare Material angeht, so sind gerade neuerdings aus Schleswig-Holstein Profile von 90 Meter Mächtigkeit mit eingeschalteten Torfhorizonten allein aus dem Altpleistozän bekannt geworden. Was über den Nachweis von durch den Menschen verursachte Wald- und Steppenbrände mit Hilfe der Pollenanalyse auf S. 166 gesagt wird, ist absurd. In der Darstellung der naturwissenschaftlichen Datierungsverfahren wird die Rolle der C^{14} -Methode für die älteren Zeiten überschätzt, dagegen das Kalium-Argon-Verfahren nicht erwähnt. Eine Scheu der Menschen vor der Benutzung der Höhlen im Altpaläolithikum ist nicht zu begründen. Daß wir nur wenig Höhlen mit Funden des älteren Paläolithikums haben, hängt z. T. damit zusammen, daß 1) viele alte Höhlen verschüttet sind (vgl. z. B. Hünas), 2) eine große Zahl von Höhlen durch natürliche Vorgänge ausgeräumt wurde.

Überaus problematisch sind die Auslassungen des Verfassers über „regionale Gruppenbildung“ im Paläolithikum. Nach M.-K. soll es in der gesamten Altsteinzeit weder regionale Sonderausprägungen, noch Kulturgruppen, noch Kulturkreise geben. Schon die Faustkeile sind nicht über die ganze Welt gleichmäßig verbreitet. Daß z. B. im Fernen Osten die Faustkeile fehlen, kann nicht einfach als Zufall oder mit einer Forschungslücke erklärt werden. Das Micoquien, das nicht nur durch Faustkeile schlechthin, sondern durch ganz spezielle Formen und eine typische „Begleitindustrie“ charakterisiert wird, hat eine eigene Verbreitung in einem besonderen geographischen Raum, so daß es ohne Zweifel eine eigene Kultur oder Kulturgruppe widerspiegelt. Hier offenbart sich u. a. der Mangel an Verbreitungskarten im vorliegenden Handbuch, die im Rahmen der Chorologie als einer wesentlichen Methode unseres Faches erheblichen Aussagewert besitzen. Allerdings muß zugestanden werden, daß der weltweite Rahmen des vorliegenden Werkes kaum eine Erstellung von Verbreitungskarten für alle Gebiete erlaubt.

Noch ein zweites Beispiel, nämlich das des Magdalénien sei in diesem Zusammenhang angeführt. Das Magdalénien hat so charakteristische Typen und Merkmale, eine so bezeichnende Formenver-

gesellschaftung, daß ihm ohne jeden Zweifel der Status einer Kulturgruppe bzw. einer Kultur zubilligt werden muß, was auch in der Geschlossenheit seiner Verbreitung einen Ausdruck findet. Wenn das Magdalénien nicht als eigene Kultur bzw. Kulturgruppe angesprochen werden darf, dann gibt es in der Ur- und Frühgeschichte überhaupt keine Kulturgruppen, und man sollte alle Bemühungen, solche zu erfassen, einstellen.

Mit besonderem Interesse wird vom Verfasser die Kunst des Paläolithikums behandelt. Ohne Zweifel sind viele der gerade von einem Außenseiter angestellten Betrachtungen es wert, von der Spezialforschung überdacht zu werden. Allerdings kann man die Kunsterzeugnisse wohl nicht ausschließlich als Erinnerungs- und Erlebnisbilder betrachten; dafür gibt es zu viele anders sprechende Belege. Nur die figürliche Kunst in den Rahmen von Kult und Religion einbeziehen zu wollen, läßt sich nicht mit dem Fundstoff in Einklang bringen, ebensowenig wie die Interpretation der Frauenstatuetten. Auf andere interessante Probleme, wie z. B. den Vergleich der Kunstäußerungen innerhalb des franko-kantabrischen Kreises und in Osteuropa, die zu einem Teil sicher gleichzeitig, aber doch ganz verschiedener Art sind, wird nicht weiter eingegangen.

Zusammenfassend läßt sich über den Band I des von MÜLLER-KARPE vorgelegten Handbuchs der Vorgeschichte folgendes aussagen:

Die gesamtprähistorische Konzeption verdient Anerkennung, die sicher auch von vielen Fachvertretern geteilt wird. Allerdings erweist sich die Durchführung dieser Konzeption in der vorliegenden Form als nicht realisierbar. Es erscheint nach dem heute erreichten Forschungsstand für einen einzelnen Wissenschaftler in der Tat nicht mehr möglich, eine befriedigende Darstellung aller Epochen der Urgeschichte, zumal mit globaler Weite, zu geben. Das Quellenmaterial ist zu umfangreich und die Problemverflechtung in den einzelnen Perioden zu kompliziert geworden. Dies gilt speziell für die frühen Abschnitte der Urgeschichte, bei deren Erforschung die Archäologie mit vielen naturwissenschaftlichen Fachbereichen verquickt ist, verquickt sein muß, wenn sie zu neuen urgeschichtlichen Erkenntnissen gelangen will. Das in Form von Abbildungen und Regesten zusammengetragene umfangreiche Quellenmaterial bedeutet für den auf Alt- und Mittelsteinzeit spezialisierten Fachwissenschaftler eine Erleichterung seiner Arbeit, wenngleich das dargebotene Material einer kritischen Sichtung und Ergänzung bedarf. Dem nicht in dieser Weise spezialisierten Prähistoriker, wie dem Fachstudenten, kann das Buch ein Wegweiser zu den Quellen und zur Literatur sein, sofern er es kritisch benutzt.

Was die interpretierenden und zusammenfassenden Darstellungen angeht, so dürfen diese nicht als dem heutigen Forschungsstand der spezialisierten Altsteinzeitforschung entsprechend gewertet werden. Nichtprähistoriker und Mitarbeiter unserer Forschung werden es schwer haben, den richtigen Maßstab für die Beurteilung des zusammenfassenden Textes zu finden, was nicht heißen soll, daß die im vorliegenden Band enthaltene Materialsammlung ihnen unter gewissen Voraussetzungen für Vergleichszwecke nicht auch von Nutzen sein können. H. Schwabedissen.

DORN-LOTZE: **Geologie Mitteleuropas**. 4., völlig neubearbeitete Auflage von Prof. Dr. Franz LOTZE, XVI, 491 S., 165 Abb. im Text u. auf 24 Beil. sowie auf 7 Beilagen 13 stratigraph. Tab., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart 1971; Preis DM 89.—.

Vieles, was den bewährten „Dorn“ so ausgezeichnet hat, kann man auch wieder bei der Neubearbeitung loben: straffe Gliederung eines doch wahrlich nicht einfachen Stoffes nach einleuchtenden erdgeschichtlichen und regionalen Gesichtspunkten, recht klare Sprache, mehrere treffliche Struktur-Kärtchen und Profile, die man sich leicht durch Kolorieren noch übersichtlicher und einprägsamer machen kann. Wohltuend, kein politisch aufgeteiltes Mitteleuropa, kein zerrissenes Vaterland geboten zu bekommen, wo Darstellungen geologische Strukturen abrupt an künstlichen Grenzen enden lassen. Ein umfangreiches Register erleichtert das Studium, und das Schriftenverzeichnis ist reich. Schon alles dies genügt, um das Buch guten Gewissens als Lehrbuch empfehlen zu können.

Schwerer fällt es dagegen, dem Niveau des Textes gerecht zu werden, gerade dem, dem bewußt ist, welch ungeheure Fülle von geologischen Ergebnissen zur mitteleuropäischen Geologie in den letzten 12 Jahren auf uns hereingestürzt ist, zu verfolgen, zu sichten und in ihrer Bedeutung zu verarbeiten war. Wäre man als Kritiker überhaupt in der Lage, selber ein gleichwertiges oder gar besseres Werk zu schreiben? Die Aufgabe ist zu schwierig, und so hat es ja auch noch nie eine „Geologie von Deutschland“ oder „Geologie von Mitteleuropa“ gegeben, bei der Fachgenossenkritik ausgeblieben ist. Was bei dieser Neuauflage störend auffällt und enttäuscht, das ist der unterschiedliche Forschungsstand bei den verschiedenen Gebieten. Hier eine Verarbeitung von jüngster Literatur bis 1970 und ziemlich moderner Stand, da aber ein Rückstand mindestens seit 1958!

Von so manchen großartigen neuen Ergebnissen der Geologie bringt das Buch nichts. Von dem, was selbst die Tageszeitungen über Ries und Steinheimer Becken zu berichten wußten, kein Wort! Was alles haben Geophysik und Bohrungen im Nordsee-Gebiet erbracht, wie vieles davon läßt Dinge des Festlandes erst im rechten Licht erscheinen! Kaum ein Wort davon. Selbst in Nordwest-

Deutschland, wo des Neubearbeiters Stärken lagen, merkt man Schwächen; z. B. vom niedersächsischen Westfal D- und Stefan-Becken weiß das Buch nichts zu berichten. Von welcher großer Bedeutung ist die Tiefbohrung Saar 1, aber einen Hinweis darauf vermißt man. Der Abschnitt über die alpinen Gebiete ist für eine Geologie Mitteleuropas und bei der Wichtigkeit der Alpen, auch für das Verständnis so mancher Züge der benachbarten Länder, viel zu kurz ausgefallen. Es würde zu weit führen, hier auf die Mängel einzugehen. Da aber Lotze als Nicht-Alpengeologe Stellung für den internen Deckenbau der oberostalpinen Tiroler und Allgäuer Kalkalpen und gegen gebundene Tektonik nimmt, sei betont, daß er die modernen Geländeaufnahmen zu dieser Fragestellung nicht berücksichtigt, vielleicht gar nicht gekannt hat.

Antiquiertheit fällt auch bei einigen der Übersichtskärtchen auf. Warum eine salinartektonische Übersichtskarte von NW-Deutschland aus dem Jahre 1949? Warum eine Karte der Dogger-Sedimente NW-Deutschlands aus BENTZ 1958 und nicht nach BRAND & HOFFMANN 1963? Beim Unterrerra-Sattel werden nicht die modernen Ergebnisse von WITTIG 1968, sondern nur Arbeiten der 50er Jahre berücksichtigt, die den Wert der Conodonten noch nicht kannten und somit über Stratigraphie und den Bau des Gebirges keine Klarheit zu bringen vermochten. Beim Vogelsberg vermißt man die Forschungsergebnisse der 60er Jahre, etwa von BRINKMANN, SCHENK und WIRTZ. Ähnliches Festhängen an älteren Arbeiten und Ignorieren neuer Ergebnisse bemerkt man noch bei vielen anderen Gebieten, genannt seien hier nur die Niederhessische Senke, der Aufbruch bei Erbstadt, Mainzer Becken, Rheingau, Niederrheinische Bucht. Mehrfach werden längst überholte oder irrtümliche stratigraphische und paläogeographische Ansichten aufgetischt. So liest man noch von Unter-Ludlow bei Marburg, von einer Osnabrücker Straße im Malm, marinem Serpulit, daß in der Hessischen Senke die „brackischen oberen Melanientone gegen Süden in Schleichsande übergehen“.

Nun zur quartären und pliozänen Geschichte Mitteleuropas: Eingedenk der von den deutschen Hochschul-Geologen geübten Geringschätzung der reinen Quartärforschung ist man hier fast schon geneigt, lobend anzuerkennen, wie oft Pliozän und Quartär behandelt oder wenigstens gestreift werden. Jedoch spürt man, wie wenig der Neubearbeiter des Buches mit dem Quartär vertraut war, wie sehr alles aus verschiedenwertigen, unterschiedlich alten und dabei überholten Arbeiten zusammengelesenes Stückwerk ist. Vergänglich sucht man die Namen und Forschungsergebnisse so mancher nord- und süddeutscher Quartärforscher von Format. Die modernste berücksichtigte Arbeit KONRAD RICHTERS ist von 1937! Die Fortschritte in der Löß-Stratigraphie — für den Löß Mitteleuropas 25 Zeilen, und diese vor allem beim Abschnitt Norddeutschland — haben noch keinen Niederschlag gefunden. Noch immer gibt es also einen Oberen Löß, einen Jüngeren Löß I und II, doch für das Mainzer Becken ist das Buch zufällig etwas fortschrittlicher und nennt drei Würm-Stadien nach SCHÖNHALS 1958, aber auch hier liegen von SCHÖNHALS u. a. Autoren neue Ergebnisse vor.

Im argen liegen die stratigraphischen Gliederungen des Quartärs überhaupt und damit die verknüpften Vorstellungen über Klima-Entwicklung, Floren-Geschichte und Vergletscherung Norddeutschlands. Laut druckfehlerreicher Tabelle fällt der Elster I-Vorstoß (= Maximalvereisung) in die Cromer-Warmzeit; dann liest man aber wieder, die Elster/Saale-Zwischeneiszeit sei die „erste Interglazial-Zeit Norddeutschlands“. Der „Warthe-Vorstoß“ „beginnt“ mit der Lamstedter Vorphase. Man erfährt — welche Erkenntnis! — das Eem-Interglazial wurde durch eine allgemeine Temperaturzunahme eingeleitet“. Noch immer gibt es ein Frankfurter Stadium, und laut Tabelle entspricht die Älteste Dryas-Zeit der maximalen Ausdehnung der Weichsel-Vereisung.

In der stratigraphischen Tabelle Quartär ist das Quartär NW-Deutschlands gegenüber der letzten Auflage gänzlich weggefallen, während man der völlig überflüssigen Primitiv-Grobgliederung des polnischen Quartärs Platz eingeräumt hat. Die Folge für Mecklenburg/Brandenburg gibt im wesentlichen die von CEPEK & ERD zusammengestellte Liste wieder, ohne daß jedoch Namen wie Rügen-Warmzeit, Voigtstedt-Warmzeit oder Helme-Kaltzeit erscheinen.

Die erste Bewaldung Mitteleuropas nach der Weichsel-Vereisung soll in der Alleröd-Zeit erfolgt sein. „Seit dem Spätglazial folgten also zeitlich nacheinander die gleichen Vegetationsstufen, die sich im heutigen Vegetationsbild Nordeuropas zonenmäßig neben- bzw. übereinander abzeichnen.“ Enttäuschend sind die Angaben über das Quartär des Nordsee-Gebietes. Die nacheiszeitliche Paläogeographie wird mit einem Kärtchen nach TRUSHEIM 1943 vorgestellt, mit zur Dogger-Bank fließendem Ur-Rhein.

Auch in morphologischen Fragen vieles, was man seit längerem anders zu sehen gewohnt ist: Die rundlichen kleinen Senken im norddeutschen Glaziär-Gebiet erklärt man noch immer mit verspätet abgeschmolzenen Toreis-Körpern. Steinhuder Meer und Dümmen werden uns noch immer als durch Ausblasung sandigen Geschiebemergels im Spätglazial und im ältesten Holozän entstanden vorgestellt. Von Subrosionsseen und ihren Pliozän-Füllungen weiß das Buch nichts, jedoch daß die Täler im Werra-Gebiet zu Beginn des Quartärs meist schon bis zu ihrer heutigen Sohle erodiert waren.

Die Angaben über die Eigen-Vergletscherung der Mittelgebirge sind überholt. Die feinen gesicherten Ergebnisse zur Harz-Vergletscherung von DUPHORN nennt das Buch nicht, nur die ältere

Arbeit von POSER & HÖVERMANN 1951 und die verneinende von LEMBKE 1961. Vom Böhmerwald, von der Rhön zu diesen Dingen kein Wort, ebenfalls nicht zu den Arbeiten über die Reiß-Vereisung des Schwarzwaldes von PFANNENSTIEL 1958, PFANNENSTIEL & RAHM 1963 und PAUL 1965, 1966.

Bei den Artikeln über das Quartär des Molasse-Areals und der Alpen scheint die Zeit seit dem Tode von DORN stillgestanden zu haben. Nur ein Fortschritt gegenüber dem alten DORNschen Text ist festzustellen: Diluvium ist in Pleistozän umbenannt. Und was ist doch alles in den letzten 12 Jahren im Alpenvorland erarbeitet worden, von den geologischen Landesämtern, den Heidelberger Geographen, den Paläobotanikern und vielen mehr! Was hätte man z. B. nach den subtilen Untersuchungen von GERMAN und Mitarbeitern alles über unseren Federsee sagen können! Der Bodensee soll noch immer ein pliozän-pleistozäner Grabenbruch sein; keine Zeile über die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen von GERMAN MÜLLER & GEES 1968. DORN hatte sich noch bemüht, den so vielgestaltigen Dingen des alpinen Vereisungsgebietes in Tabellenform gerecht zu werden. Jetzt findet man dafür nur noch eine Tabellenspalte mit dürftigem Inhalt. Während nicht mehr gewagt worden ist, etwa die Höttinger Brekzie oder die berühmten Terrassen Wiens anzugeben, weiß man aber für die andere Bildungen genau, was der Eburon-, der Waal-, der Menap-Zeit entspricht! Am Ende der Weichsel-Kaltzeit steht allein das Wort Rückzug, beim Holozän nichts; die Untersuchungsergebnisse von HEUBERGER und MAYER über die spät- und postglazialen Alpengletscher-Stände werden dem Leser vorenthalten.

Unglücklich sind auch die urgeschichtlichen Angaben der Tabelle: Das Spät-Acheul ist zur Gänze ins Eem gesetzt, Moustier (dem *Homo sapiens*, nicht dem *neanderthalensis* zugeordnet), Aurignac, Solutré, Magdalen“ wohl durch den Setzer in den frühen Abschnitt der Weichsel-Kaltzeit gerutscht. Warum im Neolithikum nur Bezeichnungen aus Schleswig-Holstein und nicht solche, die für weite Areale Mitteleuropas gelten?

Insgesamt drängt sich einem die Erkenntnis auf, daß heutzutage ein Geologe — und halte er auch fortwährend Vorlesungen über das Thema — nicht mehr in der Lage ist, ganz allein eine Geologie Mitteleuropas zu schreiben, die den gestellten Anforderungen gerecht wird. Für ihm weniger vertraute Sachgebiete braucht er die Mitarbeit erfahrener Kollegen oder zumindestens von diesen eine kritische Durchsicht des Textes vor dem Druck. R. Hukriede.

ROHDENBURG, H.: **Einführung in die klimagenetische Geomorphologie**. — XI u. 350 S., 2 Bild., 39 Abb., Lenz-Verlag, Gießen 1971.

Das vorliegende Buch stellt einen Versuch dar, die vom fließenden Wasser bestimmte Relief-Formung mit Hilfe von Modellvorstellungen gedanklich zu erfassen. Die bisher zu diesem Fragenkomplex veröffentlichten Darlegungen werden als wenig befriedigend angesehen, weil sie einmal von ungenügenden Voraussetzungen ausgingen und zum anderen auch die notwendige innere Geschlossenheit vermissen ließen.

ROHDENBURG entwickelt zunächst ein allgemeines Modell der Reliefentwicklung, das Faktoren der Hangformung und ihre Variabilität beinhaltet. Sodann wird besonders ausführlich die mögliche Auswirkung des Faktors Klimaänderung auf die Formung diskutiert, hier als Wechsel von „Aktivitäts“- und „Stabilitätszeiten“ verstanden. Darauf folgt die Erörterung des „dreidimensionalen Reliefentwicklungszyklus“, der die Interferenz von Dislokationen, worunter tektonische Bewegungen und andere Änderungen der Erosionsbasis gefaßt werden, und Klimawechseln zum Inhalt hat. Dem schließt sich ein Kapitel mit Ausführungen über den Einfluß unterschiedlicher Gesteinsresistenz an. Es beendet den ersten Hauptteil des Buches, das also die Grundzüge eines allgemeinen Reliefentwicklungsmodells enthält.

Im zweiten Hauptteil (Kapitel E) werden die Abwandlungen dieses Modells in den verschiedenen Klimazonen erörtert. ROHDENBURG gliedert vier klimagenetische Reliefentwicklungszonen aus:

1. Gebiete mit deutlichen Solifluktionerscheinungen (Periglazialzone).
2. Gebiete mit vorherrschender äolischer Aktivität (extrem aride Zone).
3. Gebiete mit vorherrschend mechanischer Verwitterung in den „Aktivitätszeiten“ (trockene Subtropen).
4. Gebiet mit vorherrschend chemischer Verwitterung in den „Aktivitätszeiten“ (feuchte Tropen).

Die Modellbildung für die extrem aride Zone wird wegen der Beschränkung auf das fluviale Relief unterlassen. In den übrigen Zonen erfahren die Wechsel zwischen Aktivitäts- und Stabilitätszeiten besondere Beachtung. Ausgenommen sind allerdings hier die rezenten Periglazialgebiete. Es wird im wesentlichen nur die Entwicklung in Gebieten diskutiert, in denen periglaziale Aktivität mit gemäßigt-warmzeitlicher Stabilität wechselt.

In einem Nachwort setzt sich ROHDENBURG mit der Stellung der Geomorphologie zu ihren Nachbardisziplinen auseinander.

Bei einer Würdigung des vorliegenden Buches meine ich davon ausgehen zu können, daß mit ihm ohne jeden Zweifel ein außerordentlicher Beitrag zur theoretischen Geomorphologie geleistet wurde. So oft ich das Buch zur Hand nehme, stellt sich immer wieder Überraschung ein, welche große Zahl von Fragen, die die theoretischen Entwicklungsmöglichkeiten innerhalb eines fluvialen Reliefs betreffen, angeschnitten worden sind. Für den Quartärforscher liegt der Wert der Darlegungen ROHDENBURGS vielleicht nicht einmal so sehr in den allgemeinen Entwicklungsmodellen, sondern vielmehr in der Diskussion der Einflüsse, die klimatische Wechsel im Relief der verschiedenen Klimazonen ausüben können. Hierin ist ja zugleich nach Ansicht des Verfassers (vgl. S. X) ein gravierender Unterschied zu Modellen zu sehen, die von anderen Geomorphologen entwickelt wurden. Allerdings darf an dieser Stelle vielleicht eingewendet werden, daß mit dem Argument, BÜDELS klimagenetisches System sei bezüglich der Reliefentwicklung in den Tropen nicht als solches zu bezeichnen, weil es die Klimaschwankungen in diesen Gebieten nicht berücksichtige, möglicherweise der wahre Sachverhalt nur unvollkommen getroffen wird², denn wenn BÜDEL der Ansicht ist, solche Klimaschwankungen fehlten oder wären in ihrer geomorphologischen Auswirkung unerheblich, kann doch deshalb nicht das Denkmodell als solches als „nicht klimagenetisch“ abqualifiziert werden.

Die hier anklingende Kritik läßt sich selbstverständlich auch auf andere Teile des Modellsystems von H. ROHDENBURG ausdehnen. Als Einzelbeispiel sei herausgegriffen das Schema der periglazialen Hangformungsfazies (S. 233). Ist die Abfolge Solifluktionsschutt, Schwemmschutt, Schwemmlöß, Löß wirklich so typisch für die Hänge unserer Mittelgebirge? Allgemeinerer Bedeutung hat etwa die Frage, ob die von ROHDENBURG selbst als sehr wesentlich für die Qualität eines Modells bezeichnete „Geschlossenheit“ desselben sich nicht hätte stellenweise erheblich verbessern lassen, wenn etwa dem Einfluß äolischer Formung im warmariden Bereich ähnliche Beachtung geschenkt worden wäre wie in periglazialen Regionen. Doch dürfen solche kritischen Anmerkungen sicher nicht zu hoch bewertet werden.

Bedauerlich wäre in jedem Fall, wenn negative Abstriche bei der Beurteilung des Buches dadurch Boden gewinnen, daß ausschnittsweises Lesen falsche Vorstellungen entstehen läßt. Daß entsprechende Gefahr gegeben ist, sei mit dem folgenden Beispiel angezeigt:

Auf S. 37 und 38 wird das Holozän entweder als Zeit offener Stabilität (Fußnote²) oder sogar als Periode „vorwiegender Stabilität“ auf der „ganzen Erde“ bezeichnet. Der leicht erstaunte Besucher bestimmter rezenter Periglazialgebiete erfährt dann aber später zu seiner Beruhigung doch noch, hiervon seien eben diese Periglazialgebiete auszunehmen (S. 40).

Insgesamt gesehen ist m. E. H. ROHDENBURG mit der Entwicklung seiner Denkmodelle eine eindrucksvolle Leistung gelungen, die bestimmt weltweite Beachtung findet. Die Anerkennung dieser Arbeit wird noch größer, wenn man weiß, welche umfangreiche Geländeerfahrung hierbei Pate gestanden hat. Über den Inhalt hinaus wird auch der günstige Preis des Buches für eine weite Verbreitung sorgen. Indessen dürfte wohl mancher überfordert sein, der dem Titel „Einführung“ vertrauend sich ohne beträchtliche Vorkenntnisse mit den Modellen auseinandersetzen will. Was das Schlußkapitel anbelangt, so sollten allerdings die dort niedergelegten Auffassungen zur Geomorphologie und ihrer Stellung auch innerhalb der Geographie von Nichtfachleuten, insbesondere von manchen Geographen, zu verstehen sein. Bleibt zu hoffen, daß dieses Kapitel von ihnen gelesen wird.

A. Semmel.

SCHNEEKLOTH, H. u. SCHNEIDER, S.: **Die Moore Niedersachsens.** — 2. Teil: Bereich des Blattes Braunschweig der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1 : 200 000), mit einer Karte. — Veröffentlichungen des Niedersächsischen Instituts für Landeskunde und Landesentwicklung an der Universität Göttingen, Reihe A: Forschungen zur Landes- und Volkskunde, 96, H. 2, 83 S., Kommissionsverlag Gebr. Wurm KG., Göttingen 1971.

Die im Bereich des Bl. Braunschweig 1 : 200 000 vorkommenden Moore sind in den letzten Jahren neu bearbeitet worden, so daß die im zweiten Heft vorgelegten Ergebnisse den neuesten Stand der Forschung darstellen. Die Gesamtfläche der Moore beträgt auf dem Bl. Braunschweig 252 km²; 62 km² sind als Hochmoor und hochmoorartige Bildungen und 190 km² als Niedermoor und niedermoorartige Bildungen entwickelt. Es handelt sich überwiegend um zahlreiche kleinere Niedermoores, während von der Hochmoorfläche allein 50 km² auf das Große Moor bei Gifhorn entfallen.

Es werden 96 Moore beschrieben, die auf einer Karte 1 : 400 000 dargestellt sind. Die Untersuchung der Moore und die Wiedergabe der Ergebnisse erfolgt in der gleichen Weise wie bei der Besprechung des 1. Teils bereits erläutert wurde (vgl. Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 21, S. 204).

E. Schönhals.

GÖTTLICH, Kh. mit Beiträgen von HOHENSTATTER, E., WERNER, J. & WINTERHOFF, W.: **Moorkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000** mit Erläuterungen zu Blatt Wangen im Allgäu L 8324, 100 S., 18 Abbildungen und 1 Übersichtstabelle. — Herausgegeben vom Landesvermessungsamt Baden-Württemberg und dem Regierungspräsidium Stuttgart-Hohenzollern, Abt. Wasserwirtschaft, Stuttgart 1971.

Mit Blatt Wangen wird das vierte Blatt der Moorkarte von Baden-Württemberg vorgelegt. Der Maßstab 1 : 50 000 ermöglicht bereits eine recht genaue Kartierung, so daß 875 Vorkommen von Hochmoor, Niedermoor und Anmoor dargestellt werden konnten. Die größte Verbreitung haben diese Bildungen im nördlichen und südlichen Drittel der Karte, d. h. im Gebiet zwischen der Äußeren und Inneren Jungendmoräne des Rheingletschers sowie südlich der jüngeren Wangener Staffel. Die Moore auf Blatt Wangen haben bisher — von Einzelaufnahmen für das Moorkataster 1 : 2 500 abgesehen — noch keine wissenschaftliche Bearbeitung erfahren. Die Karte stellt daher eine erste Inventur dar, die durch eine ausführliche Erläuterung ergänzt wird. Nach einleitenden Kapiteln über Darstellungsweise, Untersuchungsmethoden, Geologie und Ursachen der Moorbildung, Hydrographie und Klima werden im Speziellen Teil alle Vorkommen kurz behandelt, wobei Angaben über Lage, Mächtigkeit und Beschaffenheit (Schichtenfolge) der Moore sowie über die ursprüngliche und jetzige Vegetation und Nutzung gemacht werden. 8 Moore sind genauer untersucht worden. Die Ergebnisse finden sich auf Spezialkärtchen (Moortiefe, Geologie und Vegetation der Moore) und in moorgeologischen Profilen mit starker Differenzierung der Torfe und Mudden. Ausführungen über die frühere und jetzige technische Nutzung der Moore (fast nur Hochmoor), die Böden in ihrer Umgebung und über die unter Natur- und Landschaftsschutz stehenden Moore beschließen die Erläuterung. Sehr wertvoll ist die umfangreiche Übersichtstabelle aller Vorkommen, die nicht nur Auskunft gibt über die Größe der einzelnen Moortypen, sondern auch über 8 verschiedene Nutzungsformen. Die bisher fertiggestellten 4 Blätter bilden zusammen mit den in Kürze vorliegenden Blättern Singen, Konstanz und Ravensburg eine wertvolle Grundlage für die Landesplanung, Wasserwirtschaft, Landwirtschaft und Landespflege sowie für bodenkundliche Kartierungen im Alpenvorland.

E. Schönhals.

TELMA — Berichte der Deutschen Gesellschaft für Moor- und Torfkunde, Bd. 1, 108 S., 13 Abb., Hannover 1971.

Mit diesem Heft beginnt die Schriftenreihe der am 10. April 1970 gegründeten Deutschen Gesellschaft für Moor- und Torfkunde e. V. (DGMT). Der Band enthält die Vorträge, die anlässlich der Jahressitzung 1969 des „Arbeitskreises Torfwirtschaft“ des Bundesministeriums für Wirtschaft gehalten worden sind. Sie beschäftigen sich mit sehr verschiedenartigen Themen der Moor- und Torfforschung, so z. B. mit der Bedeutung der Moore für die Wasserwirtschaft und Raumordnung, mit Moorarchäologie sowie mit botanischen und chemischen Untersuchungsmethoden im Hinblick auf physiologisch aktive Substanzen in Torfen. Eingeleitet werden die Aufsätze durch einen Beitrag des 1. Vorsitzenden der Gesellschaft, Prof. Dr. G. LÜRRIG, der sich mit der Aktualität der Moor- und Torfforschung beschäftigt und zu dem Ergebnis kommt, daß diese in der Bundesrepublik als drittgrößtem Torfproduzent der Welt (hinter der UdSSR und Irland) einer weiteren Intensivierung bedarf, und zwar unter besonderer Berücksichtigung der vielfältigen Torfprodukte einschließlich neuer technischer Verfahren und einer rationellen agrarischen Nutzung der Moore.

Der Band enthält im zweiten Teil Berichte über die Gründungsversammlung der DGMT und die 20. Sitzung des Arbeitskreises Torfwirtschaft 1969 in Braunschweig-Völkenrode, außerdem die Satzung der DGMT und eine Zusammenstellung der im Jahre 1969 in der Bundesrepublik veröffentlichten Arbeiten über Moor und Torf.

E. Schönhals.

LUDWIG, A. O.: **Bibliographie der Geschiebeliteratur der neueren Geschiebeforschung in den nordeuropäischen pleistozänen Inlandsgebieten, 1926—1969**, Teil I und II, 371 S., Berlin 1970.

Die Literaturzusammenstellung schließt an die von H. ROEDEL (1926) und J. KORN (1927) vorgelegten Bibliographien über Sedimentär- und Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine an. Sie umfaßt etwa 2300 Arbeiten, die nicht nur das norddeutsche, sondern das gesamte nordeuropäische pleistozäne Inlandsgebiet betreffen. Das Schrifttum ist in folgende 12 Sachgebiete gegliedert: Lehrbücher und Nachschlagewerke mit ausführlicheren Darstellungen der Geschiebeforschung, Literaturzusammenstellungen, Geschichte der Geschiebeforschung und Persönlichkeiten, Eisbewegung, Maximalausdehnung der Vereisungen, Pleistozänstratigraphie, Praktische Verwendung der Geschiebe, Große Blöcke, Denkmäler und Naturschutz, Findlinge und Geschiebe in Sage, Kult und Aberglaube, Verschiedenes, Kristalline Geschiebe und Sediment-Geschiebe (unterteilt nach Formationen). Diese Gliederung erleichtert die Benutzung der beiden umfangreichen Bände. Wie der Autor bemerkt, sind fast alle Zitate anhand der Originalarbeiten überprüft worden. Hier-

für und für die jahrelange mühevoll Sammlungen des weit verstreuten Schrifttums gebührt dem Verfasser Dank und Anerkennung. — Anmerkung für Interessenten: Die Bände befinden sich in der Bücherei der DEUQUA in Hannover, wo sie entliehen werden können. E. Schönhals.

GEYH, M. A.: **Die Anwendung der ^{14}C -Methode.** Die Entnahme, Auswahl und Behandlung von ^{14}C -Proben sowie die Auswertung und Verwendung von ^{14}C -Ergebnissen. — Clausthaler Tektonische Hefte, Nr. 11, 118 S., 12 Abb., Clausthal 1971; Preis: brosch. DM 14.50.

Kurz nach dem letzten Krieg gelang der meisttechnische Nachweis des Radiokohlenstoffs. Damit wurde bei der absoluten Altersbestimmung von terrestrischen Stoffen eine Entwicklung eingeleitet, die zu bedeutsamen Ergebnissen geführt hat. Dies gilt vor allem für die Vor- und Frühgeschichte, Vegetationskunde, Geologie, insbesondere Quartärgeologie und Hydrogeologie, Bodenkunde (Paläopedologie), Limnologie und Spaläochronologie. Große Verdienste an dieser Entwicklung haben u. a. die beiden ^{14}C -Laboratorien in Heidelberg (II. Physikalisches Institut der Universität, K. O. MÜNNICH) und in Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung und Bundesanstalt für Bodenforschung, M. A. GEYH). Viele tausende von Proben sind bisher in diesen Instituten untersucht und wertvolle Erfahrungen gesammelt worden. M. A. GEYH legt nun eine Veröffentlichung vor, auf die viele Wissenschaftler und Studierende gewartet haben. Denn mit den behandelten Sachgebieten hat sich bisher nur eine australische, schwer erreichbare Arbeit beschäftigt. Im Gegensatz zu Lehrbüchern über die ^{14}C -Methode verzichtet der Autor bewußt auf die ausführliche Beschreibung des Verfahrens und der Meßtechnik. Es werden aber die physikalischen Grundlagen der radiometrischen Altersbestimmung und der Radiokohlenstoff-Methode sowie die methodischen Grundlagen der ^{14}C -Altersbestimmung in verständlicher und knapper Form erläutert. Das Schwerkgewicht bilden jedoch die Kapitel „Entnahme, Behandlung und Verpackung von ^{14}C -Proben und Angaben zur Beurteilung von ^{14}C -Ergebnissen“. In diesen und weiteren Kapiteln werden in prägnanter Form die vom Proben-Einsender zu beachtenden Details mitgeteilt, die die Voraussetzung für brauchbare ^{14}C -Ergebnisse sind. Auf über 40 Seiten folgt dann die Besprechung der Anwendungsgebiete der ^{14}C -Methode, wobei z. B. auf die Vorzüge von Holz gegenüber Holzkohle, die Problematik der ^{14}C -Datierung von Muschelschalen, die Möglichkeit des Nachweises von Fälschungen an Kunstwerken (Statuen, Leinwand, Pergament) und auf die Altersbestimmung von Kontinentaleis mit Hilfe des darin vorkommenden CO_2 eingegangen wird.

Allein diese wenigen ausgewählten Beispiele zeigen die vielfältigen Anwendungsmöglichkeiten der ^{14}C -Methode. Abschließend werden andere radiometrische Methoden zur Altersbestimmung quartärer Proben besprochen, so die Thermolumineszenz-Methode (wichtig für die Altersbestimmung von Keramik), die Chlor-36-Methode (anwendbar bei relativ jungen Salzseen und Salzböden) und die Silicium-32-Methode (geeignet für Hydrologie, Glaziologie und Ozeanographie). Ein Verzeichnis des einschlägigen Schrifttums und ein Anhang mit der Erläuterung der im Text verwendeten Begriffe beschließen das Bändchen, das jeder, der Proben zur Altersbestimmung sammelt, gelesen haben sollte, denn nur wenn die vom Labor für notwendig erachteten Bedingungen erfüllt sind, können auch gesicherte Daten geliefert werden. E. Schönhals.

ENGELSCHALK, W.: **Alpine Buckelfluren, Untersuchungen zur Frage der Buckelwiesen im Bereich des eiszeitlichen Isargletschers.** — Regensburger Geogr. Schriften, H. 1, 159 S., 15 Abb., 8 Taf. mit 16 Bildern u. 1 Karte, Regensburg 1971; Preis: DM 9.80.

Die im Alpenraum an Hängen, auf Moränen und Schotterfluren vorkommenden Kleinformen der „Buckelwiesen“ haben schon seit Anfang dieses Jahrhunderts das Interesse der Wissenschaft gefunden. Hauptgegenstand der Forschung war die Entstehung dieser besonderen Oberflächenform. Nicht weniger als 5 verschiedene Theorien wurden über die Genese der von A. PENCK (1930) als „Buckelwiesen“ bezeichnete Oberflächenform im Laufe von 6 Jahrzehnten diskutiert. So wurde angenommen, daß Rodung und Windwurf, Verwitterung (Lösungsverwitterung), glaziale Erosion und Akkumulation sowie vorzeitliche frostdynamische Prozesse die Ursachen seien. Der Verfasser hat nun durch mehrjährige Felduntersuchungen an Grabungen und Aufschlüssen im Bereich des Isargletschers neue Beobachtungen gesammelt, die es ihm ermöglichen, erneut zur Frage der Entstehung der nun als „Buckelfluren“ bezeichneten Oberflächenformen Stellung zu nehmen. Er kommt zu dem Ergebnis, daß „die auslösenden Kräfte ausschließlich in kaltzeitlichen Verhältnissen spezifisch alpiner Ausprägung“ zu suchen sind und daß der Bodenfrost die eigentliche Ursache ist. Nach Ansicht des Autors entstanden auf mächtigen Lockersedimenten Frostmusterböden, was zu Aufwölbungen führte und dadurch eine Ausgangsform gebildet wurde, die durch spätere frostdynamische Vorgänge (Eiskeile, Kryoturbation und Solifluktion im weitesten Sinne) überprägt und verändert wurde. Der Einfluß des Frostes wird als stark angesehen, weil in den Tälern der Nordalpen und am Alpenrand die Zahl der Frostwechseltage — ähnlich wie heute — besonders groß war. Im Bereich von Festgesteinen (meist Hauptdolomit) mit einer nur gering-

mächtigen lockeren Deckschicht wird der Ausgangsform des Reliefs größere Bedeutung beigemessen als bei Lockersedimenten; die jüngere Überformung durch Frost war von weitaus geringerer Wirkung. Demgegenüber spielte hier die linienhafte Erosion eine größere Rolle.

Als Entstehungszeit der Buckelfluren wird „der Übergang von der letzten Eiszeit zur gegenwärtigen Warmzeit“ angenommen, und zwar sollen im Gebirge die ausgedehnten Buckelfluren zwischen 850 und 1000 m NN während der jüngeren Tundrenzeit entstanden sein, während sich die großflächigen Buckelfluren auf Schwemmkegeln und Schotterterrassen unterhalb 1000 m in der Zeit von der ausgehenden jüngeren Tundrenzeit bis ins Präboreal entwickelten. Als Beweis für Buckelfluren, die älter sind als die jüngere Tundrenzeit, werden die Unterschiede der Buckelung auf spätglazialen Isarterrassen in 600—700 m Höhe angesehen.

Während die früheren Arbeiten über „Buckelwiesen“ auf Teile des Alpenraums beschränkt waren, werden in der vorliegenden Dissertation zum erstenmal Untersuchungsergebnisse aus einem 60 x 30 km großen Gebiet vorgelegt, die die Kenntnisse über Aufbau und Entstehung der Buckelfluren wesentlich erweitert haben. Es sei abschließend noch erwähnt, daß durch die Untersuchungen von ENGELSCHALK die von FISCHER, LUTZ, TROLL und SCHÖNHALS vertretene Auffassung von der frostdynamischen Entstehung der Buckelwiesen vollauf bestätigt wurde. E. Schönhals.

KANDLER, O.: Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintales zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. — Mainzer Geogr. Studien, H. 3, 92 S., 35 Abb. und 1 kolorierte Karte, Mainz 1970.

Die Kenntnisse über die Entwicklungsgeschichte der Ströme und Flüsse Europas sind sehr unterschiedlich. Wohl am besten bekannt ist das Rheintal, vor allem in seinem mittleren Abschnitt; die Forschung in diesem für die Flußgeschichte so wichtigen Gebiet wurde vor allem durch GALLADÉ, KINKELIN, LEPLA, MICHELS, MORDZIOL, PANZER und WAGNER vorwärts getrieben. Zu den geomorphologisch interessantesten Landschaften, die der Rhein im Mittelabschnitt durchfließt, gehören der Rheingau und das nördliche Rhein Hessische Plateau mit seinen durch Wein- und Obstbau genutzten Hängen. Es ist daher zu begrüßen, daß nun über die Talgeschichte dieses Raumes eine größere Arbeit vorgelegt wird, zumal eine der letzten zusammenfassenden Veröffentlichungen vor annähernd 40 Jahren erschienen ist (WILL, F.: Morphogenetische Betrachtung der Rheinterrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Koblenz. — Ber. Oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturwiss. Abt., Bd. 16, S. 80—112, Gießen 1933—1935).

Den Hauptteil der KANDLERschen Arbeit nehmen die Ausführungen über die pleistozänen Terrassen und die Ursachen ihrer Entstehung ein. Als Kriterien für die Gliederung werden in erster Linie die Höhenlage, außerdem die Zusammensetzung der Ablagerungen sowie Solifluktsdecken, fossile Böden und Löss herangezogen. Im Gegensatz zu den bisher verwendeten Bezeichnungen der einzelnen Terrassengruppen (z. B. Haupt-, Mittel- und Niederterrassen) werden die Terrassenreste fortlaufend von den jüngsten zu den ältesten numeriert. Die Gliederung umfaßt 7 Terrassen, deren Verbreitung eingehend erläutert und auf Textabbildungen und einer kolorierten Karte dargestellt wird. Hierbei finden neben den untersuchten Aufschlüssen ältere Beobachtungen anderer Autoren Berücksichtigung. Die Mitteilungen über Höhenlage, Mächtigkeit und Zusammensetzung der Terrassenreste zeigen, daß die Datierung und die durchgeführte Gliederung noch recht häufig mit Fragezeichen versehen werden müssen. Dies ist verständlich, denn es handelt sich um ein Gebiet, in dem nicht nur Rhein-, sondern auch Main- und Taunus-Material — von tertiären Sedimenten ganz abgesehen — abgelagert wurde und eine zeitweise lebhaftere Tektonik zu Lageveränderungen führte. Problematisch bleiben nach wie vor die Entstehungsbedingungen und die stratigraphische Stellung der „Mosbacher Abfolge“. Auch das Alter der als rißzeitlich datierten Talwegterrasse (T 3 bei KANDLER) ist m. E. nicht gesichert. Es sei erwähnt, daß auf dieser im Rheingau gebietsweise gut entwickelten Terrasse in zahlreichen meist nur vorübergehend vorhandenen Aufschlüssen (Ende der 40er und Anfang der 50er Jahre) immer nur Jungwürm-Löss, aber an keiner Stelle Rißlöß mit fossilem eemzeitlichem Boden von mir beobachtet wurde (vgl. auch die Beobachtungen von KANDLER im Aufschluß am Eltviller Elektrizitätswerk auf S. 30 u. 31). Dabei bestanden doch auf den ebenen Terrassenflächen günstige Voraussetzungen sowohl für die Ablagerung von Löss als auch für die Entstehung von Böden und deren Erhaltung. Diese und andere Beobachtungen waren für mich 1950 Veranlassung, die von MORDZIOL als Talwegterrasse bezeichnete Vererbung ins Altwürm einzustufen. KANDLER stützt seine Datierung der T 3-Terrasse unter anderem auf Beobachtungen von SEMMEL aus dem Raum Flörsheim—Kriftel—Kelsterbach, wo Rißlöß und der letztwarmzeitliche Boden sowie Würmlöß und darin eingeschaltete Böden die T 4—T 5-Terrasse überlagern. Diese Abfolge ist aber — wie oben erwähnt — auf der sog. Talwegterrasse im Rheingau, die nicht unbedingt der SEMMELschen Terrasse entsprechen muß, bisher nicht beobachtet worden. KANDLER führt keine neuen stichhaltigen Beobachtungen bzw. Beweise für ein rißzeitliches Alter der Talwegterrasse an; der „höhere Grad der Verwitterung“ allein genügt wohl nicht als Kriterium für Riß, zumal im nächsten Satz (S. 30/31) gesagt wird, daß die Schotterkörper der

T1/T2- und der T3-Terrasse in ihrer Zusammensetzung keine deutliche Verschiedenheit aufweisen.

Auch in anderen Flußgebieten Europas bereitet die Datierung der mit unserer Talwegterrasse vergleichbaren Terrasse gewisse Schwierigkeiten, so z. B. bei den Donau-Terrassen in Ungarn, wo Pécsi (Geoforum 6/1971) bei der sog. Stadt-Terrasse zwei Stufen unterscheidet (IIa — 10—14 Meter und IIb — 16—25 Meter über dem Donau-Spiegel). Die IIa-Terrasse, die im allgemeinen von Flugsand, nicht aber von Löß bedeckt ist, wird als oberstes Pleistozän (oberstes Würm), die IIb-Terrasse — meist von Löß oder Sandlöß überlagert — als Jungriß-Frühwürm datiert. Eine genauere Datierung scheint demnach auch hier nicht möglich zu sein. Mit Recht macht Pécsi darauf aufmerksam, daß von Landschaft zu Landschaft (im Gebirge, am Beckenrand und im Beckeninnern) nicht nur die Anzahl der Terrassen, sondern auch die Höhenlage gleichaltriger Terrassen unterschiedlich ist. Das gleiche gilt m. E. auch für die untersuchten und benachbarten Gebiete, die verschiedenen geologischen bzw. tektonischen Einheiten angehören. — Weitere Untersuchungen sind daher notwendig. Dabei sollten in einem weit größeren Umfang als bisher pedologische und mineralogische Untersuchungsmethoden angewandt werden, um weitere Anhaltspunkte für die Datierung und Korrelation der zahlreichen Terrassenreste zu erhalten.
E. Schönhals.

SCHÜLKE, H.: **Abtragungsercheinungen auf quartären Küstensedimenten Korsikas.** — Arbeiten aus dem Geogr. Institut d. Saarlandes, Bd. 15, 59 S. Text, 10 Fig., 24 Photos im Anhang, Saarbrücken 1972; Preis DM 10.—

Korsika, nach F. RATZEL „ein Gebirge im Meer“, weist an seinen Küsten sehr verschiedenartige quartäre Sedimente auf, die jedoch im allgemeinen nur fleckenhaft oder saumartig verbreitet sind. Die holozänen Küstenablagerungen bestehen aus fluvio-torrentiellen Schotterfächern, Geröllwällen von ansehnlicher Ausdehnung, Sandnehrungen und -strandwällen, Hangdünen und Schwemmlattbänken, die aus organischem Material aufgebaut sind. Nicht weniger abwechslungsreich sind die pleistozänen Küstensedimente: eiszeitliche Aufschüttungsterrassen mit fossilen Böden, warmzeitliche, meist schwach verfestigte Strandablagerungen (Tyrrhen), fossile Küsten- und Hangdünen (Äolionite), tonige Sedimente ehemaliger Lagunen und Sümpfe und schließlich Hangschutt. Es ist bekannt, daß der Abtragungsvorgang und damit die Oberflächenform nicht nur vom Relief, der Festigkeit und Körnung bzw. der Porosität des Substrats abhängt, sondern vor allem vom Zustand der Bodenoberfläche. Am Beispiel der Küstensedimente Korsikas zeigt der Verfasser die komplizierte Entstehung von Kleinformen durch Spülwirkung des Regenwassers (Erdruppen und -stufen, Erdpyramiden, Rinnen) und durch Lösungsvorgänge in den Äolioniten (Kluftkarren und Kluftwülste, Wabenkarren, Lochkarren-Tinajitas —, Kernkessel und Spitzkarren). Die Genese dieser Kleinformen steht in enger Beziehung sowohl zur Verbackung (Verfestigung durch Austrocknung) und Verkrustung (durch Ausfällung gelöster Stoffe aus dem kapillar aufsteigenden Wasser) der Oberfläche als auch zum Einfluß des Meerwassers (Spritzwasserbereich) und des Regenwassers. Es können daher mehrere karstmorphologische Zonen und Zyklen unterschieden werden.

Die subtilen Beobachtungen — unterstützt durch gut ausgewählte Photos und Zeichnungen — bieten zusammen mit der Diskussion der aus dem Schrifttum bekannt gewordenen vergleichbaren Erscheinungen einen interessanten und anregenden Einblick in ein wichtiges Teilgebiet der Geomorphologie.
E. Schönhals.

MENSCHING, H. (Hrsg.): **Die Landschaft an der Porta Westfalica.** Ein geographischer Exkursionsführer, Teil 1. MLOTKE, F.-D.: Die Naturlandschaft, 265 S., 87 Fig., 95 Abb. und 1 Karte. — Jb. d. Geogr. Ges. zu Hannover für 1968 u. Arbeiten a. d. Geogr. Inst. d. Techn. Univ. Hannover, Hannover 1971; Preis: DM 12.—

Dem Exkursionsführer liegen die während mehrerer Jahre vom Geographischen Institut Hannover durchgeführten Geländepraktika und Kartierungsübungen sowie umfassende Gelände- und Literaturkenntnisse des Autors zugrunde. Als Zielvorstellungen des Exkursionsführers werden genannt: Für den Studierenden Lehr- und Lernmaterial bereitzustellen, schwierige Sachverhalte mit Hilfe von Skizzen, Karten und Fotos zu erklären, an repräsentativen Beispielen die Genese von Landschaften zu erläutern und darüber hinaus übergreifende Probleme zu diskutieren. Einige seien erwähnt: Methoden der Quartärgeologie, fluvio-glaziale Dynamik am Eisrand, Flußterrassen und ihre Entstehung, periglaziale Erscheinungen und Vorgänge, Auelehmbildungen.

Die am Exkursionsgebiet beteiligten 4 Landschaftseinheiten — Weser-Wiehengebirge, Keuperbergland, Gebiete mit glazialen Ablagerungen und das Wesertal — bieten reichlich Gelegenheit, die erwähnten und zahlreiche andere Probleme an geeigneten Objekten aufzuzeigen und nach Lösungsmöglichkeiten zu suchen. Die dafür notwendigen Grundlagen über Geologie, Relief, Klima, Vegetation und Böden werden entweder im Gesamtüberblick oder bei der Behandlung der einzelnen Landschaften in ausreichendem Umfang und anhand instruktiver Skizzen, Karten und Fotos

vermittelt. Mehr als ein Drittel des Buches ist der Quartärgeologie und der Bedeutung eiszeitlicher Vorgänge für die Landschaftsgeschichte gewidmet.

Mit dem geographischen Führer über dieses klassische Exkursionsgebiet am Rand der Mittelgebirgsschwelle erhält sowohl der Studierende als auch der naturkundlich Interessierte eine wertvolle Unterlage, die nicht nur wegen ihrer Qualität, sondern auch wegen des erschwinglichen Preises weite Verbreitung finden dürfte.
E. Schönhals.

MENSCHING, H., GIESSEK, K. u. STUCKMANN, G.: **Sudan - Sahel - Sahara**, Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungs Expedition nach West- und Nordafrika 1969. — 211 S., 8 Karten, 11 Figuren und 52 Abbildungen und einem Beitrag von VÖLK, H. R. u. LEVELT, Th. W. M.: Tonmineralogische Ergebnisse und einige paläoklimatische Betrachtungen (21 S., 2 Fig. u. 1 Tab.). - Jb. d. Geogr. Ges. zu Hannover für 1969 u. Arbeiten a. d. Geogr. Inst. der Techn. Univ. Hannover, Hannover 1970.

In dem Band wird über die geomorphologischen Beobachtungen und Ergebnisse einer Expedition der Afrika-Abteilung des Geogr. Inst. Hannover berichtet, die von Anfang Januar bis Anfang April 1969 durchgeführt wurde. Ziel der Forschungsreise, die in Abidjan begann und in Algier endete, war der Formenschatz der Savannen der Elfenbeinküste und von Ober-Volta und Niger, vor allem aber der Plateaus und Gebirge im nördlichen Niger (Air-Gebirge) sowie im südlichen und zentralen Algerien (Ahaggar-Gebirge, Plateau von Tademaït). Die Aufgaben der über fast 6000 km führenden Expedition sind wie folgt zu umreißen: Abhängigkeit der rezenten morphodynamischen Prozesse von den klimatischen Faktoren, in erster Linie vom Grad der Aridität; morphogenetische Entwicklung der einzelnen Räume, insbesondere des Flächenreliefs, so z. B. auf dem präkambrischen und paläozoischen kristallinen Sockel Ober-Voltas und den Sedimentgesteinen des „Continental Terminal“ in der Republik Niger; geomorphologische Gliederung des Air-Gebirges und seines Vorlandes; Morphodynamik und Genese des Ahaggar-Gebirges mit seiner Sockelfläche, dem Inselbergrelief und seinen Pedimenten; Morphogenese des Hamada-Reliefs in der zentralen und nördlichen algerischen Sahara; Umgestaltung des Reliefs durch den Wind. Diese Probleme werden in knapper Form in klar gegliederten Abschnitten aufgezeigt und unter Berücksichtigung des Schrifttums diskutiert. Dabei wird versucht, die morphogenetischen Vorgänge und Wirkungen zeitlich einzustufen, wobei fossile und reliktsche Böden bzw. Bodenreste herangezogen werden, vor allem bei Fragen nach dem Klima vorzeitlicher Formungsprozesse. Von der enormen Gestaltungskraft der Klimafaktoren in West- und Nordafrika in Vergangenheit und Gegenwart vermitteln die Abbildungen einen hervorragenden Eindruck. Die Schrift, Prof. Dr. phil. Dr. rer. nat. h. c. Erich OBST gewidmet, stellt einen weiteren beachtlichen Beitrag der deutschen Erdwissenschaften zur Erforschung Afrikas dar.
E. Schönhals.

BRAUN, U.: **Der Felsberg im Odenwald**. Eine geomorphologische Monographie. — Heidelberger Geogr. Arbeiten, H. 26, 175 S., 3 Karten, 14 Figuren, 4 Tabellen und 9 Abbildungen, Heidelberg 1969; Preis DM 15.—

Im periglazialen Gebiet Mitteleuropas haben sich die Formungsprozesse größtenteils an Hängen abgespielt. Über die Vorgänge und Erscheinungen sind wir im allgemeinen gut unterrichtet, vor allem durch neuere Arbeiten aus einigen Mittelgebirgen West- und Mitteldeutschlands. Die vorliegende Monographie beschäftigt sich mit der quartären Hangformung des zweithöchsten Berges des Kristallinen Odenwaldes (514 m NN), der wegen des „Großen Felsenmeeres“ weithin bekannt ist. Es handelt sich also um eine Modell-Untersuchung für vergleichbare Mittelgebirge.

Das Hauptgewicht der Untersuchung liegt auf der Bedeutung des Gesteins (im wesentlichen Mela-Quarzdiorit und Granodiorit-Gneis), seines Kluftsystems und der Vergrusung für die Entstehung der Felsburgen, der Schuttdecken und Blockströme. Der Diorit liefert „vorwiegend kubisch gerundete bis kugelige Blöcke“, der Gneis dagegen „vorwiegend plattige Bruchstücke im Lehmmantel“. Der Transport des mobilen Substrats ist nicht nur von der Hangneigung und -form abhängig, sondern vor allem vom Tongehalt des Verwitterungsmaterials und vom Löß- bzw. Schluffanteil. Die Bewegungsvorgänge im lehmig verwitterten Gneis waren gegenüber dem sandig-grusig verwitterten Diorit stärker, so daß aus Gneis recht mobile Fließerden entstanden. Im Diorit-Gebiet sind dagegen unter periglazialen Bedingungen Grus und Blöcke getrennt bewegt worden; Hauptursache waren Spülvorgänge, wodurch der Grus weggeführt wurde. Die freigelegten Felsburgen lieferten die Blöcke, die auf dem durchnästen Grus hangabwärts bewegt und akkumuliert wurden (Rutschtransport). Auch postglaziale Abspülvorgänge im Bereich lehmiger Blockschuttdecken haben Anteil an der Entstehung von Blockanreicherungen. Diese Vorgänge waren jedoch von geringem Einfluß auf die Hangformung. Das gleiche gilt für die Veränderungen während der Neoeiszeit im Bereich der Felsburgen.
E. Schönhals.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an den Hauptschriftleiter: Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstr. 23.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck **KAPITÄLCHEN**) unterbrochen unterstreichen (z. B. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck **gesperrt**.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor, Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. - Z. deutsch. geol. Ges. **67** (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

3. erweiterte Auflage

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 65.—

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 10.80

... 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.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen DM 16.80

„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 12.80

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.