Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

SECHSUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 70 ABBILDUNGEN IM TEXT,
14 TAFELN UND 15 TABELLEN

1975
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **26**	*Seite 1-280*	*Öhringen/Württ. 1975*

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 45303

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

Vorstand

1. Vorsitzender	:	Dr. J. Niedermayer, Hamburg
2. Vorsitzender	:	Prof. Dr. J. Fink, Wien
1. Schriftführer	:	Dr. F. Grube, Hamburg
2. Schriftführer	:	Dr. H. Nagl, Wien
Schriftleiter	:	Prof. Dr. E. Schönhals, Gießen Prof. Dr. R. Huckriede, Marburg
Schatzmeister	:	Prof. Dr. H. Schneekloth, Hannover
Archivar	:	Prof. Dr. L. Benda, Hannover

Beirat

Prof. Dr. K. Brunnacker, Köln

Prof. Dr. K. Duphorn, Kiel

Prof. Dr. B. Frenzel, Hohenheim

Prof. Dr. R. Hantke, Zürich

Dr. K. Picard, Kiel

Prof. Dr. R. Schütrumpf, Köln

Prof. Dr. A. Semmel, Frankfurt/M.

Dr. W. Taute, Tübingen

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— 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 die Geschäftsstelle in Hannover 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 SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

SECHSUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 70 ABBILDUNGEN IM TEXT,
14 TAFELN UND 15 TABELLEN

1975
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **26**	*Seite 1-280*	*Öhringen/Württ. 1975*

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals u. R. Huckriede,
unter Mitarbeit von Frau E. Zimmer und Frau T. Banan, Gießen

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

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

INHALT

A. Aufsätze

Seite

KAISER, K.:

Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestandteil der Deutschen Quartärforschung . . . . . 1— 30

GRIPP, K.:

100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises . . . . . 31— 73

SCHLÜCHTER, C.:

Schotterpetrologie und deren relativ-stratigraphische Anwendbarkeit im Aaretal südlich von Bern (Schweiz) . . . . . 74— 81

WEINHOLD, H.:

Über den Nachweis von Störungen im unteren Karbachtal bei Wangen im Allgäu mit Hilfe von Bodengasmessungen . . . . . 82— 86

ZEESE, R.:

Die Goldshöfer Sande und die quartären Reliefgenerationen im Albvorland Ostwürttembergs . . . . . 87— 94

HÄDRICH, F.:

Zur Methodik der Lößdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung . . . . . 95—117

LESER, H. & MAQSUD, N.:

Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildung und Klimaentwicklung im südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland . . . . . 118—130

BRONGER, A.:

Paläoböden als Klimazeugen — dargestellt an Löß-Boden-Abfolgen des Karpatenbeckens . . . . . 131—154

KOENIGSWALD, W. VON & RÄHLE, W.:

Jungpleistozäne und altholozäne Fauna (Gastropoda und Mammalia) vom Euerwanger Bühl bei Greding (Fränkischer Jura) . . . . . 155—180

HUCKRIEDE, R.:

Ein landschaftsgeschichtlich bedeutsamer Quellkalk im Tiroler Oberinn-Tal . . . . . 181—189

MEIER-BROOK, C.:

Der ökologische Indikatorwert mitteleuropäischer Pisidium-Arten (Mollusca, Eulamellibranchiata) . . . . . 190—195

SCHUBERT, C.:

Glaciation and Periglacial Morphology in the Northwestern Venezuelan Andes . . . . . 196—211

HEINE, K.:

Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko . . . . . 212—217

Seite

BROSCHE, K.-U. & MOLLE, H.-G.:

Morphologische Untersuchungen im nordöstlichen Matmata-Vorland (nördliche Djeffara, Südtunesien) . . . . . 218—240

WIENEKE, F. & RUST, U.:

Zur relativen und absoluten Geochronologie der Reliefentwicklung an der Küste des mittleren Südwestafrika . . . . . 241—250

B. Berichte

Gründung einer Kommission für Geomorphologie bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften 251

C. Buchbesprechungen . . . . . 252—266

D. Nachrufe

Wilhelm Barner (Gerd Lüttig) . . . . . 269—273

Carl Troll und die Eiszeit (Julius Büdel) . . . . . 274—276

Max Pfannenstiel (René Hantke & Gilbert Rahm) . . . . . 277—279

E. Verschiedenes 280

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 1-30	Öhringen/Württ. 1975

A. Aufsätze

Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung

Von KARLHEINZ KAISER, Berlin

Mit 4 Abbildungen, 3 Tafeln und einer Zeittafel [1])

Zusammenfassung. Vor allem die Begründungen von zwei Grundvorstellungen haben die Erforschungsgeschichte des quartären Eiszeitalters — und gleichfalls auch der präquartären Eiszeiten im Verlaufe der Erdgeschichte — maßgeblich bestimmt. Einmal fußt die im Klimawandel verankerte Sonderstellung des Quartärs gegenüber den älteren und weitaus länger andauernden Erdzeit-Systemen auf der Tatsache von einstmals weit ausgedehnteren Vergletscherungen auf der Erde. Die Auffassung von der periodischen Wiederkehr — mit dem daran geknüpften Wandel der Umweltbedingungen geologischer, geomorphologischer, klimatischer, hydrologischer, pedologischer und biogeographischer Art — solcher Vergletscherungen (Polyglazialismus) bildet hingegen die Grundlage unserer heutigen Quartärgliederung. Es bedurfte fast 100 Jahre, ehe sich diese Leitgedanken im Jahre 1875 bzw. zu Anfang der 20er Jahre dieses Jahrhunderts weltweit und endgültig durchzusetzen vermochten.

Summary. Especially the reasons of two basic conceptions have influenced in a decisive way the history of the investigation of the Quaternary ice age, but also of the pre-Quaternary periods during the course of the earth's history. First the exceptional position of the Quaternary as compared with earlier by far longer lasting ice age systems, due to climatic variations, is caused by the fact of once by far more extensive glaciations upon the earth. The view of the periodical repetition (polyglacialism) of such glaciations associated with the change of environmental conditions of geologic, geomorphologic, climatic, hydrologic, pedologic, and biogeographic kind however is providing the basis of our present Quaternary subdivision. It needed nearly 100 years respectively before these leading ideas in 1875 and at the beginning of the twenties of our century could gather way finally all over the world.

Résumé. Ce sont surtout les fondements de deux principes essentiels qui ont déterminé en grande partie l'histoire de la recherche scientifique de la période glaciaire quaternaire — ainsi que d'ailleurs des périodes glaciaires préquaternaires de l'historie des temps géologiques. D'une part la particularité au Quaternaire de variations climatiques, qui différencie ce système de tous les autres systèmes plus anciens et de durée beaucoup supérieure, et repose sur le fait de glaciations jadis beaucoup plus étendues à la surface de la terre. La supposition du retour périodique de ces glaciations (polyglacialisme) — avec les modifications conséquentes de conditions du monde terrestre dans les domaines géologique, géomorphologique, climatique, hydrologique, pédologique, et biogéographique, forme à présent le fondement de notre stratigraphie quaternaire (Polyglacialismes). Il a fallu 100 ans presque, avant que ces principes directeurs, depuis l'année 1875 jusqu'au début de la vingtième année de ce siècle, puissant devenir universels et définitivement admis.

Einleitung

Am 3. November 1875 begründete in einem Vortrag vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin der schwedische Quartärforscher Otto TORELL (Taf. III) die Lehre von der eiszeitlichen Vergletscherung Nordeuropas, wobei er eine breite Zuhörerschaft tief be-

[1]) Die Abbildungen auf Taf. I (B. F. KUHN, I. VENETZ-SITTEN, J. G. VON CHARPENTIER, L. AGASSIZ) und das Bild von A. VON MORLOT auf Taf. II sowie Hinweise auf zugehöriges Quellenmaterial verdanke ich Herrn Prof. Dr. B. MESSERLI (Bern), die Abb. 3 Herrn Dr. BORRE AS (Oslo).

Besonderen Dank schulde ich aber Herrn Prof. Dr. M. SCHWARZBACH (Köln), der mir nicht nur eine Reihe von Abbildungen zur Verfügung stellte (F. K. SCHIMPER auf Taf. II, O. TORELL und G. DE MORTILLET auf Taf. III sowie die Textabbildung 2), sondern mir auch wichtiges Quellenmaterial zugänglich machte. Ihm sei diese Arbeit, die ursprünglich (in gekürzter Form) als Festvortrag zur 100-Jahrfeier des Gletschergartens in Luzern konzipiert worden war, nachträglich zu seinem 65. Geburtstag am 7. 12. 1972 gewidmet.

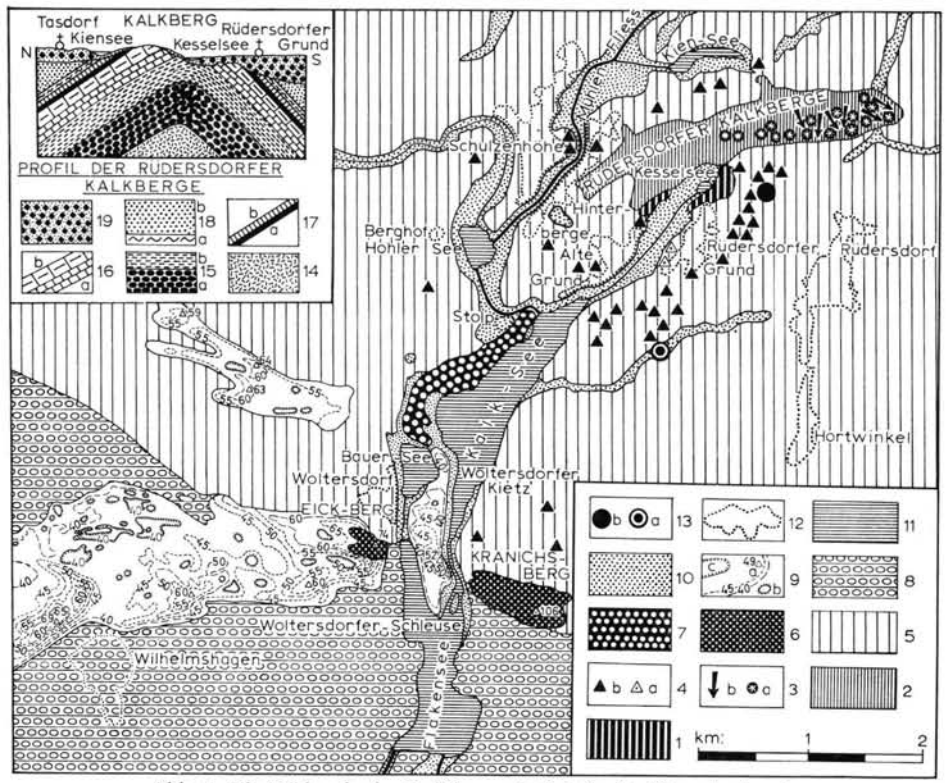


Abb. 1. Die Rüdersdorfer Kalkberge östlich Berlin (Brandenburg).

Aus den mächtigen Quartärbedeckungen der Barnim-Hochfläche treten bei Rüdersdorf auf der Nordflanke einer ostwärts verlaufenden, asymmetrischen Sattelstruktur Schichten des Untergrundes heraus (Profil). Es handelt sich um nach Süden exponierte und von den skandinavischen Inlandeismassen rundhöckerartig abgehobelte Schaumkalk-Schichtköpfe des Unteren Muschelkalkes (Trias). Bereits G. von Helmersen (1867) führte hier erhaltene Schrammungen auf Gletscherwirkungen zurück. Nach einer vorausgegangenen Exkursion in die Rüdersdorfer Kalkberge mit G. Berendt und A. Orth konnte O. Torell am 3. 11. 1875 im Rahmen eines Vortrages bei der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin der Inlandeistheorie endgültig zum Durchbruch verhelfen.

Profil: 19 = Quartärablagerungen (überwiegend als Grundmoräne), 18 = Keuper (obere Trias, b = Sandsteinfolgen des Gipskeupers, a = Lettenkeuper), 17 = Tonstein- und Mergelfolgen des Muschelkalkes (mittlere Trias, b = Oberer Muschelkalk, a = Mittlerer Muschelkalk), 16 = Kalksteinfolgen des Unteren Muschelkalkes (mittlere Trias, b = Schaumkalk, a = Wellenkalk), 15 = Buntsandstein (untere Trias, b = mergelige Folgen des Röt, a = Sandsteine und Konglomerate des Mittleren und Unteren Buntsandsteins), 14 = Zechsteinsalze (Keulensalinar).

Karte: 13 = Fundstellen pleistozäner Faunen (b = Wirbeltierreste, a = Mollusken), 12 = Orte, 11 = Rinnenseen, 10 = holozäne Talaufschüttungen, 9 = spätglaziale bis frühholozäne Dünengebiete (c = wannenartige Ausblasungsformen, b = Kupstendünen, a = durch 5 m-Isohypsen und Kammhöhen markierte Parabeldünen), 8 = sandig-kiesige Fluvialabsätze des Berliner Urstromtales (spätes Weichsel-Hochglazial), 7 = Oszüge (Abschmelzphase des Brandenburger Stadiums), 6 = Stauchendmoränen (Abschmelzphase des Brandenburger Stadiums), 5 = Grundmoränenplatte der Barnim-Hochfläche (lokal von Decksanden überkleidete Geschiebemergel, Brandenburger Stadium), 4 = Verbreitung von Lokalgeschieben im Bereich der Grundmoränenplatte (b = Muschelkalkgeschiebe, a = Rötgeschiebe), 3 = Gletscherspuren an der ehemaligen und größtenteils von Lehmen konservierten Muschelkalk-Oberfläche (b = Gletscherschrammen, a = Gletschertöpfe), 2 = Schaumkalke über Wellenkalken (Unterer Muschelkalk) der Rüdersdorfer Kalkberge (die ehemals rundhöckerartig gestaltete sowie mit Gletscherschrammen und Strudeltöpfen überkleidete Muschelkalk-Oberfläche ist infolge des weit fortgeschrittenen Abbaues nahezu vollständig zerstört worden), 1 = Röt-Ausbisse (bunte und teilweise dolomitische Mergel mit Einschaltungen von Kalken und Gips des Oberen Buntsandsteins). In Anlehnung an die Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Rüdersdorf (3548), Lieferung 26 (1922).

eindruckte und zu überzeugen vermochte. Vorausgegangen war eine Exkursion in die Rüdersdorfer Kalkberge mit G. BERENDT und A. ORTH. Dort konnten bereits von G. VON HELMERSEN (1867) auf Muschelkalkoberflächen gedeutete Glazialschrammen wiederaufgefunden werden (Abb. 1). Dieses Ereignis wird allgemein als Zeitpunkt gewertet, wo die bis dahin beherrschenden Flut- und Drifthypothesen endgültig durch die moderne Vergletscherungstheorie abgelöst wurden. Aus deutscher Sicht dürfte das auch durchaus gerechtfertigt erscheinen. Nach einem vollen Jahrhundert mag es als Anlaß dienen, um einmal die Marksteine und Wege der Quartärforschung von Anbeginn bis zu jenem Zeitpunkt aufzuzeigen, und daran die Haupttendenzen nachheriger Entwicklungen zu orientieren.

Erratische Blöcke

Schon früh regten die „Findlinge" sowohl in den äußeren Bereichen der einstmals von nordeuropäischen Inlandeismassen bedeckten Gebieten — beispielsweise im norddeutschen Flachland — als auch im Umkreis der Alpen — beispielsweise im Schweizer Molasseland — nicht zuletzt aufgrund ihrer teilweise beachtlichen Größen und wegen der in manchen von ihnen vorkommenden Fossilien zu Untersuchungen vor allem über ihre Herkunft an. Solche des norddeutschen Flachlandes wurden zunächst bis gegen Ende des 18. Jahrhunderts überwiegend aus den deutschen Mittelgebirgen hergeleitet und ihnen somit eine südliche Herkunft unterstellt; andere Forscher hingegen faßten sie als Trümmer der im Untergrund Norddeutschlands anstehender Gesteine auf (vgl. u. a. F. WAHNSCHAFFE & F. SCHUCHT 1921). J. J. SILBERSCHLAG (1780) erklärte sie nebst ihren umgebenden Sanden durch vulkanische Vorgänge aus dem Untergrund gefördert. Dabei sprach er die kessel- und wannenartigen Depressionen der Hochflächen („Pfuhle") als Förderstellen in der Art von Kratern an. J. W. VON GOETHE (1829) führte in der 2. Ausgabe seines Romans „Wilhelm Meisters Wanderjahre" u. a. dazu aus: „Man hielt es ungleich naturgemäßer, die Erschaffung einer Welt mit kolossalem Krachen und Beben, mit wildem Toben und feurigem Schlendern vergehen zu lassen." Eine ähnliche Auffassung hat aber auch noch E. BOLL (1846) vertreten, wobei er allerdings die Herde der vulkanischen Tätigkeiten, „aus denen der Regen vulkanischer Bomben" im weiten Umkreis über die benachbarten Länder verstreut worden sein soll, nach Skandinavien verlegte.

John PLAYFAIR (1802) führte den Begriff der „erratischen Blöcke" ein. In Anlehnung an B. F. KUHN (1787) schrieb er solche im Schweizer Jura-Vorland der Neuenburger Gegend bereits dem Gletschertransport zu. Schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts sind im englischen und amerikanischen Schrifttum Begriffe wie „boulder" (B. SILLIMAN 1821) und „till" (L. AGASSIZ 1842) verwandt worden, ebenso in der deutschen Literatur der Terminus „Geschiebe". In der gleichen Zeit wurden wissenschaftliche Gesellschaften gegründet, die sich u. a. der Quartärforschung und insbesondere auch der Herkunftsermittlung solcher Erratika widmeten. So teilte E. BOLL (1846) mit, daß ein in Lübeck beheimateter „geognostischer Verein" „das Vaterland unserer Geschiebe oder Rollsteine" festzustellen versuchte. In der Schweiz wurde u. a. im Kanton Aargau — wie F. MÜHLBERG (1869) zu entnehmen ist — ein „Moränenclub" gegründet.

Im letzten Jahrhundert ist diese Forschungsrichtung dann besonders gepflegt und sowohl in räumlich-systematischer als auch methodischer Hinsicht ständig weiter entwickelt worden. Umfassendere Ergebnisse der Geschiebeforschung wurden erstmalig von F. ROEMER (1862), dann von H. VON DECHEN (1879) für den Niederrhein und W. DAMES (1889) für Brandenburg sowie K. HUCKE (1917) und J. KORN (1927) für Norddeutschland insgesamt vorgelegt. Als Träger dieser Disziplin erwies sich in Norddeutschland für mehrere Jahrzehnte die „Gesellschaft für Geschiebeforschung", deren von K. HUCKE herausgegebenes Organ „Zeitschrift für Geschiebeforschung" durch 18 Bände in der Zeit von 1925 bis 1942 ausgewiesen ist. Ferner wurden durch N. V. USSING & V. MADSEN (ab 1897) sowie V. MILTHERS (ab 1909) in Dänemark die ersten Geschiebeanalysen entwickelt. Sie ver-

stehen sich als Arbeitsweisen, um über den statistisch erfaßbaren Geschiebebestand glaziärer Absätze genauere Hinweise auf die Liefergebiete und Bewegungsrichtungen ausgedehnter Gletschereismassen (vor allem Inlandeise) sowie daraus letztenendes auch Kriterien über die stratigraphische Gliederung von Gletscherabsätzen zu erlangen. Verfeinerte Methoden führten später in Norddeutschland vor allem J. HESEMANN (ab 1929), G. MÜNNICH (ab 1932), K. RICHTER (ab 1933) und G. LÜTTIG (ab 1954) ein.

Flut- und Drifthypothesen

Alle zur Erklärung des Transportes erratischer Blöcke sowohl im nordeuropäischen Vereisungsgebiet als auch im Alpenvorland entwickelten Flut- und Drifthypothesen begründen sich letztenendes auf die biblische Sintfluttheorie. Unter ihrem Einfluß führte W. BUCKLAND (1823) auch die bis weit in unser Jahrhundert hinein gebräuchlichen quartären Abteilungsbegriffe „Diluvium" (= große Flut) und „Alluvium" (= Anschwemmung) ein.

Als wohl erster Vertreter einer Fluthypothese leitete bereits Hauptmann VON ARENSWALD (1775) die Findlinge des norddeutschen Flachlandes aus Schweden ab. Sie sollen dort durch eine große Flut losgebrochen und nach Norddeutschland überführt worden sein. L. VON BUCH[2]) (1815) schrieb den Transport der erratischen Blöcke zunächst großen Schlammfluten zu, obzwar er sich später zur Drifthypothese bekannte. Dabei wurde „das Hinüberschleudern des nordischen Materials" für möglich erachtet, „ohne daß die von den Wogen mitgeführten Blöcke den Boden der Ostsee berührten." Noch N. G. SEFSTRÖM (1836) erklärte den Blocktransport in ähnlicher Weise. Anhand einer wohl erstmaligen Mitteilung von G. ROSE wies er auf die von solchen „Rollsteinfluten" erzeugten Schrammungen auf den Muschelkalk-Oberflächen bei Rüdersdorf östlich Berlin hin.

Die Fluthypothesen wurden dann allmählich durch die Drifttheorie abgelöst. Als ihr erster Vertreter kann wohl G. A. VON WINTERFELD (1790) gelten. Er legte dar, daß der Blocktransport von Schweden bei einer allgemeinen Meeresbedeckung Norddeutschlands durch Treibeis erfolgt sei. K. F. KLÖDEN (1829) nahm die Annahme stärkerer Temperaturerniedrigungen für das Ausbreiten vorzeitlicher Polareiskappen zum Anlaß, wobei sich in Buchten der skandinavischen Gebirge große Eismassen angesammelt oder auch Teile davon bedeckt hätten. Schließlich seien von dort aus Verdriftungen von Eisbergen mit eingefrorenen skandinavischen Gesteinen bis „gegen die hervorragenden Gebirgsmassen Polens, der Lausitz, des Erzgebirges, des Thüringer Waldes und des Harzes" erfolgt, wodurch erklärt würde, daß solches Material nördlich davon als „Geschiebe- und Geröllablagerungen" in Erscheinung trete (vgl. L. EISZMANN 1974). Schon früh hat auch im bayerischen Alpenvorland F. P. VON GRUITHUISEN (1809) eine Drifthypothese verfochten. Zwar ordnete er die erratischen Blöcke, die hier bereits von M. FLURL (1792) festgestellt worden waren, Gletschern aus Tirol zu. Doch sollten diese Gebirgsmassen durch eine „Flut" aus ihren Betten gehoben und ins Flachland hinausgetragen worden sein. Ähnliche Vorstellungen eines kombinierten Transportes der erratischen Blöcke entwickelte auch J. W. VON GOETHE (1829): vom Alpengebirge her durch Gletscher, im Alpenvorland durch „Treibeis auf einem hochliegenden Meer". Demgegenüber ließ er in Norddeutschland die Drifttheorie gelten (vgl. L. EISZMANN 1974). Als Hauptvertreter der Drifttheorie kann insgesamt jedoch C. LYELL (1835) zumindest bis fast in die Mitte des 19. Jahrhunderts gelten. Skandinavien sah er als von mächtigen Gletschern bedeckt an. Die Findlinge Norddeutschlands wurden als in Eisbergen eingeschlossen durch Verdriftung nach Süden in einem kal-

[2]) Eine Portrait-Abbildung des Privatgelehrten Christian Leopold VON BUCH (1774—1853), der u. a. den Begriff „Leitfossilien" einführte (1825) und bis zu seinem Tode als Hauptvertreter der „Plutonisten" sowie als exponierter und vor allem in Deutschland auch als einflußreichster Gegner der Eiszeit-Theorie gelten kann, findet sich im Jubiläumsband (100) der Z. dt. geol. Ges. (1948).

ten Meere erklärt. Dort seien sie dann an verschiedenen deutschen Küstenlinien gestrandet und ausgeschmolzen, maximal in der Fußzone der deutschen Mittelgebirge[3]). Zahlreiche und international führende Fachgelehrte wie H. G. BRONN, L. VON BUCH, C. DARWIN, R. I. MURCHISON und A. SEDGWICK schlossen sich dieser Lehre an, die insgesamt bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts, in Deutschland sogar bis zu dem einleitend erwähnten Ereignis (1875) bestimmend war. Als ihr „Schwanengesang" könnte das scherzhafte Lied vom „erratischen Block" gelten (V. VON SCHEFFEL 1867).

Vergletscherungstheorie

Aus dem Befund, daß von den Blöcken im Schweizer Molasseland viele aus dem Wallis stammen, schloß wohl erstmalig B. F. KUHN (1787, Taf. I) in seinem „Versuch über den Mechanismus der Gletscher" auf eine einstmals weit ausgedehntere Alpenvergletscherung. Die Walliser Bergführer J. P. PERRAUDIN aus Lourtier und M. DEVILLE aus Chamonix äußerten 1815 unabhängig voneinander ebenfalls die Ansicht einer früher sehr viel größeren Gletscherausdehnung, worauf Gletscherschliffe auf nackten Felsoberflächen und Blocktransporte ins Alpenvorland zu begründen wären. Für das bayerische Alpenvorland bezweifelte J. WEISS (1820), daß die erratischen Blöcke im Sinne der Drifthypothese von F. P. VON GRUITHAUSEN (1809) vom Wasser auf Eisschollen aus den Tiroler Bergen herantransportiert worden wären.

Der Walliser Forstingenieur I. VENETZ-SITTEN (Taf. I) hat nun diese Vorstellungen erweitert und systematisch ausgebaut. Bereits 1816 trug er in der Schweizer Naturforschergesellschaft über den Gletschertransport von Felsblöcken vor (Publikationen: 1822, 1824, 1825). Auf ein Preisausschreiben dieser Gesellschaft hin (1817) handelte er 1821 die Schwankungen und den einstmals viel größeren Stand der Alpengletscher ab (Publikationen: 1822, 1833). Die Moränen des Schweizer Mittellandes und die Findlinge bis in das Jura-Vorland hinein erklärte er als Absätze vorzeitlicher Walliser Gletscher (1829, 1830).

J. G. VON CHARPENTIER (Taf. I) wurden schon 1815 von J. P. PERRAUDIN in dessen Walliser Heimat solche Anschauungen über die einstmals größeren Gletscherausdehnungen vorgetragen. In einem Vortrag 1834 (Publikation: 1835) vor der Schweizer Naturforschergesellschaft in Luzern stellte er dann erstmalig für den Gesamtraum der Alpen die Theorie einer diluvialen Vergletscherung auf. In seinem Hauptwerk „Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône" (1841) baute er diese Vorstellungen — insbesondere auch die Erklärung von Felsschrammen durch Gletscherschurf (erstmalig erwähnt von N. SERERHARD 1742) weitab von den heutigen Gletschern — aus, so daß sie sich für den Raum der Westalpen mehr und mehr durchsetzen konnten. Der auf H. BESSON (1780, „marème") und H. B. DE SAUSSURE (1779, „moraines") — dem wir ebenfalls den Terminus „montagnes moutonnées" verdanken — zurückgehende Begriff Moräne (erstmalige Beschreibungen bereits bei H. R. RÄBMANN 1606) wurde von ihm in die wissenschaftliche Literatur übernommen. Seine grundlegenden Befunde über die Glazialerosion (N. DESMOREST 1776) und die Ausgestaltung der Alpentäler durch Gletscher zu Trogtälern

3) Der Begründer des Aktualitätsprinzips Charles LYELL (1797—1875) hatte bereits in seinen „Principles of geology" (1830—33) die Tertiärstufen Eozän, Miozän und Pliozän eingeführt sowie den Gegenwarts-Begriff „Alluvium" (W. BUCKLAND 1823) durch „The recent" — später durch „Holozän" abgelöst (P. H. GERVAIS 1867—69) — ersetzt. 1839 löste er ferner den Begriff „Diluvium" (W. BUCKLAND 1823) durch den heute für das quartäre Eiszeitalter (i. e. S.) gebräuchlicheren Terminus „Pleistozän" ab. Bis 1840 kann er als weltweiter Hauptvertreter der Drift-Hypothese gelten, um dann unter dem Einfluß von L. AGASSIZ die Eiszeit-Theorie anzuerkennen.

Zahlreiche Arbeiten auch auf dem Gebiet der Quartärforschung kennzeichnen sein vielseitiges Schaffen (vgl. auch Abb. 4). Die Ursachen von Klimaänderungen erklärte er allgemein aus den Veränderungen des Erdbildes wie den Verteilungen von Land und Meer. Damit kann er — eine Portrait-Abbildung findet sich u. a. in M. SCHWARZBACH (1974) — als früher Vertreter einer terrestrischen Eiszeit-Hypothese gelten.

(E. RICHTER 1900) sind später von G. DE MORTILLET (1858—59, Taf. III) vertieft worden. A. C. RAMSAY (1860—64) und J. TYNDALL (1859—60) haben sie dahingehend übersteigert, daß sie selbst Ausraumtiefen von mehreren 100 (z. B. im Unterinntal bei Innsbruck) bis über 1000 m durch Gletscher wie beispielsweise bei den norwegischen Fjorden (z. B. im Sognefjord 1244 m) annahmen, wogegen sich dann besonders L. RÜTIMEYER (1869) und A. HEIM (ab 1871) verwandt haben. In diesem Widerstreit über Wirkungen und Ausmaße der Glazialerosion hat später A. PENCK (ab 1882) eine vermittelnde Rolle eingenommen.

Schon bald ließ sich auch L. AGASSIZ (Taf. I) mit dem befreundeten Münchener Botaniker F. K. SCHIMPER (Taf. II) von J. G. VON CHARPENTIER auf Walliser Exkursionen von der Vergletscherungstheorie überzeugen. So verwandte F. K. SCHIMPER erstmalig in Münchener Vorlesungen (1833—36) den Begriff der „Eiszeit" und legte diesen auch in einer dem Geburtstag von G. GALILEI (*1564) gewidmeten Ode (Taf. II) fest, die er am 15. 2. 1837 bei einem Vortrag von L. AGASSIZ in Neuenburg eigenhändig verteilte. L. AGASSIZ blieb es vorbehalten, der modernen Vergletscherungstheorie in der Mitte des vorigen Jahrhunderts weltweite Anerkennung zu verschaffen. Schon 1840 begründete er in seinem Hauptwerk „Études sur les glaciers" die Annahme einer fast totalen Vereisung der Nordhalbkugel. Dabei führte er die Begriffe „Ablation" und „roches moutonnées" ein. Im gleichen Jahr gewann er W. BUCKLAND auf gemeinsamen Exkursionen in Schottland für diese

---

Tafel I

BERNHARD FRIEDRICH KUHN

Der helvetische Minister B. F. KUHN (1762—1825) lebte in Grindelwald und sprach in seinem 1787 erschienenen „Versuch über den Mechanismus der Gletscher" als Erster den Gedanken aus, daß dereinst die Alpengletscher bis weit ins Vorland hinausreichten. (Nach einem Ölgemälde von F. N. KÖNIG.)

IGNATZ VENETZ-SITTEN

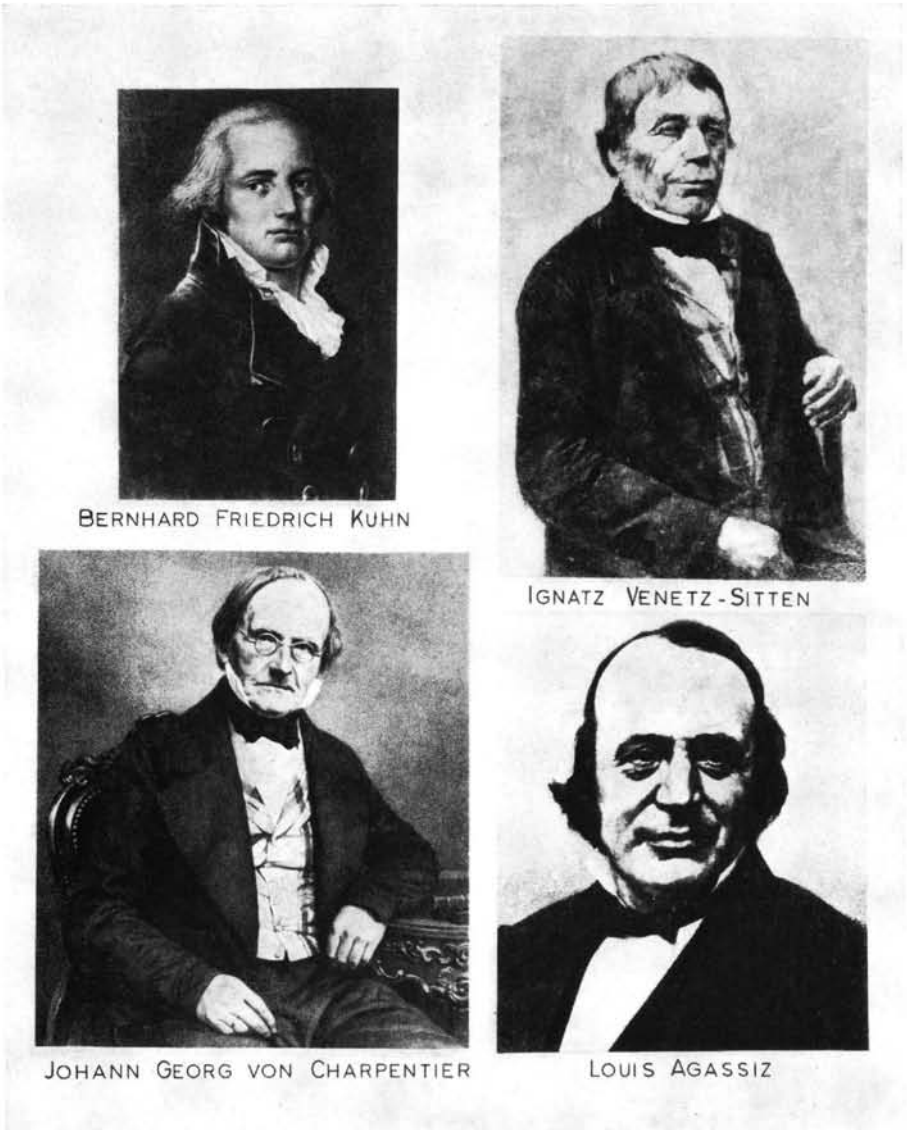
Der Walliser Forstingenieur I. VENETZ-SITTEN (1788—1859) hat ab 1816 in Vorträgen und Veröffentlichungen die Vergletscherungstheorie im Raume der Westalpen entscheidend ausgebaut und auch schon die Findlinge Norddeutschlands in eine glaziale Deutung einbezogen (1829). Als Erster verfocht er eine polyglazialistische Auffassung, indem er bereits 1822 aus Befunden bei Evian am Südufer des Genfer Sees auf eine zumindest zweimalige eiszeitliche Vergletscherung schloß.

JOHANN GEORG VON CHARPENTIER

J. G. VON CHARPENTIER wurde 1786 in Freiberg in Sachsen geboren. Er war als Honorarprofessor der Geologie in Lausanne und Salinendirektor in Bex (Waadt) tätig, wo er auch 1855 starb. Bereits 1834 stellte er im Rahmen eines Vortrages vor der Schweizer Naturforschergesellschaft in Luzern für den Raum der Alpen die Theorie einer pleistozänen Vergletscherung auf. In seinem Hauptwerk „Essai sur les glaciers..." führte er 1841 den Begriff „Glazial" ein. Grundlegend waren auch seine Untersuchungen über die glaziale Erosion und Akkumulation.

JEAN LOUIS RODOLPHE AGASSIZ

L. AGASSIZ wurde am 28. 5. 1807 in Motiers am Murtensee (Waadt) geboren. Seit 1832 war er zunächst als Professor an der Akademie in Neuenburg tätig. 1846 wurde er als Professor der Naturgeschichte an das Harvard College in Cambridge (Massachusetts, USA) berufen, wo er auch am 14. 12. 1873 starb. Bereits 1840 begründete er die Vorstellung einer pleistozänen Vergletscherung der Nordhalbkugel, worin Norddeutschland, die Britischen Inseln und Skandinavien sowie selbst weite Teile Nordamerikas und Sibiriens einbezogen waren. Gegenüber den Verfechtern der Drifthypothese verhalf er der Vergletscherungstheorie weltweit zum Durchbruch. In diesem Sinne regte er auch nach 1846 die quartärgeologische Erforschung Nordamerikas an. Begriffe wie „Ablation" und „roches mountounées" (1840) gehen auf ihn zurück. Unter seinem Einfluß legte der mit ihm befreundete Münchener Botaniker F. K. SCHIMPER den Begriff „Eiszeit" in einer Ode fest, die am 15. 2. 1837 bei einem Vortrag von L. AGASSIZ in Neuenburg verteilt wurde. Dem für mehr als 3 Jahrzehnte führenden Quartärforscher zu Ehren wurde auch ein in Nordamerika ausgedehnter See des Spätglazials als „Lake Agassiz" bezeichnet.



Tafel I. Vier bedeutende Vertreter der Ansicht einer pleistozänen Vergletscherung im ausgehenden 18. und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. KUHN (1787) vertrat erstmalig die Auffassung einer vorzeitlich weit ausgedehnteren Ausbreitung der Gletscher (für Bereiche der Westalpen). Sie wurde von VENETZ-SITTEN weiter ausgebaut (ab 1816), indem er sie auf andere Räume (u. a. Norddeutschland, 1829) und erstmalig auch durch die Begründung wiederholter eiszeitlicher Vergletscherungen (Polyglazialismus) ausgeweitet hat. Seit Beginn der 30er Jahre des vorigen Jahrhunderts haben CHARPENTIER und besonders AGASSIZ dieser Vergletscherungs-Theorie nach und nach weltweite Anerkennung verschafft.

FRIEDRICH KARL SCHIMPER

ADOLF VON MORLOT

Die Eiszeit

Für Freunde abgedruckt am Geburtstag GALILEI's, 1837

Mehr als der Leu dort oder der Elephant,
Mehr als des Äffleins Fratzengesicht, woran
Sich freut der Pöbel, während Denker
Heimlich sich schämen des Mitgesellen:

Mehr als die Vollzahl aller Geschöpfe selbst,
Die Sammellust doch häuft, und der tiefe Sinn
Des Forschers so geordnet, daß fast
Unwiderstehlich der Geist sich kund gibt:

Mehr als das Reich rings, fesselst du den Sinn,
Eisbär des Nordpols! Führst mich in Gegenden,
Wo winterfroh du noch im Treibeis
Wohnst und behaglich dich übst im Fischfang.

Wohnst hingedrängt dort lange bereits, doch einst
War deine Heimath näher bei uns! es war
Vielleicht das Urland deiner Schöpfung,
Winterbedeckt noch, das Herz Europas.

Wohl war zuvor mild, milder als jetzt, die Welt:
Weithin im Urwald hallte Gebrüll des Rinds,
Mammuthe grasten still, in Mooren
Wälzten sich lüsterne Pachydermen.

Längst sind vertilgt sie, deren gebleicht Gebein
Einhüllt das Fluthland, oder mit Haut und Fleisch
Zugleich und frisch erhalten, ausspeit,
Endlich erliegend das Eis des Nordens!

Ureises Spätrest, älter als Alpen sind!
Ureis von damals, als die Gewalt des Frostes
Berghoch verschüttet selbst den Süden,
Ebnen verhüllt so Gebirg als Meere!

Wie stürzte Schneesturm, welche geraume Zeit,
Endlos herab! wie, reiche Natur, begrubst
Du lebenscheu dich, öd und trostlos!
Aber es ging ja zuletzt vorüber!

Tief aus dem Grund brach Alpengebirg hervor,
Brach durch die Eiswucht, deren erstarrter Zug
Unendlich trümmervoll mit Blöcken
Seltsam geziert noch den Kamm des Jura.

Wie stand sie hoch erst, deren Zusammensturz
Dich schöner See Genfs, dich auch von Neuenburg,
Als jener Vorzeit Wundersiegel,
Einzig entzog der Geröllverschüttung!

Denn als sie hinschmolz, als sich die Erde neu
Sehnsüchtig aufthat, flutheten grauenvoll,
Dem Guß und Sturz der Wasser weichend,
Weg die Molassen als Löß ins Rheinthal!

Des Zeuge warst du, herrlicher Kaiserstuhl,
Breisgaues Hochwart, sanfterer Sohn Vulcans!
Neun Linden schmücken jetzt das Haupt dir,
Schauend in spätere Paradiese.

Noch aber lehnt am feuergekochten Fels
Spätzeitger Flötzung, der sich zu Alpen hob,
Die Schaar von Gletschern, deren Rückzug
Zaudernd gereihet die Block-Moränen.

Hoch ragt die Jungfrau, welche der Kindheit noch
Stolz eingedenk stets weiße Gewänder trägt,
So gut als kurz vor ihrer Ankunft
Schwer die getragen der Pathe Montblanc.

Sie sammt dem Heerzug, Brüder und Schwestern all,
Wie stehn sie stumm da, hüllen sich ein in Eis!
Denn lauter als sie alle sprichst du,
Das sie bewohnt, o du kleines Schneehuhn!

Als nach dem Ausbruch dieser Gewaltigen
Hinsank des Frosts Reich, lebengeschwellt Natur
Der aus sich selbst erwarmten Erde
Kinder verlieh in erneuter Schöpfung:

Damals gebar euch, Zaubern der Möglichkeit
Rasch folgend Tellus, ward sich zuerst in euch,
Die ihr jetzt wohnt im Eis des Poles,
Wieder gewahr in der Macht des Lebens.

Nicht hätte nachher euch sie gebracht, da voll
Freihin der Strom floß derer die jetzo sind;
Vorgänger seid ihr aller Andern,
Athmetet sehnlich den ersten Frühling!

Nahrung genug bot Fluthengewimmel schon,
Neu hing am Fels auch freudiger Flechtenwuchs,
Genügsam, wie das edle Renn, das
Ahnte den Herrn, der es jetzt gezähmt hat!

Ihr wicht! Erfüllung wurde gewährt, und ganz,
Auf letzten Umsturz, siegte das Lebenreich;
Im alten und im neuen Baustyl
Wandelt das Volk der verjüngten Erde!

Ich wicht! Der Schauplatz wurde zu warm, und fern
Wohnt ihr am Pol jetzt! Aber der Herrschende,
Der dann zuletzt erschien, kennt euch!
Staunt der Geschichten, die ihr ihm kündet!

Neuchâtel, den 15ten Februar 1837 Dr. F. K. Schimper

Lehre, anschließend nach und nach aber auch die bis dahin wohl eifrigsten Verfechter der „Sintfluttheorie": R. I. MURCHISON, A. SEDGWICK und C. LYELL, der noch 1840 in einer Publikation die Drifthypothese verteidigt hatte. Ab 1846 war er als „Harvard's most famous professor" am Harvard College in Cambridge (Massachusetts, U.S.A.) tätig und förderte nachhaltig die Quartärforschung Nordamerikas im Sinne der modernen Vergletscherungstheorie. Dem führenden Eiszeitforscher in der Mitte des vorigen Jahrhunderts hat man hier auch mit der Bezeichnung „Lake Agassiz" eines ausgedehnten späteiszeitlichen Sees in der Mitte des nordamerikanischen Kontinents eine bleibende Ehrung zuteilwerden lassen (W. UPHAM 1895).

In nördlichen Teilen Europas hat wohl erstmalig J. ESMARK (1824, 1827, Taf. III) in Norwegen und angrenzenden Gebieten (einschl. Dänemark) die dort schon länger bekannten erratischen Blöcke auf einstmals so weit reichende Polareiskappen bezogen. Besonders in seiner norwegischen Heimat stellte er auch (1829) die Wirkung von Gletscherschürfen und ihre Zusammenhänge mit den dortigen Talformen und Seenbildungen heraus. Seiner Auffassung schloß sich zunächst A. BRONGNIART (1828) nach vorausgegangenen Geländeuntersuchungen in Schweden an. In einem Vortrag vor der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft am 22. 7. 1829 (publiz. 1830) schrieb dann I. VENETZ-SITTEN (Taf. I) die „in mehreren Gegenden Nordeuropas" (einschl. Norddeutschlands) verstreuten Blockansammlungen dem einstmaligen „Vorhandensein ungeheurer Gletscher" zu. Nach ihm erklärte auch A. BERNHARDI (1832), Professor an der Forstakademie in Dreissigacker (Thüringen), die Findlinge Norddeutschlands durch Gletschertransport bis einst an den Fuß der deutschen Mittelgebirge reichender Inlandeismassen. Wie schon angeführt, sah bereits L. AGASSIZ (1840, Taf. I) weite Bereiche der Nordhalbkugel als eiszeitlich vergletschert an: die Alpen über ausgedehnte Teile des Mittelmeeres bis zum Atlas hin, die Britischen Inseln und Skandinavien über Nord- und Ostsee bis weit ins norddeutsche Flachland hinein sowie selbst große Gebiete Sibiriens und Nordamerikas. J. G. VON CHARPENTIER (Taf. I) hat sich in seiner Arbeit „Über die Anwendung der VENETZschen Hypothese auf die erratischen Phänomene im Norden" (1842) dieser Auffassung nicht völlig angeschlossen. Zwar sah auch er einerseits die Nord- und Ostsee als von eiszeitlichen Inlandeismassen übergriffen und Nordrußland bis in den Raum Moskaus sowie Nordpolen, Norddeutschland und die Ostküste Englands als dereinst vergletschert an. Andererseits versucht er jedoch

---

Tafel II

FRIEDRICH KARL SCHIMPER

F. K. SCHIMPER (1803—1867) verwandte erstmalig in Münchener Vorlesungen (ab 1833) und in der unten abgedruckten Ode zum Geburtstag von G. GALILEI, die er im Rahmen eines Vortrages von L. AGASSIZ in Neuenburg (Schweiz) selbst verteilte, den Begriff „Eiszeit". Aus K. MÄGDEFRAU (1967): Friedrich Karl SCHIMPER.

ADOLPH VON MORLOT

Der Schweizer Geologe und Prähistoriker A. VON MORLOT (1820—67) hat sich zunächst durch seine grundlegenden glazialgeologischen Befunde in Mittelsachsen (1843—45) verdient gemacht. Anschließend (1846—50) war er als kartierender Feldgeologe im „Geognostisch-Montanistischen Verein für Innerösterreich und das Land ob der Enns" in den österreichischen Alpen tätig. In den Erläuterungen zu seiner „Geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen" sprach er (1847) bereits von einem ca. 1000 m mächtigen, vorzeitlichen Inngletscher. Von 1851—53 war er Professor für Geologie und Mineralogie an der Akademie zu Lausanne, um sich nachher ins Privatleben zurückzuziehen. In Anlehnung an Vorstellungen von I. VENETZ-SITTEN (1822) festigte er anhand von Befunden in der Dranse-Schlucht bei Thonon südlich vom Genfer See die Auffassung von der mehrfachen Wiederkehr eiszeitlicher Gletscher (1854—58). Dabei führte er den Begriff „Quartär" im heute gebräuchlichen Sinne ein. In seinen letzten Lebensjahren bis zu seinem allzu frühen Tode (1867) macht er sich als grundlegender Erforscher der Vorgeschichte Dänemarks und besonders der Schweizer Pfahlbauten (1861) verdient.

offensichtlich erstmalig zwischen der damals noch weithin herrschenden Drifthypothese und der modernen Vergletscherungstheorie insofern eine vermittelnde Stellung einzunehmen (vgl. L. EISZMANN 1974), indem er die noch weiter südlich bis an den Rand der Mittelgebirge vereinzelt vorkommenden Erratika durch vom maximalen Eisrand ausgelösten Eisschollentransport auf Flüssen und Meeren außerhalb der Vergletscherungsgebiete zu erklären versuchte.

J. G. VON CHARPENTIER (1842) hat wohl auch erstmalig die meridional streichenden, d. h. die ± Ost-West-verlaufenden Schuttwälle im Norddeutschen Flachland wie die „Dämme oder Streifen" des Baltischen Landrückens als Stirn- bzw. Endmoränen („moraines frontales") angesprochen. Zuvor schon waren als Sonderformen der Grundmoränenlandschaft stromlinienförmige und zumeist in Schwärmen auftretende Rücken zunächst in Irland (J. BRYCE 1833) als Drumlin erklärt worden (M. H. CLOSE 1866). Sie wurden später im Norddeutschen Flachland gelegentlich auch als „Rückenberge" (E. GEINITZ 1912)

Tafel III

JENS ESMARK

Als Professor der „Bergwissenschaft" an der Universität Christiania (Oslo) tätig, vertrat J. ESMARK (1763—1839) erstmalig in Nordeuropa eine auf ausgedehnte Polareiskappen bezogene und bis zum Meeresspiegel hinabreichende Vorzeitvergletscherung Skandinaviens (1824, 1827). In der gleichen Zeit führte er auch den Begriff „Sparagmit" für die jungalgonkischen Basalserien der kaledonischen Geosynklinale ein, in der später T. KJERULF erstmalig auf der ganzen Erde Zeugnisse einer jungpräkambrischen Eiszeit nachweisen konnte (1871). Aus O. HOLTEDAHL (1953).

OTTO TORELL

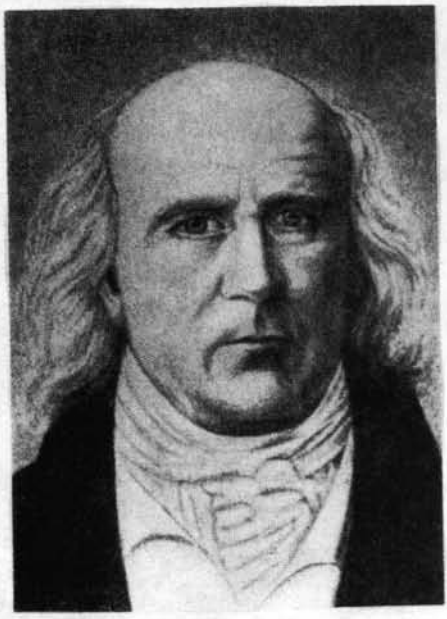
Aufgrund umfangreicher Feldbefunde vor allem aus Schweden verhalf O. TORELL (1828—1900) der Lehre von der eiszeitlichen Vergletscherung Skandinaviens zum Durchbruch (1859, 1872). Begriffe wie „*Yoldia*-Meer" für eine Entwicklungsphase der Ostsee am Ende der letzten Eiszeit (1865) und „*Dryas*-Zeit" für das Spätglazial der letzten Eiszeit (1872) wurden durch ihn eingeführt und kennzeichnen die Vielseitigkeit seiner grundlegenden Quartärforschungen. Ihm gebührt auch allgemein das Verdienst, am 3. 11. 1875 im Rahmen eines Vortrages vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin die Inlandeis-Theorie endgültig durchgesetzt und die nachherige Erforschung des Quartärs besonders in Norddeutschland nachhaltig angeregt zu haben. Aus Geol. Magaz. (1902).

GABRIEL DE MORTILLET

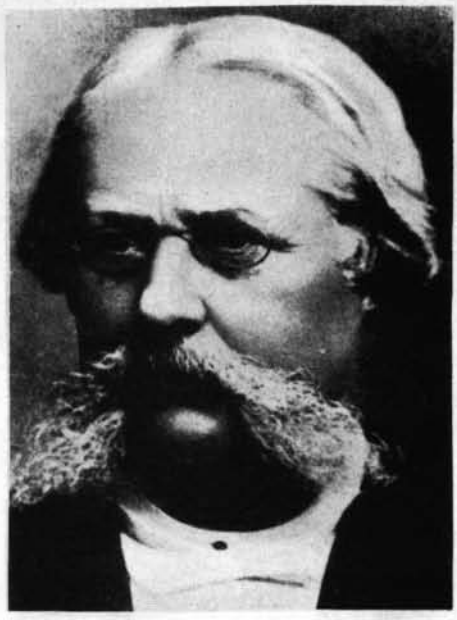
Zunächst baute G. DE MORTILLET die grundlegenden Vorstellungen von J. G. VON CHARPENTIER (1841) über die glaziale Erosion und Akkumulation weiter aus. So schrieb er die Ausräumung übertiefter Talabschnitte und Becken, vor allem in Bereichen der größeren Alpenvorlandseen, von ihren vorherigen Schuttverfüllungen den eiszeitlichen Vorland-Gletschern zu (1858/59, 1861). Später konnte er in Anlehnung an Vorarbeiten von E. LARTET (ab 1861) und J. LUBBOCK (1865) grundlegende Beiträge zur Aufhellung der Geschichte der Menschheit, seiner Kulturen und der sich ändernden Umweltbedingungen erbringen. Begriffe wie „Acheuléen" (1872), „Moustérien" (1869), „Solutréen" (1869) und „Magdalénien" (1869) wurden durch ihn eingeführt. Aus dem Nachruf von CARTEILHAC in L'anthropologie **9** (1898).

THEODOR KJERULF

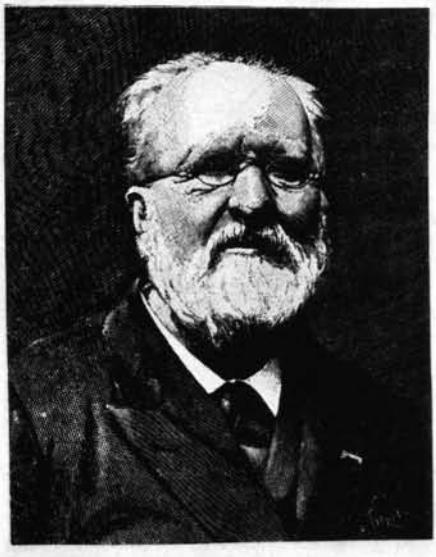
Mit vielen Feldbefunden vor allem aus Norwegen vermochte T. KJERULF (1825—1888) die erstmals in Nordeuropa von J. ESMARK (1824) vertretene Lehre von der eiszeitlichen Vergletscherung Skandinaviens entscheidend zu stützen (1865). Nachdem bereits durch J. W. T. BLANFORD (1856) in Vorderindien, A. R. C. SELWYN (1859) in Südaustralien und P. S. SUTHERLAND (1868) in Südafrika Zeugnisse einer permokarbonischen Eiszeit ausgewiesen worden waren, vermittelte erstmalig T. KJERULF (1871) grundlegende Erkenntnisse über „Glazialformationen" in den jungalgonkischen Sparagmit-Serien (J. ESMARK) der Kaledoniden, wonach später W. C. BRÖGGER (1900) den Begriff „eokambrische Eiszeit" prägte. Aus O. HOLTEDAHL (1953).



JENS ESMARK



OTTO TORELL



GABRIEL DE MORTILLET

THEODOR KJERULF

und „Schildrücken" (J. KORN 1913) bezeichnet. Von L. AGASSIZ wurden B. VON COTTA[4]) 1843 auf einer Exkursion im Schweizer Jura bei Neuenburg eiszeitliche Gletscherschliffe vorgeführt. Daraufhin deutete er (1844) wohl erstmalig im norddeutschen Raum die zuvor von C. F. NAUMANN[4]) beobachteten Schrammungen auf Porphyrkuppen der Hohburger Schweiz bei Wurzen in Sachsen als Gletscherschliffe. Es sei aber erinnert, daß bereits N. G. SEFSTRÖM (1836) auf solche von „Rollsteinfluten" erzeugten Felsschrammungen auf den Muschelkalk-Oberflächen bei Rüdersdorf hingewiesen hatte. Ferner sei bemerkt, daß sich B. VON COTTA (1844) zu seinen Befunden folgendermaßen äußerte: „Sollten die nordischen Gletscher wirklich von den skandinavischen Bergen bis an die Wurzener Hügel gereicht haben? Mich friert bei dem Gedanken!" Noch im gleichen Jahr (1844) begründete A. VON MORLOT (Taf. II)[4]) auf solchen „orientiert-abgerundeten Bergformen" mit „Schliffflächen und Furchen", „erratischen Blöcken von skandinavischem Gneisgranit" und „Riesentöpfen als Auswaschungen oder Aushöhlungen durch das durch die Spalten und Löcher des Eises herunterstürzende Wasser" eine bis Mittelsachsen reichende skandinavische Vergletscherung, in dessen Vorland er große Eisstauseen vor dem Gletscherrand vermutete (vgl. L. EISZMANN 1974). C. F. NAUMANN[4]), der zunächst noch (1844) eine Deutung als Gletscherschliffe abgelehnt hatte, wurde später (ab 1848) bis zu seinem Tode (1873) besonders gegen A. HEIM (1870, 1874) und H. CREDNER (1874), die solche Erscheinungen teilweise als polierte Windschliffflächen und insgesamt als Formen äolischer Wirkungen auszuweisen suchten, eifrigster Verfechter jener frühen glazialmorphologischen Befunde von B. VON COTTA und A. VON MORLOT im mittelsächsischen Raum.

Besonders in Norddeutschland haben solche grundlegenden glazialgeologischen Erkenntnisse zumeist rasch völlig andere Deutungen erfahren oder aber sind schon bald in Vergessenheit geraten, so daß hier vor allem unter dem Einfluß eines L. VON BUCH die Drifthypothese bis zu jenem einleitend angeführten Ereignis verteidigt werden konnte. Noch SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1846) sprach vom „Märchen einer sogenannten Eiszeit", und L. VON BUCH (1850) bezeichnete sogar die „Eiszeittheorie als eine sonderbare Verirrung des menschlichen Geistes".

Von großer Bedeutung waren die seit 1758 vor allem von skandinavischen Forschern durchgeführten Spitzbergen-Expeditionen und besonders auch die ersten grundlegenden Studien über die grönländischen Inlandeismassen durch den dänischen Forscher H. RINK (1852—57). Vor allem O. TORELL (1859, 1872, Taf. III) und T. KJERULF (1860, Taf. III) stützten eine eiszeitliche Vergletscherung Skandinaviens auf umfangreiche und fundierte Feldbefunde. Im Raum der Britischen Inseln verhalfen u. a. A. C. RAMSAY (1862) und A. GEIKIE (1863) der Lehre von der eiszeitlichen Vergletscherung zum endgültigen Durchbruch. Im ersten Standardwerk über das quartäre Eiszeitalter „The Great Ice Age" hat J. GEIKIE (1874) diese dann auch nachhaltig und weltweit demonstriert.

Beachtung verdient schließlich, daß 1872 die eindrucksvollen Zeugnisse des „Gletschergartens" in Luzern zufällig bei Aushubarbeiten für eine Weinkellerei durch den damaligen Besitzer J. W. AMREIN-TROLLER entdeckt und die Bedeutung der Funde, obzwar nicht die ersten in dieser Art (solche werden bereits u. a. von A. VON MORLOT 1844 aus Sachsen angeführt), vor allem von F. J. KAUFMANN, Geologe und Professor an der Kantonschule Luzern, und A. HEIM (1873—74), Professor der Geologie in Zürich, erkannt wurde. Mit der zunehmenden Freilegung und Sichtbarmachung der einmalig als Schrammen und Gletschertöpfe erhaltenen Vereisungsspuren auf den festen Gesteinsoberflächen (Molasse) veranlaßte der für die Naturpflege aufgeschlossene Besitzer die Einstellung der Aushubarbei-

[4]) Portrait-Abbildungen von Carl Friedrich NAUMANN (1797—1873), Bernhard VON COTTA (1808—79) und Adolph VON MORLOT (1820—67) finden sich neben ausführlichen Würdigungen ihrer Verdienste um die frühe Erforschung vor allem des mittelsächsischen Quartärs in L. EISZMANN (1974).

ten und Sprengungen unter dem Gesichtspunkt, diese natürlichen Demonstrationsobjekte der Eiszeit zu erhalten und öffentlich zugängig zu machen. Bei der frühen Ausgestaltung des Museums hatte A. HEIM vor allem im Hinblick auf die Erläuterung der Funde im Garten, wie ein eiszeitliches Gletscherrelief und das Modell einer Gletschermühle, große Anteile. Auch machte er die dort sichtbaren Hinterlassenschaften der Eiszeitgletscher in der Fachliteratur bekannt. Seit 1873 konnten hier somit eine Vielzahl von Besuchern Gelegenheit nehmen, um einige besonders deutliche Zeugnisse der Wirkungen eiszeitlicher Vorlandseismassen in Augenschein zu nehmen und sich mit dem Wesen der Eiszeit vertraut zu machen.

Zur verfeinerten Erkenntnis glazialer Wirkungen hat dann auch die bereits mit F. SIMONY (1871) einsetzende systematische, insbesondere experimentelle und messende Gletscherbeobachtung beigetragen. Trägerorganisationen solcher Forschungen wurden hier vor allem die Schweizer Gletscherkommission (ab 1874) und der von E. RICHTER dafür gewonnene Deutsche und Österreichische Alpenverein (ab 1888).

Präquartäre Eiszeiten

Erstmalig wohl glaubten H. HOGARD (1848) in Buntsandstein-Geröllen der Vogesen und A. C. RAMSAY (1855) in Konglomeraten des Rotliegenden der Abberley und Malvern Hills in Mittelengland vorquartäre Vergletscherungsspuren in Form triadischer bzw. permischer Glazialgeschiebe vorgefunden zu haben, was sich jedoch später als irrig erwies. Bereits wenige Jahre später konnten aber J. W. T. BLANFORD (1856) in Vorderindien und

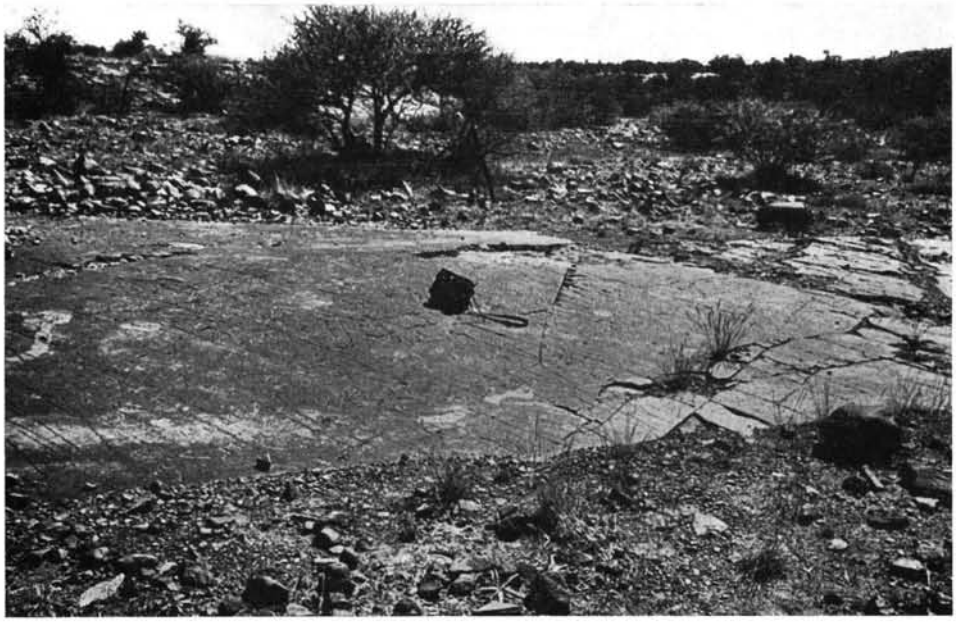


Abb. 2. Gletscherschliffe der permokarbonischen Vereisung in Noitgedacht (Südafrika). Der von Gletschern der permokarbonischen Vereisung glatt geschliffene und mit zahlreichen Schrammen überkleidete Felsuntergrund wird von präkambrischen Lavagesteinen der Ventersdorp-Schichtenfolge (Algonkium) gebildet. Darauf legen sich diskordant bis 200 m mächtige Tillite (A. PENCK 1906) als Basalkomplexe der Dwyka-Serien (Oberkarbon/Unterrotliegendes). Schon 1868 wurden hier von P. S. SUTHERLAND die Zeugnisse einer permokarbonischen und somit ca. 250 bis 300 Millionen Jahre zurückliegenden Eiszeit entdeckt.
Noitgedacht in der Nähe des Vaal-Flusses ca. 25 km norwestlich Kimberley (Südafrika).
Aus M. SCHWARZBACH (1970).

A. R. C. SELWYN (1859) in Südaustralien den Nachweis einer permokarbonischen Eiszeit erbringen. In Südafrika erkannte dann P. S. SUTHERLAND (1868) teilweise über geschrammtem präkambrischen Untergrund (Abb. 2) Moränenabsätze in den jungpaläozoischen „Dwyka-Serien", nach denen später A. PENCK (1906) den Begriff „Tillit" einführte. Nachdem schließlich auch W. DAWSON 1872 aus Nordamerika Beweise für eine permokarbonische Vereisung erbracht hatte, setzte vor allem auf den Südkontinenten — z. B. O. A. DERBY (1888), J. C. WHITE (1888) und J. B. WOODWORTH (1908) in Südamerika — ihre Erforschung mit großer Intensität ein.

Abb. 3. Eokambrische Tillite über geschrammtem Kristallin-Untergrund des präkambrischen Grundgebirges (Baltischer Schild).

Die verfestigten und bereits von T. KJERULF (1871) als „Glazialformationen" erkannten Moränenabsätze eokambrischer Zeitstellung (W. C. BRÖGGER 1900) bilden hier die untersten Abfolgen im Rahmen der infrakambrischen und schon von J. ESMARK beschriebenen Sparagmit-Serien. Dieser Basalkomplex der Kaledoniden legt sich hier diskordant einem weitflächig abgeschliffenen und mit Gletscherschrammen überkleideten Kristallin-Untergrund des bereits im Präkambrium konsolidierten Grundgebirges (Baltischer Schild) auf. So haben sich hier in einmaliger Art sowohl Exarationsformen als auch mehrere Zehner von Metern mächtige Absätze glazigener Natur einer wohl mehr als 600 Millionen Jahre zurückliegenden Eiszeit erhalten. Bigganjarga, Varanger Fjord in Nord-Norwegen. (Photo: BORRE AS 1965).

In Nordeuropa hatte bereits J. ESMARK (Taf. III) um 1825 die Tillit-führenden und weitestgehend terrestrischen Basalserien der Kaledoniden von jungpräkambrischer Zeitstellung unter dem Begriff der Sparagmit-Formation zusammengefaßt und eingehend beschrieben. Hierin erkannte dann erstmalig T. KJERULF (1871, Taf. III) und nach ihm besonders H. REUSCH (1891) die Spuren einer sehr alten Eiszeit, für die W. C. BRÖGGER (1900) den Terminus „Eokambrium" einführte (Abb. 3). Vergletscherungsspuren derselben Zeitstellung wurden dann von W. HOWCHIN (1901) aus Südaustralien, A. W. ROGERS (1902) aus Südafrika, E. BLACKWELDER (1907) aus Nordamerika und E. BLACKWELDER & B. WILLIS (1907) aus Ostchina nachgewiesen.

Seither ist eine Fülle von Zeugnissen einer eokambrischen und permokarbonischen Eiszeit sowie auch präkambrischer und altpaläozoischer Vereisungen von der ganzen Erde beigebracht worden. Zunächst hat sie A. P. COLEMAN (1926) in seinem Werk „Ice-Ages recent and ancient" in großzügiger Überschau behandelt. M. SCHWARZBACH (1974) machte sie, dem modernen Forschungsstand gerecht werdend, in eingehender sachkritischer Würdigung überschaubar.

Polyglazialismus und Quartärstratigraphie

Eine erste Einteilung der Erdgeschichte nahm G. ARDUINO (1759) in „montes primitivi", „m. secundarii" und „m. tertiarii" in Italien vor. Aus letzterem leiteten später G. CUVIER & A. BRONGNIART (1809) den System-Begriff Tertiär ab. Ihr folgte die erweiterte erdgeschichtliche Gliederung von A. G. WERNER (1786) in „Urgebirge", „Übergangsgebirge", „Flözgebirge" und „Aufgeschwemmtes Gebirge" in Sachsen. Sie wurde schließlich durch die heute gebräuchliche Einteilung in die Erdzeitalter Präkambrium (C. R. VAN HISE 1809), Paläozoikum (J. PHILIPPS 1841), Mesozoikum (J. PHILIPPS 1841) und Känozoikum (E. FORBES 1854) ersetzt. Doch spielen diese Einteilungen für unsere Betrachtung kaum eine Rolle, da jeweils die Quartärbildungen ohne deutliche Grenzziehungen in die Begriffe „montes tertiarii", „Aufgeschwemmtes Gebirge" bzw. Känozoikum einbezogen waren.Daran änderte sich auch wenig, als J. DESNOYERS (1829) erstmals das „Quaternaire" als jüngsten Zeitabschnitt der Erdgeschichte abgeschieden hatte, zumal man darunter zunächst auch noch Abfolgen einstufte, die wir heute ins Tertiär stellen. Erst als C. LYELL (1830—33) das auf die paläontologische Statistik von P. DESHAYES (1830) nach dem Anteil jeweils lebender Arten an der heutigen Gesamtfauna (insbesondere marine Mollusken) sich begründende Gerüst unserer heutigen känozoischen Stufengliederung mit den Begriffen Eozän, Miozän, Pliozän, Pleistozän (1839) und „The recent" einführte, wobei er mit beiden letzteren die von W. BUCKLAND (1823) auf der Grundlage der damals herrschenden Sintfluttheorie geprägten Termini Diluvium und Alluvium ablöste, konnte der Grundstock einer Quartärgliederung in Abteilungen gelegt werden. Die Tertiärstufen wurden später durch das Paleozän (W. P. SCHIMPER 1874) und Oligozän (H. E. BEYRICH 1854) ergänzt, der Terminus „The recent" durch den des Holozäns (P. GERVAIS 1867—69) abgelöst. Aber erst die Lehre von der Wiederkehr der eiszeitlichen Vergletscherung (Polyglazialismus) schuf die eigentliche Voraussetzung für eine detaillierte Quartärstratigraphie.

Als erster schloß wohl I. VENETZ-SITTEN (1822, Taf. I) aus einem warmzeitlichen Lignitlager zwischen Moränenabsätzen bei Evian am Südufer des Genfer Sees auf eine wiederholte eiszeitliche Vergletscherung. Anhand von Befunden in der Dranse-Schlucht, ebenfalls am Südufer des Genfer Sees, wo 45 m mächtige Schotter Moränen zwischengelagert sind, begründete A. VON MORLOT (1854—58, Taf. II) die Annahme von durch eine warme Periode getrennten Eiszeiten. Dabei führte er den Begriff „Quartär" (bzw. „Quartaire") im heute verwandten Sinne des Eiszeitalters ein (ab 1855, vgl. L. EISZMANN

1974). Diese polyglazialistische Auffassung wurde von O. HEER (1855—65) [5]) vor allem durch paläobotanische Studien an zwischen Moränen eingelagerten Schieferkohlen bei Uznach-Dürnten-Gossau nordöstlich des Zürichsees biostratigraphisch unterbaut, wobei er auch den Begriff „Interglazial" einführte (1865). Weitere Belege steuerten dann S. GRAS (1856—57) aufgrund von Lößlagen zwischen Moränen im Rhonetal, J. C. DEICKE (1858) anhand zwischen Moränen eingelagerten Schieferkohlen bei Mörschwyl nordöstlich St.Gallen und F. MÜHLBERG (1869) mittels Moränen zwischengeschalteten Schotterabsätzen im Aargau bei. Für den Raum der Britischen Inseln führten erstmalig R. CHAMBERS (1853), A. GEIKIE (1863) und J. GEIKIE (1872) den Nachweis wiederholter Vergletscherungen, was dann J. GEIKIE (1874) in seinem ersten großen Standardwerk „The Great Ice Age" gebührend gewürdigt hat.

Dennoch zählte die Lehre von der mehrmaligen Wiederkehr der Eiszeitgletscher vor 100 ahren keineswegs zum festen Bestand unserer Erkenntnis und es bedurfte noch eines Zeitraumes von fast 50 Jahren, ehe sie sich weltweit durchzusetzen vermochte. In Norddeutschland traten 1879 unabhängig voneinander A. HELLAND und A. PENCK für eine wiederholte Eisbedeckung des skandinavisch-norddeutschen Raumes ein. Ersterer glaubte aufgrund der Feststellung, daß in den Hochflächen des norddeutschen Flachlandes stets eine obere über einer unteren Grundmoräne durch warmzeitliche Bildungen zu trennen wäre, eine zweimalige Inlandvereisung annehmen zu müssen. Demgegenüber postulierte A. PENCK [6]) anhand genauerer Profilaufnahmen eine zumindest dreimalige Überkleidung Norddeutschlands mit skandinavischen Inlandeismassen. Schon 1895 stellte J. GEIKIE eine detaillierte Gliederung für den nord- bis mitteleuropäischen Raum auf (vom Älteren zum Jüngeren): Scanian (Glacial), Norfolkian (Interglacial), Saxonian (Glacial), Helvetian bzw. Tyrolian (Interglacial), Polandian (Glacial), Neudeckian (Interglacial), Mecklenburgian (Glacial), an letzteres noch angehängt: Forestian und Turbarian. Sowohl gegen die Benennungen als auch gegen die Gliederung schlechthin hat sich vor allem K. KEILHACK (1896, 1899, 1909) verwandt. Er führte schließlich (1927) die Begriffe Elster-, Saale- und Weichsel-Eiszeit als Gerüst der norddeutschen Gliederung ein. Zu einer verfeinerten Kenntnis der norddeutschen Quartärstratigraphie hat dann vor allem auch P. WOLDSTEDT (1925—29) mit der Einführung des Warthe- (1929, als Warthe-Eiszeit: 1927), Brandenburger (1926), Frankfurter (1929) und Pommerschen Stadiums (1925, allerdings von K. KEILHACK 1899 schon so bezeichnet) — zumeist heute noch in diesem Sinne verwandt — beigetragen.

Mit seiner Habilitationsschrift „Die Vergletscherung der deutschen Alpen" hat A. PENCK (1882) zunächst eine Dreigliederung der alpinen Eiszeitenfolge aufzustellen versucht. Gemeinsam mit E. BRÜCKNER legte er dann in dem dreibändigen Werk „Die Alpen im Eiszeitalter" (1901—09) die für weltweite Forschungen richtungsweisenden Begriffe Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit fest. In der 3. Auflage von „The Great Ice Age" (J. GEIKIE 1894) stellte T. C. CHAMBERLIN bereits die Grundgliederung des nordamerikanischen Vereisungsgebietes auf. Wie in den Alpen, so setzte sich auch hier nahezu gleichzeitig eine Viergliederung mit dem Nebraskan (B. SHIMEK 1909), Kansan (T. C.

5) Der in Zürich tätige Paläobotaniker Oswald HEER (1809—83) erforschte vor allem die känozoischen Floren des mittel- und nordeuropäischen Raumes (ab 1855) mit grundlegenden paläoklimatischen Ausdeutungen. Durch seine paläobotanischen Untersuchungen über die zwischen Moränen eingelagerten Schieferkohlen bei Uznach-Dürnten-Gossau nördlich bis östlich des Zürichsees (1855—65) baute er die polyglazialistische Auffassung vom quartären Eiszeitalter von I. VENETZ-SITTEN (1822) und A. VON MORLOT (1854—58) biostratigraphisch entscheidend aus. Dabei führte er auch den Begriff „Interglazial" (1865) ein. Eine Portrait-Abbildung findet sich in M. SCHWARZBACH (1974).

6) Eine Portrait-Abbildung von Albrecht PENCK (1858—1945) findet sich u. a. in M. SCHWARZBACH (1974).

CHAMBERLIN 1894), Illinoian (F. LEVERETT 1896) und Wisconsin (T. C. CHAMBERLIN 1894) durch.

Dennoch konnten für längere Zeiten von namhaften Forschern — so vor allem bis zu ihrem Tode R. LEPSIUS († 1915) und E. GEINITZ († 1925) — eine monoglazialistische Auffassung verteidigt werden. Sie sprachen die verschiedenen und oft durch andersartige Absätze getrennten Moränenbildungen lediglich größeren Oszillationen der bewegten Eismassen zu. So konnte sich unter der Führung von A. PENCK die Lehre einer durch echte Warmzeiten zu trennenden Eiszeiten (Polyglazialismus) erst zu Beginn dieses Jahrhunderts (vor dem Ausbruch des 1. Weltkrieges) weltweit durchsetzen. Zwar herrschte bereits nach den ersten Pflanzenfunden in der Höttinger Breccie (1855—58) Klarheit über deren insgesamt warmzeitliche Stellung (A. PICHLER 1859, R. VON WETTSTEIN 1892, J. MURR 1926). Auch wurde ihr schon früh eine interglaziale Zeitstellung zuerkannt (A. PENCK 1882), die sich durch Funde gekritzter Geschiebe vertiefte (A. VON BÖHM 1884). Doch fiel hier die endgültige Entscheidung wohl erst, nachdem im Anschluß an den Deutschen Geographentag in Innsbruck (1912) auf Veranlassung von O. AMPFERER unter der Höttinger Breccie am nördlichen Inntalgehänge bei Innsbruck der LEPSIUS-Stollen errichtet worden war (1913). Dieser verschaffte nun endgültig Klarheit über die bis dahin dort heftig umstrittenen Lagerungsverhältnisse und führte zum sicheren Nachweis einer mehrfachen Kalt- und Warmzeitenfolge (O. AMPFERER 1914, A. PENCK 1921) an dieser für die Quartärstratigraphie so bedeutsamen Lokalität (vgl. H. HEUBERGER 1975).

Mittelbare Bildungen von Gletschern und periglaziale Erscheinungen

Bei der Erforschung der mittelbaren Bildungen von Gletschern nehmen die Erosions- und Akkumulationsformen der Gletscherflüsse breiten Raum ein. Schon C. MARTINS (1841/42) hat die Bedeutung der glazio-fluvialen Schotterablagerungen herausgestellt. Freilich wurde der Begriff „fluvioglazial" erst von A. PENCK (1882) eingeführt. Damm- und rückenartige Kiesaufschüttungen im Bereich ehemaliger Schmelzwasserrinnen werden seit langem mit dem in Schweden geprägten Begriff „Os" bezeichnet (N. HOLST 1876). Nahezu gleichzeitig bürgerte sich dafür im englischen und amerikanischen Schrifttum der Terminus „Esker" ein (W. UPHAM 1877). Grundlegende Untersuchungen über die Verwendung des schwedischen Os-Typs als geologischer Kalender (Jahreszeitenschichtung) wurden von G. DE GEER (ab 1889) vorgelegt. Eine erste eingehende Studie über Rinnentäler und Rinnenseen im norddeutschen Vereisungsgebiet verdanken wir G. BERENDT & W. DAMES (1885). Kames als terrassenartige Kiesaufschüttungen am Eisrand oder aber auch als flächenhafte Absätze von Schmelzwässern zwischen aktiven Eismassen und größeren Toteisklötzen machten erstmalig T. F. JAMIESON (1865) und T. C. CHAMBERLIN (1867) bekannt. Auch dürften die an Endmoränenzüge sich nach außen in zusammenhängenden Streifen (Flächensander), schwemmfächerartig (Kegelsander) oder auch rinnenförmig (Rinnensander) anschließenden und überwiegend sandigen Schmelzwasserbildungen, welche ja mit dem isländischen Ausdruck Sander (Sandr, Sandur) bezeichnet werden (K. KEILHACK 1883/84), bereits vor dem einleitend erwähnten Ereignis in ihren Wesenszügen erforscht gewesen sein. Allerdings verdanken wir grundlegende Untersuchungen der norddeutschen Kames und Sander erst F. WAHNSCHAFFE (1899).

Bereits H. GIRARD (1855) untersuchte die breiten Talzüge des norddeutschen Flachlandes, die er aber lediglich als an die Untergrundsturkturen geknüpfte Formenausprägungen ansah. Eine erste Deutung als Urstromtäler im Sinne großer peripherer Sammeladern der Schmelzwässer sowie ihre zeitlichen Einstufungen und Verknüpfungen mit den sie begleitenden Endmoränenzügen besorgte hier G. BERENDT (1879). Er führte auch die Bezeichnungen Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Urstromtal ein. Das ebenfalls von ihm erkannte Dresden-Magdeburger-Bremer Haupttal wurde von

K. KEILHACK (1899) in Breslau-Magdeburger-Bremer Urstromtal umbenannt; außerdem fügte er diesen noch das Pommersche Urstromtal hinzu. P. WOLDSTEDT (1929) verdanken wir die heute zeitlich gültige Einordnung in ihrer Verknüpfung mit den norddeutschen Endmoränenzügen. Glaziolimnische Staubeckenabsätze fanden schon früh nähere Beachtung (T. F. JAMIESON, 1863, I. D. WHITNEY, 1865, G. DE GEER, ab 1889). Dabei war der Verwendung der Bändertone zur ersten absoluten Zeitmessung des Eiszeitalters (Warvenchronologie, G. DE GEER, ab 1905) ein großer Erfolg beschieden, vor allem auch im Hinblick auf Fixierungen eiszeitlicher Klimagänge (selbst jahreszeitlicher Art).

Als „moraines par obstacle" bezeichnete E. COLLOMB (1845/46) Stauungen des Moränenschuttes an der Gletscherbewegung entgegenstehenden Felsaufragungen. Von E. VON MOJSISOVICS (1863) eingeführt, wird der Begriff „Staumoräne" seit G. BERENDT (1881) im heute üblichen Sinne der Zusammenstauchung von Moränenmaterial oder auch nicht glaziären Absätzen an der Gletscherstirn verstanden. Erste systematische Ausführungen zur eigentlichen Glazialtektonik — wie Schollenverstellungen und Schichtenstörungen im Sinne von Stauchungen, Verschuppungen und Faltungen durch Gletschereismassen — verdanken wir H. CREDNER (1880) und F. WAHNSCHAFFE (1882). Allerdings sind die Grundgedanken glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen bereits von T. F. JAMIESON (1865) abgehandelt worden.

Bereits C. F. NAUMANN (1850) erwähnt die Felsenmeere deutscher Mittelgebirge, obzwar solche Formen ihre periglaziale Deutung erst viel später durch W. VON LOZINSKI (1912), der ja auch den Begriff „periglazial" in die Literatur einführte (1909), erfahren haben. Auch gibt es frühe Beschreibungen sowohl rezenter Frostmusterböden, wie z. B. durch C. HAUSER (1864) in den Glarner Alpen, als auch mit Bodengefrornis zusammenhängender fossiler Erscheinungen, wie z. B. im Raum der Britischen Inseln durch O. FISCHER (1866) oder J. GEIKIE (1874). Dennoch setzte die systematische Erforschung von Frostmusterböden, insbesondere auch der an Dauergefrornis geknüpften Erscheinungen, erst nach der letzten Jahrhundertwende ein. Vor allem skandinavische Arbeiten — G. DE GEER (ab 1904), R. SERNANDER (ab 1905), G. ANDERSSON (ab 1906), der u. a. den Begriff „solifluction" (1906) einführte, B. HÖGBOM (ab 1908), dem wir u. a. den Terminus „perenne Tjäle" verdanken, O. NORDENSKJÖLD (1909) und J. FRÖDIN (ab 1912) — waren hier grundlegend, daneben aber auch solche von W. VON LOZINSKI (ab 1909) und W. MEINARDUS (ab 1912), dem wir den Begriff „Strukturboden" verdanken (1912).

Die Bedeutung des Windes als formender Faktor periglazialer Klimabereiche wurde schon früh erkannt. So werden winderosive Bildungen wie Windkanter und Steinsohlen in Norddeutschland bereits in einer Arbeit von A. GUTBIER (1858) angesprochen, grundlegendere Darstellungen darüber verdanken wir freilich erst C. GOTTSCHE (1883) und G. BERENDT (1885). Noch früher wurden indessen windakkumulative Formen abgehandelt, so norddeutsche Flugsanddecken durch A. W. ROTH (1788). Der Terminus „Löß" ist von K. C. VON LEONHARDT (1824) in das Schrifttum eingeführt worden, doch wurden Lösse von ihm noch als Wasserabsätze gedeutet. Als Windablagerung wurde er erstmalig von F. VON RICHTHOFEN (1877) erklärt. Danach setzte vor allem in Norddeutschland und Nordamerika die systematische Erforschung von Lössen, Dünen und anderen Windabsätzen mit Arbeiten von R. PUMPELLY (1879), F. KLOCKMANN (1883), A. PENCK (ab 1883), F. WAHNSCHAFFE (ab 1885), A. SAUER (1889), T. C. CHAMBERLIN (ab 1893), O. VON LINSTOW (1902), B. SHIMEK (1904), N. A. SOKOLOW (1904), K. KEILHACK (ab 1904), F. SOLGER (ab 1905), F. W. P. LEHMANN (1906) und A. JENTZSCH (ab 1908) ein. Vor allem die Lößforschung erfuhr erneute Impulse, seitdem J. BAYER (1927) und G. GÖTZINGER (1935) die Paläopedologie in ihren Dienst stellten und Leitlinien setzten, die später wesentlich zur Klärung quartärstratigraphischer Fragen beigetragen haben.

Alle größeren Flüsse mit ihren Tributären vor allem im weiteren Umkreis der eiszeitlichen Vergletscherungen werden durch Systeme von jungtertiären bis quartären Schotterterrassen ausgewiesen. Grundlegende Arbeiten darüber reichen bis an den Beginn des 19. Jahrhunderts zurück, z. B. im Rheinstromgebiet durch J. G. Zehrer (1837). Als klassisches Beispiel hierfür kann aber auch die seit ca. 150 Jahren von den verschiedensten Forschern untersuchte, hauptsächlich aus fluvialen Sedimenten zusammengesetzte sowie an fossilen Floren, Mollusken und Säugetierresten reiche Villafranca-Fundstelle Perrier am Westrand des Limagne-Grabens bei Clermont-Ferrand gelten (Abb. 4). Vielfach sind ja die Flußabsätze aufgrund der Möglichkeit ihrer weiträumigen Korrelierungen und der wechselseitigen Verknüpfungen sowohl mit dem glazialen als auch mit dem marinen Wirkungsbereich von größter Wichtigkeit für eine klimazeitliche Gliederung des quartären

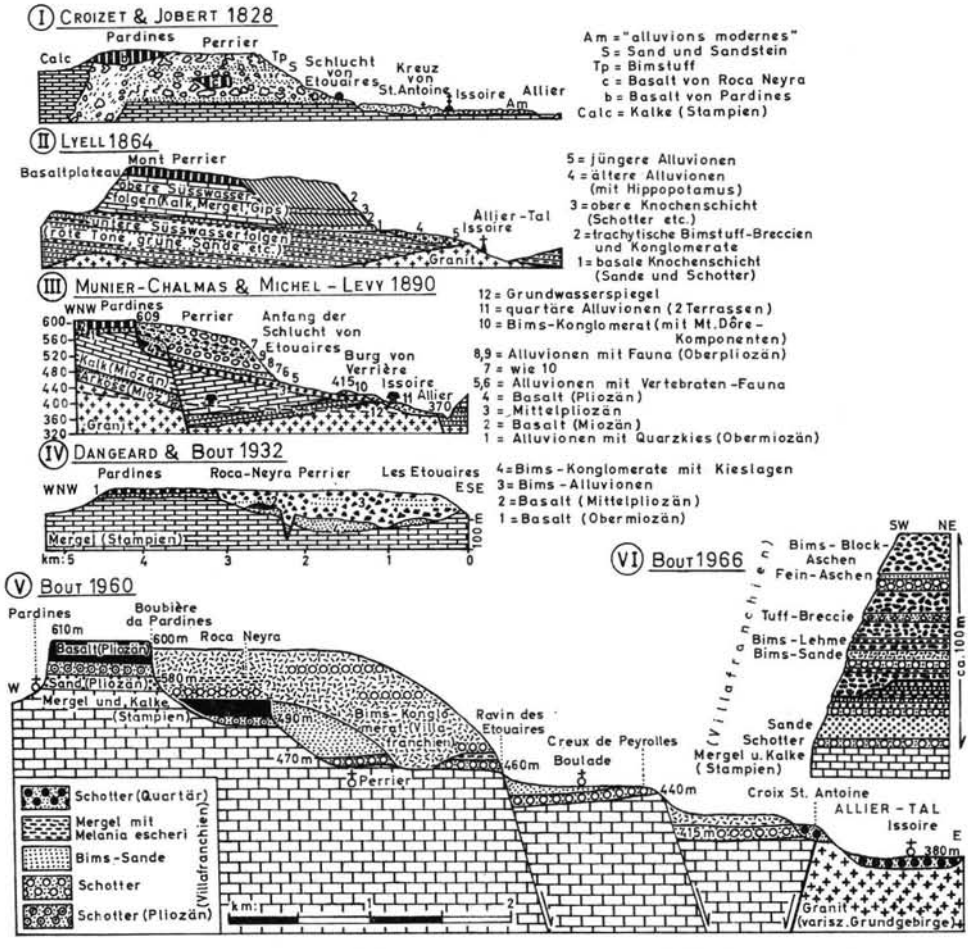


Abb. 4. Die altquartären Abfolgen von Perrier am Westrand des Limagne-Grabens bei Clermont-Ferrand.

Diese klassische Villafranca-Fundstelle von fossilen Floren, Mollusken, Säugetierresten und Böden aus altquartären Sedimentfolgen hat seit ca. 150 Jahren immer wieder zu unterschiedlichen stratigraphischen Deutungen veranlaßt. Sechs der wichtigsten Profildeutungen, darunter solche von Croizet & Jobert (1828) und C. Lyell (1864), gelangen hier in Anlehnung an P. Bout & R. Brousse (1969) zur Darstellung.

Eiszeitalters. Mit den in ihnen vorkommenden Klimazeugen biogener und nichtbiogener Art haben sie ja auch, als ihre systematische Erforschung am Ende des vorigen Jahrhunderts — so vor allem im Niederrheingebiet — einsetzte, dazu beigetragen, die traditionellen Eiszeitgliederungen in sich erheblich zu verfeinern und insbesondere auch im Abschnitt des Altpleistozäns um mehrere Kalt- und Warmzeiten zu erweitern.

Meeresgebiete und ihre Küsten

Schon C. LYELL (1830—33, dort auch eine Abbildung des „Serapis-Tempels") hat sich am Beispiel der durch Löcher von marinen Bohrmuscheln *(Lithodomus dactylus)* gekennzeichneten Wasserstandsmarken (bis 5,7 m über dem heutigen Meeresspiegel) an den drei Säulenresten der ehemals römischen Markthalle (Serapeum) von Pozzuoli bei Neapel mit den jungen Meeresspiegelschwankungen auf der Grundlage dort wirksamer vulkanotektonischer Niveauschwankungen des Erdbodens beschäftigt. Der an sich einfache Befund hat innerhalb der letzten Jahrhunderte — wie auch an ähnlichen Küstenlokalitäten der Erde — namhaften Forschern immer wieder Veranlassung zu unterschiedlichen Erklärungen gegeben. Grundlegend leitete jedoch erst C. MACLAREN (1841, 1842) auf Anregung von L. AGASSIZ die Ausweitung der Quartärforschung auf die Meeresgebiete und ihre Küsten ein. Seine Arbeit „What effects have glaciation and deglaciation had on ocean level?" bedeutete die Geburt der Lehre von den glazialeustatischen Spiegelschwankungen mit ersten Abschätzungen über deren Ausmaße. Die spät- und postglaziale Entwicklung der Ostsee mit ihren Eisstausee-, Binnensee- und Meeresphasen im Zusammenhang mit dem Abbau der skandinavischen Inlandeismassen am Ende der letzten Eiszeit sowie dem glazialeustatischen Meeresspiegelanstieg und den glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen standen bereits seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts im Blickpunkt ihrer systematischen Erforschung. So führte G. LINDSTRÖM die Begriffe „*Litorina*-Meer" (1852) und „*Limnaea*-Meer" (1868) ein, O. TORELL (1865) die Phase des „*Yoldia*-Meeres, F. SCHMIDT (1869) die Zeit des „*Ancylus*-Sees", G. DE DEER (1884) die Abschnitte des „Gotiglazial-Meeres" und H. MUNTHE die Zeiteinheiten des „Baltischen Eisstausees" (1902) und des „*Mya*-Meeres" (1910). Allgemein für die Quartärstratigraphie mariner Küstenbereiche waren jedoch die Untersuchungen im westlichen Mittelmeergebiet ausschlaggebend. Sie wurden durch grundlegende Arbeiten von P. DÖDERLEIN (1872) über die Sizil-Stufe eingeleitet und systematisch fortgesetzt durch C. DEPÉRET (ab 1906), der auch die heutige gültige Gliederung besorgte (1918—21), M. GIGNOUX (1910, „Calabrien"), L. DE LAMOTHE (ab 1911, besonders in Tunesien) und A. ISSEL (1914, „Tyrrhen").

Biogeographie

Die biologischen Veränderungen des quartären Eiszeitalters stehen unter einem doppelten Prinzip. Einmal kennzeichnen sie sich als Fortsetzung einer bereits früher eingeschlagenen Entwicklung, wobei aber offenbar erst mit dem Beginn des Quartärs die Geschichte der Menschheit beginnt. Andererseits unterliegen sie den periodisch wechselnden Klimaeinflüssen der Kalt- und Warmzeiten, wodurch weitreichende Wanderungen vor allem von Floren und Faunen und auch regionale Ausmerzungen einzelner Elemente veranlaßt wurden.

Frühe systematische Untersuchungen quartärer Interglazialfloren verdanken wir O. HEER (ab 1855) [5]), eingehendere Beschreibungen eiszeitlicher „*Dryas*-Floren" vor allem A. G. NATHORST (1870), auf deren Grundlage O. TORELL (1872, Taf. III) den spätglazialen Zeitbegriff „*Dryas*-Zeit" einführte. Gestützt auf vegetationsgeschichtliche Befunde von A. BLYTT (um 1876) stellte R. SERNANDER (1910) die heute am meisten verwandte Gliederung des Holozäns auf: Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal, Subatlantikum. Aber erst die Einführung der Pollenanalyse nach Vorarbeiten von C. A. WEBER (1902—08) und

N. G. LAGERHEIM (1902—09) durch L. VON POST (1916) erlaubte die genauere Rekonstruktion der klimatisch bedingten Veränderungen von Pflanzenvergesellschaftungen eines Gebietes für längere Zeiträume. Heute erweisen sich geschlossene Pollendiagramme als die wohl zuverlässigsten Gliederungsprinzipien größerer Zeitabschnitte, vor allem für die Warmzeiten und Interstadiale des quartären Eiszeitalters.

An die ins 17. Jahrhundert zurückreichenden ersten Funde von Faunenelementen des Quartärs — so wurde in Schwäbisch Hall bereits 1605 ein Mammut-Stoßzahn gefunden — wurden teilweise recht phantastische Vorstellungen und Deutungen geknüpft. Als wohl älteste Darstellung eines eiszeitlichen Tieres kann die des „Einhorns" von dem Magdeburger Bürgermeister und Erfinder der Luftpumpe O. VON GUERICKE gelten. Er verwandte offenbar die Knochen großer Dickhäuter und den Stoßzahn eines Mammuts, welche im Rahmen noch anderer Knochenfunde 1663 am Seweckenberg bei Quedlinburg bei Steinbrucharbeiten geborgen werden konnten, zur Rekonstruktion seines vom Aussehen eines Elefantenskeletts noch weit entfernten „Einhorns". Die berühmten Knochenfunde von Burgtonna bei Gotha aus dem Jahre 1696 mit Skelettresten eines Waldelefanten wurden von einer damaligen Gelehrtenkommission als „ein mineralisches Gewächs der spielenden Natur" angesprochen.

In seinen „Epoques de la Nature" führte G. L. L. BUFFON (1778) aus, daß die höheren Breiten die Urheimat großer Säugetiere gewesen seien, wie das durch die Funde von fossilen Elefanten, Nashörnern usw. im Norden von Europa, Amerika und Asien angezeigt würde. Diese Tiere wären dann im Zusammenhang mit der zunehmenden Abkühlung in die äquatorialen Gegenden vorgewandert. T. JEFFERSON (1785) erörterte die Frage, ob die Mammut-Funde in hohen Breiten durch eine andere Breitenlage infolge Änderungen der Ekliptik-Schiefe oder durch Wandlungen der Lebensgewohnheiten zu erklären seien. Dabei sah er als wahrscheinlicher an, daß das ausgestorbene Mammut gänzlich andere klimatische Ansprüche hatte als unsere heute in den niederen Breiten lebenden Elefanten. J. F. BLUMENBACH (1799) bezeichnete das Mammut als *Elephas primigenius*. Erst später wurde es als eigene Gattung *Mammonteus* (oder *Mammuthus)* von der Elefanten-Gattung *Elephas* abgetrennt. Wie bei den Elefanten, so konnte später auch J. F. BLUMENBACH (1807) vor allem bei den Nashörnern zeigen, daß die Knochen solcher bei uns beheimateten Eiszeittiere merkliche Unterschiede gegenüber den heutigen Dickhäutern ausweisen. G. CUVIER (1812) leitete dann mit der Methode der vergleichenden Anatomie die wissenschaftliche Erforschung der Vorzeittiere, insbesondere der eiszeitlichen Säugetiere ein.

In der Folgezeit haben dann Paläontologen aller Länder aus quartären Ablagerungen eine Fülle von Gebiß- und Knochenresten der eiszeitlichen Tierwelt zusammengetragen, beschrieben und systematisch geordnet. Damit steuerten sie zugleich wertvolle Beiträge zur Rekonstruktion der durch den Klimawandel gesteuerten Umweltsbedingungen des steinzeitlichen Vorzeitmenschen bei. Besondere Erwähnung verdienen die bereits im 18. Jahrhundert entdeckten (Reiseberichte von LAPTEW 1740, GMELIN 1752 und besonders von P. S. PALLAS 1773), teilweise mit Haut und Haaren erhaltenen Mammut- und Wollhaarnashornleichen aus dem Bodeneis Sibiriens, welche erstmalig von K. E. VON BAER (1866) eingehender beschrieben wurden. Als grundlegende Regionalstudien bzw. Monographien über eiszeitliche Tiervergesellschaftungen sind ferner zu nennen (bis 1875):

CROIZET & JOBERT (1828) aus der Auvergne,
H. D. DE BLAINVILLE (1839—64) über die Klassifikation eiszeitlicher Tiere,
P. C. SCHMERLING (1846) aus belgischen Höhlen,
R. OWEN (1846) über Säugetiere und Vögel britischer Fundstellen,
R. HENSEL (1855) aus europäischen Fundstellen,
P. GERVAIS (1859, 1867—69) über die Klassifikationen eiszeitlicher Tiere,
H. FALCONER (1868) vor allem über Säugetiere aus europäischen Fundstellen,

C. J. F. MAJOR (1873), der später (1908) auch eine erste grundlegende Studie über das südostenglische Cromer forest-bed vorlegte, aus italienischen Fundstellen.
E. LARTET (1861) versuchte bereits das Eiszeitalter durch zeitbestimmende Großsäugetiere in 4 Abschnitte zu gliedern:
4. Epoche des Auerochsen,
3. Epoche des Rentiers,
2. Epoche des Mammuts,
1. Epoche des Höhlenbären.

Aus einer Vielzahl nachfolgend ähnlicher Gliederungsversuche sei noch der von P. GERVAIS (1867—69) erwähnt:
4. Epoche der Pfahlbauten,
3. Epoche des *Cervus tarandus*,
2. Epoche des *Elephas primigenius*,
1. Epoche des *Elephas meridionalis*.

Wir wollen nicht außer Betracht lassen, daß auch die Erforschung wirbelloser Tiere auf dem festen Land als auch insbesondere in den Meeresbereichen wertvolle Beiträge zur frühen Erforschung des Quartärs erbracht haben. So wurde in anderem Zusammenhang bereits erwähnt, daß vor allem marine Mollusken für die Abgrenzung der Quartär-Abteilungen Pleistozän (C. LYELL 1839) und Holozän (P. GERVAIS 1867—69) verwandt wurden. Ähnliches gilt auch für die Interglaziale wie Eem- (P. HARTING 1874), Holstein- (A. PENCK 1922) und Cromer-Warmzeit (C. REID 1882), für die spät- und postglazialen Ostseestadien wie *Yoldia*-Meer (O. TORELL 1865), *Ancylus*-See (F. SCHMIDT 1869, *Litorina*- (G. LINDSTRÖM 1852), *Limnaea*- (G. LINDSTRÖM 1868) und *Mya*-Meer (H. MUNTHE 1910) oder aber auch die rein marinen Gliederungen des Quartärs, wie Calabrien (M. GIGNOUX 1910), Sizil (P. DÖDERLEIN 1872), Milazzo (C. DEPÉRET 1918—21), Tyrrhen (A. ISSEL 1914) und Monastir (C. DEPÉRET 1918—21).

Erstmalig konnte C. FUHLROTT im Jahre 1856 im Neandertal bei Düsseldorf einen Fund (Schädel) des Vorzeitmenschen tätigen. W. KING (1864) bezeichnete diesen den Paläanthropinen zuzurechnenden Fund als *Homo neanderthalensis*. Nachfolgend sind weitere Neandertaler vor allem aus belgischen Höhlen (Spy, E. DUPONT 1867, 1872) geborgen worden. Aber auch die frühen Anthropinen (Sapiniden, *Homo sapiens)* wurden bereits 1868 von E. LARTET durch 5 Skelettfunde bei Cro-Magnon im Vésèretal (Dordogne) ausgewiesen. Dennoch waren bis 1875 zumindest die Kenntnisse über die Anfänge der Menschheit in völliges Dunkel gehüllt, zumal Funde der Australopithecinen (R. A. DART 1924/25 aus Südafrika) als wohl älteste Glieder der Menschheit sowie der Archanthropinen — 1891 auf Java: *Pithecanthropus*, E. DUBOIS 1894; 1907 in Mauer bei Heidelberg: *Homo (Palaeanthropus) heidelbergensis*, O. SCHOETENSACK 1908 — und Präsapiniden (K. GORJANOVIĆ-KRAMBERGER 1901/02 aus Krapina in Kroatien) erst weit später getätigt werden konnten.

Weit früher noch als Funde vom Vorzeitmenschen selbst sind solche seiner Kulturhinterlassenschaften geborgen worden. So dürften wohl erstmalige Artefakt-Funde in England von J. FRERE (1797) getätigt worden sein. Erste systematische Ordnungen solcher Kulturfolgen haben E. LARTET (ab 1861) und J. LUBBOCK (1865) vorgenommen, mit denen sie die wohl ersten Zeitgliederungen des quartären Eiszeitalters überhaupt aufstellten. Auf J. LUBBOCK (1865) gehen ja auch die heute gebräuchlichen Haupteinteilungen in Archäolithikum, Paläolithikum, Mesolithikum (M. REBOUX 1874) und Neolithikum zurück. Um eine detaillierte Gliederung der Artefakte nach typologischen Merkmalen und in ihren Beziehungen zur Menschheitsentwicklung hat sich dann vor allem G. DE MORTILLET (ab 1867, Taf. III) grundlegende Verdienste erworben. Wir verdanken ihm die Begriffe Acheuléen (1872), Moustérien (1869), Solutréen (1869) und Magdalénien (1869). Vor

seinem Tode (1867) erforschte bereits A. von Morlot (Taf. II) die Schweizer Pfahlbauten. Auch den Kunsthinterlassenschaften des Eiszeitmenschen wie Skulpturen, Felsgravuren und Höhlenmalereien wurde vor allem an den klassischen Stätten des Vésèretales bei Les Eyzies (Dordogne) frühe Beachtung zuteil (E. Lartet, ab 1861; G. de Mortillet, ab 1867), obzwar hier die bedeutendsten Funde dieser Art erst nach der letzten Jahrhundertwende gemacht werden konnten (H. Breuil, L. Capitan und D. Peyrony).

Datierung und Dauer, Klima und Ursachen

Kenntnisse über Datierung und Dauer des quartären Eiszeitalters existierten bis 1875 noch nicht. Eine wohl erste Abschätzung der nach jüngsten Datierungen auf fast 3 Millionen Jahre veranschlagten Dauer des quartären Eiszeitalters hat A. Penck (650 000 Jahre) vorgenommen (A. Penck & E. Brückner 1901—09). Auch die später auf den Strahlungskurven von M. Milanković (ab 1920) beruhenden Berechnungen ergaben für die Dauer des „klassischen" Eiszeitalters (ab Günz-Eiszeit) ca. 600 000 Jahre. Die von G. de Geer (ab 1889 bzw. 1905) eingeführte Os- und Warvenchronologie erlaubte erstmalig eine absolute Zeitmessung der letzten Jahrzehntausende. Für die jungquartäre Altersbestimmung, insbesondere der letzten 5—10 Jahrtausende erwies sich auch die von A. E. Douglas (1909) ins Leben gerufene Dendrochronologie als nützlich. Der von K. P. Oakley & C. R. Hoskins (1950) entwickelte Fluortest ist hingegen ein Verfahren, um aus dem von der Dauer von Knochenlagerungen im Grundwasserbereich abhängigen Fluorapatitgehalt in tierischen und menschlichen Skelettresten eine relative Altersbestimmung sowie in Kombination mit Methoden der absoluten Datierung auch eine absolute Zeitmessung für das quartäre Eiszeitalter abzuleiten. Von unschätzbarem Wert sind aber vor allem einige physikalisch-chemische Datierungs-Methoden. An erster Stelle ist wohl die 1946 von W. F. Libby entwickelte Radiokarbon-Methode zu nennen, obzwar deren Reichweite nur die letzten 50 (bestenfalls 70) Jahrtausende umfaßt. Mit ihr konnten Dauer, Ablauf und Ereignisse seit Beginn der letzten Eiszeit und bis zum Ende des nur die letzten 10 Jahrtausende unserer Erdgeschichte umfassenden Holozäns weltweit bestimmt werden. Seit mehr als 25 Jahren wird nun auch die von L. T. Aldrich & A. O. Nier (1948) eingeführte Kalium-Argon-Methode auf den Gesamtzeitraum des Quartärs zur absoluten Altersfindung angewendet.

Die Abgrenzung und Gliederung des quartären Eiszeitalters wird einzig nach den Klimaänderungen vorgenommen. Diese stehen unter einem doppelten Prinzip: einmal der zumindest seit dem Alttertiär (vor 60 bis 70 Millionen Jahren) feststellbaren, weltweiten Abnahme der Temperaturen, andererseits unter dem periodischen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Über die Ursachen solcher Klimaänderungen sind seit dem 17. Jahrhundert Überlegungen angestellt worden. So schloß bereits 1686 der englische Physiker R. Hooke aus versteinerten Lebewesen Südenglands auf ein anderes Vorzeitklima zu deren Lebzeiten. Auch W. Leibniz (1646—1717) führte in seiner erst 1749 erschienenen Protogaea aus, daß zu Lebzeiten der Waldelefanten, deren Skelettreste 1696 in Burgtonna bei Gotha ausgegraben worden waren, ein anderes Klima geherrscht haben muß. Bereits 1773 versuchte schon J. Walcher Beziehungen zwischen Klima- und Gletscherschwankungen aufzuzeigen. Seither ist eine Fülle an Befunden über die gegenüber heute anderen Klimaverhältnisse beigebracht und deren Ursache zu ergründen versucht worden.

Unter den Klimatheorien, die eine terrestrische Verursachung der Klimaänderungen voraussetzen, nehmen die Relief-Hypothesen einen breiten Raum ein. Als ihr Begründer kann Ch. Lyell (1830—33) gelten, indem er das vorzeitliche Klima aus dem veränderten Erdbild zu erklären versuchte. Eine andere Verteilung der Meere und abweichende Ausrichtung von Meeresströmungen sah er ebenfalls als Ursache der Klimaänderungen an. A. Escher von der Linth und E. Desor haben 1863 ein „diluviales" Saharameer für die

eiszeitlichen Vergletscherungen der Nordhalbkugel verantwortlich gemacht. Vorstellungen, die den wechselnden Salzgehalt der Meere als Ursache von Klimaschwankungen ansahen, wurden schon von HALLEY (1715) entwickelt. Theorien, die eine Abkühlung der Erde durch Abgabe von Wärme aus dem Erdinnern durch radioaktiven Zerfall oder magmatische Vorgänge zur Voraussetzung machen, gehen auf BUFFON (1778) zurück. Auch A. VON HUMBOLDT (1799) hat die Wärmeabgabe bei der Kristallisation von Gesteinen als Grund der Abkühlung und Klimaänderungen angesprochen. So versuchte er (1823), vulkanische Tätigkeiten und Klimaschwankungen in Beziehungen zu bringen. Hypothesen, die Veränderungen der Atmosphäre wie unterschiedliche Zusammensetzung der Luft (CO_2-Gehalt) oder andere Bewölkungsverhältnisse zum Anlaß der Erklärung von Klimaänderungen nehmen, sind allerdings erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts entwickelt worden (TAMARELLO 1888; S. ARRHENIUS, ab 1896). Schon R. HOOKE (1686) und J. G. HERDER (1784) sahen in Änderungen der Erdachse die Ursache des irdischen Klimawechsels. Bekanntlich hat mit diesen Vorstellungen A. WEGENER (1912) die Theorie der Polwanderung und Kontinentalverschiebung begründet, die ja besonders zur Erklärung der präquartären Eiszeiten geeignet erscheint und durch die Hypothese der Plattentektonik und „spreading oceans" seit ca. 1960 auf eine neue Grundlage gestellt worden ist.

Schon früh wurde auch eine astronomische Verursachung der Klimaänderungen in den Kreis der Betrachtung gerückt. So zogen bereits T. JEFFERSON (1785), J. F. HERSCHEL (1830) und J. F. ADHEMAR (1842) periodische Änderungen der Erdbahnelemente zur Erklärung heran. Grundlegende Erweiterungen erfuhren diese Vorstellungen durch J. CROLL (1864, 1875), die dann später M. MILANKOVIĆ (ab 1920) zur Konstruktion seiner Strahlungskurven verwandte. Alle Klimahypothesen, die ansonsten eine extraterrestrische Verursachung voraussetzen, gehen entweder von der Vorstellung unterschiedlicher Absorption der Strahlung außerhalb der Erde (z. B. durch Einflüsse kosmischer Nebel) oder aber von der Annahme merklicher Änderungen der Sonnenstrahlung aus. Solche Vorstellungen wurden allerdings erst kurz vor der letzten Jahrhundertwende entwickelt (E. DUBOIS 1892).

Heute begründet man überwiegend (R. F. FLINT 1947, M. SCHWARZBACH 1950) mit der „Solar-Relief-Hypothese", einer Kombination von terrestrischen und extraterrestrischen Ursachen, den Klimawandel auf unserer Erde. Zur genaueren Fixierung der Klimaänderungen in der Erdgeschichte erwies sich die von H. C. UREY, H. A. LOWENSTAM, S. EPSTEIN & C. R. MCKINNEY (1951) eingeführte Sauerstoffisotopen-Methode zur Herleitung von Paläotemperaturen von unschätzbarem Wert. Seit etwa 1950 hat sich aber auch der Paläomagnetismus als nützliches Instrument paläoklimatischer und zeitlicher Rekonstruktionen erwiesen.

Wenn wir uns aber heute ernsthaft die Frage vorlegen, warum reichten die skandinavischen Inlandeismassen vor weniger als 20 000 Jahren noch bis südlich von Berlin, um dort wie in den Rüdersdorfer Kalkbergen so eindrucksvolle Spuren zu hinterlassen, so kann die Antwort — wie vor 100 Jahren — nur lauten, daß man darüber zwar viele Vorstellungen entwickelt hat, daß man aber eine verbindliche Erklärung dafür wie auch für die Eiszeiten und den Klimawandel in der Erdgeschichte überhaupt noch nicht zu geben in der Lage ist.

Zeittafel grundlegender Ergebnisse der Quartärforschung bis 1875

1605		Fund eines Mammut-Stoßzahnes in Schwäbisch Hall
1606	H. R. RÄBMANN	erste Moränen-Beschreibung in der Schweiz
1663		eiszeitliche Knochenfunde am Seweckenberg bei Quedlinburg/Harz, Rekonstruktion des „Einhorns" durch O. VON GUERICKE
1686	R. HOOKE	erste Begründung des Klimawandels in der Erdgeschichte durch Änderungen der Erdachse

1696		quartäre Knochenfunde von Burgtonna bei Gotha, daraus schloß W. LEIBNITZ (1749), daß u. a. zu Lebzeiten des Waldelefanten ein anderes Klima geherrscht haben müsse
1715	HALLEY	wechselnde Salzgehalte der Meere werden als Ursache von Klimaschwankungen angesehen
ab 1740	LAPTEW (1740) GMELIN (1752) PALLAS (1773)	Entdeckung von Mammut- und Wollhaarnashornleichen im Bodeneis Sibiriens
ab 1758		erste Spitzbergen-Expeditionen
1759	G. ARDUINO	„montes tertiarii", darin Quartärbildungen einbezogen
1773	J. WALCHER	Beziehungen zwischen Klima- und Gletscherschwankungen abgeleitet
1775	VON ARENSWALD	erste Fluthypothese
1776	N. DESMOREST	Glazialerosion erkannt
1778	G. L. L. BUFFON	„Epoques de la Nature", fortschreitende Abkühlung der Erde angenommen, Urheimat großer Säugetiere in höheren Breiten vermutet
1779	H. B. DE SAUSSURE	„montagnes moutonnées", „moraines"
1780	J. J. SILBERSCHLAG	Findlinge Norddeutschlands sind durch vulkanische Vorgänge aus dem Untergrund gefördert worden
1785	T. JEFFERSON	Wandlungen der Lebensgewohnheiten großer Tiere angenommen, Änderungen der Ekliptik-Schiefe erörtert
1786	A. G. WERNER	„Aufgeschwemmtes Gebirge", darin Quartärbildungen einbezogen
1787	B. F. KUHN (Taf. I)	erste Begründung der Lehre von einer vorzeitlichen Vergletscherung der Alpen
1788	A. W. ROTH	erste Darstellung über periglaziale Windakkumulationen (Flugsande) in Norddeutschland
1790	G. A. VON WINTERFELD	erste Drifthypothese
1792	M. FLURL	Findlinge im bayerischen Alpenvorland erkannt
1797	J. FRERE	erste Artefaktfunde in England
1799	J. F. BLUMENBACH	*„Elephas primigenius"*
1799	A. VON HUMBOLDT	Abkühlung der Erde auf radioaktive Wärmeabgabe zurückgeführt
1802	J. PLAYFAIR	„erratische Blöcke", durch Gletschertransport erklärt
1807	J. F. BLUMENBACH	systematische Darstellung quartärer Nashörner
1809	G. CUVIER & A. BRONGNIART	Tertiär, darin Quartärbildungen eingeschlossen
1809	F. P. VON GRUITHUISEN	Drifthypothese im bayerischen Alpenvorland vertreten
1812	G. CUVIER	Methode der vergleichenden Anatomie eingeführt
1815	L. VON BUCH	Schlammfluten-Hypothese
1815	J. P. PERRAUDIN und M. DEVILLE	weitere Begründungen einer eiszeitlichen Vergletscherung in den Westalpen
1816—33	I. VENETZ-SITTEN (Taf. I)	grundlegender Ausbau der Lehre von einer eiszeitlichen Vergletscherung der Westalpen
1820	J. WEISS	Bezweiflung der Drifthypothese von F. P. VON GRUITHUISEN (1809) für das Alpenvorland
1821	B. SILLIMAN	„boulder"
1822	I. VENETZ-SITTEN	erste Begründung einer Lehre von der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen (Polyglazialismus)
1823	W. BUCKLAND	„Diluvium", „Alluvium"
1823	A. VON HUMBOLDT	Beziehungen zwischen vulkanischen Tätigkeiten und Klimaschwankungen abgeleitet
1824	J. ESMARK (Taf. III)	Norwegen und angrenzende Gebiete (bis Dänemark) werden als eiszeitlich vergletschert angesehen (Polareiskappen)
1824	K. C. VON LEONHARDT	Löß, als Wasserabsatz gedeutet

1828	Croizet & Jobert	erste Deutung der Villafranca-Fundstelle Perrier (Auvergne) mit eiszeitlichen Tiervergesellschaftungen (Abb. 4)
1828	A. Brongniart	eiszeitliche Vergletscherung Skandinaviens begründet
1829	J. Desnoyers	„Quaternaire", teilweise Tertiärbildungen einbezogen
1829	J. W. von Goethe	Findlinge Norddeutschlands werden durch vulkanische Vorgänge erklärt, Goethe selbst bekennt sich für Norddeutschland zur Drifthypothese, für die Findlinge im Umkreis der Alpen nimmt er einen kombinierten Transport durch Gletscher und Treibeis an
1829	K. F. Klöden	Existenz eiszeitlicher Polareiskappen, Eisbergdrift bis Norddeutschland angenommen
1829	I. Venetz-Sitten	Norddeutschland wird als eiszeitlich vergletschert angesehen
1829	J. Esmark	Gletscherschurfwirkungen und deren Zusammenhang mit Talformungen und Seenbildungen in Norwegen erkannt
1830	J. Herschel	periodische Änderungen der Erdbahnelemente als Ursache von Klimaschwankungen erörtert
1830—33	C. Lyell	„Principles of geology", „The recent", erste grundlegende Erörterungen junger Meeresspiegelschwankungen und terrestrischer Verursachungen von Klimaschwankungen (Abb. 4)
1832	A. Bernhardi	Findlinge Norddeutschlands durch eiszeitlichen Gletschertransport erklärt, Polareismassen reichten bis an den Nordrand der deutschen Mittelgebirge
1833	J. Bryce	„Drumlin", später in Norddeutschland als „Rückenberge" (E. Geinitz 1912) und „Schilddrücken" (J. Korn 1913) bezeichnet
1834	J. G. von Charpentier (Taf. I)	Theorie einer diluvialen Vergletscherung der Alpen aufgestellt
1835	C. Lyell	vom Aktualitäts-Prinzip unterbaute Drifthypothese
1836	N. G. Sefström	Rollsteinflut-Hypothese, erster Hinweis auf Schrammungen in den Rüdersdorfer Kalkbergen (Abb. 1)
1837	J. G. Zehrer	erste Terrassengliederung im Rheinstromgebiet
1837	F. K. Schimper (Taf. II)	Begriff „Eiszeit" geprägt
1839	C. Lyell	Begriff „Pleistozän" geprägt
1839—64	H. D. de Blainville	grundlegende Klassifikation eiszeitlicher Tiere
1840	C. Lyell	letztmalige Begründung der Drifthypothese
1840	L. Agassiz (Taf. I)	„Ablation", „roches mountonnées", Begründung der Lehre von einer totalen eiszeitlichen Vergletscherung der Nordhalbkugel (Alpen, Mittelmeerraum bis zum Atlas, Britische Inseln, Skandinavien, Norddeutschland, Sibirien, Nordamerika), nachher überzeugt er von dieser Lehre die bislang einflußreichsten Vertreter der Drifthypothese: Buckland, Lyell, Sedgwick und Murchison
1841	J. G. von Charpentier	„Glazial", „moraines frontales" (= Stirn- bzw. Endmoräne), grundlegender Ausbau der Lehre von der glazialen Erosion und Akkumulation
1841—42	C. Maclaren	glazialeustatische Meeresspiegelschwankungen erkannt
1841—42	C. Martins	Bedeutung glaziofluvialer Schotterabsätze erkannt
1842	J. F. Adhemar	periodische Änderungen der Erdbahnelemente werden als Ursache von Klimaschwankungen angesehen
1842	J. G. von Charpentier	Nordrußland (bis Moskau), Nordpolen, Norddeutschland und die Ostküste Englands werden als eiszeitlich vergletschert angesehen
1844	B. von Cotta	Gletscherschrammungen auf Porphyrkuppen der Hohburger Schweiz bei Wurzen in Sachsen erkannt
1844	A. von Morlot (Taf. II)	Begründung einer bis Mittelsachsen reichenden skandinavischen Inland-Vereisung, Stauseen vor dem Gletscherrand erkannt

1845—46	E. Collomb	„moraines par obstacle“
1846	E. Boll	Findlinge Norddeutschlands werden als vulkanische Förderprodukte, aus Skandinavien nach Deutschland geschleudert, erklärt
1846	S. von Waltershausen	spricht vom „Märchen einer sogenannten Eiszeit“
1846	P. C. Schimerling	Darstellung eiszeitlicher Tiervergesellschaftungen in belgischen Höhlen
1846	R. Owen	Darstellung eiszeitlicher Tiervergesellschaftungen (Säugetiere und Vögel) britischer Fundstellen
ab 1846	L. Agassiz	fördert als Harvard-Professor nachhaltig die Quartärforschung Nordamerikas
1847	A. von Morlot	grundlegende Untersuchung über einen ca. 1000 m mächtigen eiszeitlichen Inngletscher
1848	H. Hogard	Buntsandsteingerölle der Vogesen werden fälschlich als Zeugnisse einer triadischen Eiszeit angesehen
1850	L. von Buch	bezeichnet die „Eiszeittheorie als eine sonderbare Verirrung des menschlichen Geistes“
1850	C. F. Naumann	Mitteilungen über Felsschrammungen und Felsenmeere
1851—61	G. de Mortillet (Taf. III)	grundlegender Ausbau der Lehre von der glazialerosiven Ausgestaltung der Täler
1852	G. Lindström	„*Litorina*-Meer“
1852—57	H. Rink	grundlegende Erforschung grönländischer Inlandeismassen
1853	R. Chambers	Begründung der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen auf den Britischen Inseln
1854	E. Forbes	„Känozoikum“
1854	A. von Morlot	Ausbau der Lehre von der zumindest zweimaligen Wiederkehr „quaternairer“ Vergletscherungen (Polyglazialismus)
ab 1855	A. von Morlot	„Quartaire“
1855	H. Girard	erste Untersuchung über die breiten Talzüge Norddeutschlands
1855	A. C. Ramsay	Konglomerate des Rotliegenden in Mittelengland werden fälschlich als Zeugnisse einer jungpaläozoischen Eiszeit angesehen
1855	R. Hensel	Darstellung eiszeitlicher Tiervergesellschaftungen europäischer Fundstellen
ab 1855	O. Heer	paläobotanische Untersuchungen von Interglazialbildungen (Schweizer Schieferkohlen), Begründung der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen
1855—58		erste warmzeitliche Pflanzenfunde („Jungtertiär“) in der Höttinger Breccie bei Innsbruck (A. Pichler 1859)
1856	C. Fuhlrott	erster Schädelfund des Vorzeitmenschen im Neandertal bei Düsseldorf
1856	J. W. T. Blanford	erster Nachweis einer permokarbonischen Eiszeit in Vorderindien
1856/57	S. Gras	Begründung der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen in den Alpen (Polyglazialismus)
1858	A. Gutbier	grundlegende Arbeit über periglazial-winderosive Wirkungen in Norddeutschland (Windkanter, Steinsohlen)
1858	J. C. Deike	Begründung der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen in den Alpen (Polyglazialismus)
1859	P. Gervais	grundlegende Klassifikation eiszeitlicher Tiere
1859	O. Torell (Taf. III)	Begründung einer eiszeitlichen Vergletscherung Skandinaviens
1859	A. R. C. Selwyn	erste Begründung einer permokarbonischen Eiszeit in Südaustralien
ab 1859	J. Tyndall (1859—60) A. C. Ramsay (1860—64)	Begründung gewaltiger Ausmaße glazialer Erosion (z. B. in den norwegischen Fjorden)

1860	T. Kjerulf (Taf. III)	Begründung einer eiszeitlichen Vergletscherung Skandinaviens
1861	E. Lartet	erste Gliederung des Eiszeitalters auf paläontologischer Basis, erste systematische Ordnung von Kulturfolgen des Vorzeitmenschen, nachher auch erste Darstellungen über Kunsthinterlassenschaften der Vorzeitmenschen wie Felsgravuren
1862	E. Dupont	Neandertalerfunde in belgischen Höhlen (Spy)
1862	F. Roemer	erste exakte Darstellung über nordische Geschiebe
1863	A. Geikie	Begründung einer eiszeitlichen Vergletscherung der Britischen Inseln und ihrer Wiederkehr
1863	A. Escher von der Linth und E. Desor	Auffassung eines diluvialen Saharameeres vertreten
1863	E. von Mojsisovics	„Staumoräne"
1864	J. Croll	periodische Änderungen der Erdbahnelemente als Ursache von Klimaschwankungen angesehen
1864	C. Hauser	Beschreibung rezenter Frostmusterböden in den Glarner Alpen
1864	W. King	„*Homo neanderthalensis*"
1864	C. Lyell	grundlegende Darstellung über das Villafranca-Profil von Perrier in der Auvergne (Abb. 4)
1865	O. Heer	„Interglazial"
1865	O. Torell	„*Yoldia*-Meer"
1865	J. Lubbock	„Archäolithikum", „Paläolithikum", „Neolithikum"
1865	T. F. Jamieson	„Kames", grundlegende Darstellung über Glazialisostasie
1866	K. E. von Baer	erste grundlegende Beschreibung sibirischer Mammute
1866	O. Fischer	grundlegende Darstellung über mit Bodengefrornis zusammenhängende fossile Erscheinungen auf den Britischen Inseln
vor 1867	A. von Morlot	grundlegende Erforschung von Pfahlbauten in der Schweiz
1867	G. von Helmersen	Schrammungen auf den Rüdersdorfer Kalkbergen erstmalig als Schurfwirkungen skandinavischer Inlandeismassen angesehen (Abb. 1)
1867	V. von Scheffel	scherzhaftes Lied vom „erratischen Block"
ab 1867	G. de Mortillet	grundlegende Erforschung der Kunsthinterlassenschaften des Vorzeitmenschen wie Felsgravuren, Skulpturen und Höhlenmalereien
1867—69	P. Gervais	„Holozän", grundlegende Gliederung des Eiszeitalters auf paläontologischer Basis
1868	E. Lartet	Skelettfunde früher Sapiniden bei Cromagnon
1868	H. Falconer	grundlegende Darstellung eiszeitlicher Tiervergesellschaftungen europäischer Fundstellen (Säugetiere)
1868	G. Lindström	„*Limnaea*-Meer"
1868	P. S. Sutherland	erste Begründung einer permokarbonischen Eiszeit in Südafrika (Abb. 2)
1869	L. Rütimeyer	grundlegende Darstellung über die Glazialerosion (Wirkungseffekte stark eingeschränkt)
1869	F. Mühlberg	Begründung der Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen im Alpenvorland
1869	F. Schmidt	„*Ancylus*-See"
1869	G. de Mortillet	„Moustérien", „Solutrén", „Magdalénien"
1870	A. G. Nathorst	grundlegende Darstellung über eiszeitliche *Dryas*-Floren
1870	A. Heim	überschliffene Porphyrkuppen der Hohburger Schweiz bei Wurzen in Sachsen als Windschliffe gedeutet
1871	T. Kjeruf	erste Begründung einer jungpräkambrischen Eiszeit in Skandinavien (Abb. 3)
1871	F. Simony	erste systematische Gletscherbeobachtungen in den Alpen

1872	W. Dawson	erste Begründung einer permokarbonischen Eiszeit in Nordamerika
1872	O. Torell	„*Dryas*-Zeit"
1872	P. Döderlein	„Sizil-Stufe"
1872	G. de Mortillet	„Acheuléen"
1872—73	J. W. Amrein-Troller, F. J. Kaufmann und A. Heim (1873—74)	Entdeckung und Eröffnung des Gletschergartens Luzern
1873	C. J. F. Major	Darstellung eiszeitlicher Tiervergesellschaftungen italienischer Fundstellen
1874	P. Harting	„Eem-Warmzeit"
1874	M. Reboux	„Mesolithikum"
1874		Schweizer Gletscherkommission gegründet, messende und experimentelle Gletscherbeobachtung eingeleitet
1874	J. Geikie	„The Great Ice-Age", erstes Standardwerk über das quartäre Eiszeitalter, Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen begründet, erste zusammenfassende Darstellungen über periglaziale Erscheinungen
1874	A. Heim und H. Credner	überschliffene Porphyrkuppen der Hohburger Schweiz bei Wurzen in Sachsen werden als Windschliffe gedeutet
3.11.1875	O. Torell	endgültige Durchsetzung der nordeuropäischen Inlandeis-Theorie (Abb. 1)

Literatur-Auswahl

Beringer, C. C.: Geschichte der Geologie und des geologischen Weltbildes. — Stuttgart 1954.
Darin u. a.: Arduino, G. (1759); Deshayes, P. (1830); Forbes, E. (1854); Naumann, C. F. (1850); Philipps, J. (1841); Werner, A. G. (1786).

Bout, P. & Brousse, R.: Auvergne-Velay. — Livret-Guide de l'exkursion C 13, VII. INQUA-Congr., Paris 1969.
Darin (Abb. 4): Bout (1960); Croizet & Jobert (1828); Dangeard & Bout (1932); Lyell (1864); Munier-Chalmas & Michel-Levy (1890).

Eiszmann, L.: Die Begründung der Inlandeistheorie für Norddeutschland durch den Schweizer Adolph von Morlot im Jahre 1844. — Abh. u. Ber. Naturkundl. Mus. „Mauritanum" Altenburg **8**, 289—318, 1974.
Darin u. a.: Bernhardi, A. (1832); Charpentier, J. G. von (1835, 1841, 1842); Cotta, B. von (1844); Credner, H. (1874, 1875); Esmark, J. (1824, 1827, 1829); Heim, A. (1870, 1874); Helland, A. (1879); Klöden, K. F. (1829); Lyell, C. (1835); Morlot, A. von (1844, 1854, 1855, 1858, 1861); Naumann, C. F. (1844, 1848, 1870, 1874); Silberschlag, J. J. (1780); Torell, O. (1875, 1880).

Flint, R. F.: Introduction: Historical perspectives. — In: The Quaternary of the United States (ed. by Wright, H. E., Jr. & D. G. Frey), 3—11, Princetown, New Yersey 1965.
Darin u. a.: Chamberlin, T. C. (1867, 1893, 1894, 1895, 1896, 1898); Geikie, J. (1894); Jamieson, T. F. (1863, 1865); Leverett, F. (1896, 1898); Maclaren, C. (1841); Pumpelly, R. (1879); Richthofen, F. von (1877); Shimek, B. (1909); Silliman, B. (1821); Uphan, W. (1877); Whitney, D. (1865).

Heuberger, H.: Innsbrucker Nordkette. — In: Tirol. Ein geographischer Exkursionsführer (Hrsg. F. Fliri & A. Leidlmair), Innsbrucker Geogr. Stud. **2**, 43—65, Innsbruck 1975.
Darin u. a.: Ampferer, O. (1914); Böhm, A. von (1884); Penck, A. (1882, 1921); Penck, A. & E. Brückner (1901—09); Pichler, A. (1859).

Holtedahl, O.: Norges Geologi. — Norges Geol. Unders. **164** (2 vols.), Oslo 1953.
Darin u. a.: Brögger, W. C. (1900); Kjerulf, T. (1871); Reusch, H. (1891).

Klebelsberg, R. von: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — 2 Bde., Wien 1948/49.
Darin u. a.: Adhemar, J. F. (1842); Agassiz, L. (1840, 1842); Arenswald, von (1775); Arrhenius, S. (ab 1896); Besson, H. (1770—80); Blackwelder, E. (1907); Blackwelder, E. & B. Willis (1907); Blanford, J. W. T. (1856); Brongniart, A. (1828); Bryce, J. (1833); Buckland, W. (1823); Chambers, R. (1853); Collomb, E. (1845—46); Credner, H. (1880); Croll, J. (1864, 1875); Dawson, W. (1872); Deicke, J. C. (1858); Derby, O. O. (1888); Desmorest, N. (1776); Desor, E. (1863); Deville, M. (1815); Escher von der Linth, A. (1863); Flurl, M. (1792); Geer, G. de (ab 1889, 1897, ab 1905); Geikie, A. (1863); Geikie, J. (1872, 1874, 1895); Gras, S. (1856—57); Gruithuisen, F. P. von (1809); Heer, O. (ab

1855, 1858, 1864); HEIM, A. (ab 1871); HELMERSEN, G. VON (1867); HOGARD, H. (1848); HOWCHIN, W. (1901); KEILHACK, K. (1927); KUHN, B. F. (1787); LAGERHEIM, N. G. (1902—09); LYELL, C. (1830—33, 1840); MACLAREN, C. (1842); MADSEN, V. (ab 1897); MARTINS, C. (1841—42); MILTHERS, V. (ab 1909); MOJSISOVICS, E. VON (1863); MORLOT, A. VON (1847, 1854—58); MORTILLET, G. DE (1858—59, 1861); MÜHLBERG, F. (1869); MÜNNICH, G. (ab 1932); NATHORST, A. G. (1870); PENCK, A. (1879, 1882, ab 1882, 1884, 1906); PERRAUDIN, J. P. (1815); PLAYFAIR, J. (1802); POST, L. VON (1916); RÄBMANN, H. R. (1606); RAMSAY, A. C. (1855, 1860—64, 1862); RINK, H. (1852—57); ROEMER, F. (1862); ROGERS, A. W. (1902); RÜTIMEYER, L. (1869); SAUSSURE, H. B. DE (1779); SEFSTRÖM, N. G. (1836); SELWYN, A. R. C. (1859); SERERHARD, N. (1742); SERNANDER, R. (1910); SIMONY, F. (1871); SUTHERLAND, P. S. (1868); TORELL, O. (1859, 1872); USSING, N. V. (ab 1897); VENETZ-SITTEN, I. (1816, 1822, 1824, 1825, 1829, 1830, 1833); WAHNSCHAFFE, F. (1882); WALCHER, J. (1773); WEBER, C. A. (1902—08); WEISS, J. (1820); WHITE, J. W. (1888); WINTERFELD, G. A. VON (1790); WOODWORTH, J. B. (1908).

LEROI-GOURHAN, A. (ed.): La préhistoire. — Paris 1966.
Darin u. a.: DUPONT, E. (1867, 1872); LARTET, E. (1868).

MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. — 6. Aufl., Stuttgart 1972.
Darin u. a.: ALDRICH, L. T. & A. O. NIER (1948); BEYRICH, H. E. (1854); BLYTT, A. (1876); CUVIER, G. & A. BRONGNIART (1809); DESNOYERS, J. (1829); DÖDERLEIN, P. (1872); DOUGLAS, A. E. (1909); GEER, G. DE (1884); GIGNOUX, M. (1910); HARTUNG, P. (1874); HEER, O. (1865); HISE, C. R. VAN (1809); ISSEL, A. (1914); LEONHARDT, K. C. VON (1824); LINDSTRÖM, G. (1852, 1868); LUBBOCK, J. (1865); LYELL, C. (1839); MILANKOVIĆ, M. (ab 1920); MORTILLET, G. DE (1867, 1869, 1872); MUNTHE, H. (1902, 1910); REBOUX, M. (1874); REID, C. (1882); SCHIMPER, W. P. (1874); SCHMIDT, F. (1869); TORELL, O. (1865).

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 3. Aufl., Stuttgart 1974.
Darin u. a.: BOLL, E. (1846); BUCH, L. VON (1815, 1850); BUFFON, G. L. L. (1778); COLEMAN, A. P. (1926); FLINT, R. F. (1947); GOETHE J. W. VON (1829); HALLEY (1715); HEER, O. (1855—59); HERSCHEL, J. F. (1830); HOOKE (1686); HUMBOODT, A. VON (1799, 1823); JEFFERSON, T. (1785); LIBBY, W. F. (1946); SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1846); SCHEFFEL, V. VON (1867); SCHWARZBACH, M. (1950, 1970); TAMARELLO (1888); UREY, H. C., H. A. LOWENSTAM, S. EPSTEIN & C. R. MCKINNEY (1951).

TOEPFER, V.: Die Tierwelt des Eiszeitalters. — Halle 1965.
Darin u. a.: BAER, K. E. VON (1866); BAYER, J. (1927); BLAINVILLE, H. D. DE (1839—64); BLUMENBACH, J. F. (1799), 1807); CUVIER, G. (1812); FALCONER, H. (1868); GERVAIS, P. (1859, 1867—69); GMELIN (1752); HENSEL, R. (1855); LAPTEW (1740); LARTET, E. (1861); LEIBNIZ, W. (1749); MAJOR, C. J. F. (1873, 1908); OWEN, R. (1846); PALLAS, P. S. (1773); SCHMERLING, P. C. (1846).

TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Aus: Klimatische Geomorphologie (herausgeg. von C. RATHJENS), 171—205, Darmstadt 1971.
Darin u. a.: ANDERSSON, G. (ab 1906); FISCHER, O. (1866); FRÖDIN, J. (ab 1912); GEER G. DE (ab 1904); HÖGBOM, B. (ab 1908); LOZINSKI, W. VON (1909, 1912); MEINARDUS, W. (1912); NORDENSKJÖLD, O. (1909); SERNANDER, R. (ab 1905).

WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F.: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 4. Aufl., Stuttgart 1921.
Darin u. a.: BERENDT, G. (1879, 1881, 1885); BERENDT, G. & W. DAMES (1885); CLOSE, M. H. (1866); DAMES, W. (1889); DECHEN, H. VON (1879); GEINITZ, E. (1912); GUTBIER, A. (1858); JENTZSCH, A. (1908); KEILHACK, K. (1883—84); KLOCKMANN, F. (1883); KORN, J. (1913); LEHMANN, F. W. P. (1906); PENCK, A. (1883); ROTH, A. W. (1788); SAUER, A. (1889); SOKOLOW, N. A. (1894); SOLGER, F. (ab 1905); WAHNSCHAFFE, F. (ab 1885, 1899).

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlagen einer Geologie des Quartärs. — 3 Bde. (2. bzw. 3. Aufl.), Stuttgart 1958, 1961, 1965.
Darin u. a.: DART, A. R. (1924—25); DEPÉRET, C. (ab 1906); DUBOIS, E. (1894); FRERE, J. (1797); FUHLROTT, C. (1856); GORGANOVICĆ-KRAMBERGER, K. (1901—02); GOTTSCHE, C. (1883); GÖTZINGER, G. (1935); HARTZ, N. (1902); HOLST, N. (1876); KING, W. (1864); LAMOTHE, L. DE (ab 1911); LINSTOW, O. VON (1902); MURR, J. (1926); OAKLEY, K. P. & C. R. HOSKINS (1950); RICHTER, E. (1900); SCHOETENSACK, O. (1908); SHIMEK, B. (1904); UPHAM, W. (1895); WETTSTEIN, R. VON (1892).

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K., (Hrsg.): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 3. Aufl., Stuttgart 1974.
Darin u. a.: CEPEK, A. (1964); GIRARD, H. (1855); HESEMANN, J. (ab 1929); HUCKE, K. (1917); KEILHACK, K. (1896, 1899, 1909); KORN, J. (1927); LÜTTIG, G. (ab 1954); RICHTER, K. (ab 1933); WOLDSTEDT, P. (1925, 1926, 1927, 1929).

Manuskript eingeg. 27. 8. 1975.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Karlheinz Kaiser, 1 Berlin 45, Carstennstr. 47 c.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 31-73	Öhringen/Württ. 1975

100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises

Von Karl Gripp, Lübeck

Mit 5 Abbildungen und 8 Tafeln

Zusammenfassung. Seit 100 Jahren werden Ablagerungen in Norddeutschland als vom Inlandeis hinterlassen angesehen. Der Wechsel der Auffassungen über das Geschehen am Eisrand sowie der heutige Stand der Erkenntnis werden dargelegt. Hervorgehoben wird:

Fels- und Lockerboden als Untergrund bedingen verschiedenes Verhalten des Eisrandes. Widerlager wie Stauchmoräne und Hochsander erzwingen das Aufsteigen auch der tiefsten fließenden Eislagen. Schwankungen des Eiszuflusses bedingen Zu- und Abnahme der Mächtigkeit des Eises am Widerlager, aber keine Änderung der Lage des Eisrandes. Bei starkem Zufluß schiebt das Eis das Widerlager beiseite. Die noch jüngst vertretene Anschauung vom „Überfahren" des Widerlagers wird aus mehreren Gründen abgelehnt. — Tunneltäler entstehen durch kleine Eiszungen, die dort auslaufen, wo der Ausfluß in- oder subglazialer Wässer das Widerlager abgetragen hat.

Abstract. 100 years passed since in North Germany the drift theory of Lyell was replaced by the theory of an inland ice cover. It is reported here about the changes in explaining the deposits and forms left by the ice margin and about the currently accepted opinions. Differences in forms left by the ice on rocky and on soft bottom are discussed. Obstacles as push moraines and sanders forced the deepest layers of the ice to rise. Alternation in the ice flow brings about an up and down movement of the ice on the insides of moraines and sanders, but no changes of their location.

By a strong, increasing ice flow the obstacles are pushed aside. The opinion, the ice should have moved across an end moraine without destruction, is not tenable. Tunnel valleys originat by small outflowing ice tongues where in- or sub-glacial rivers had destroyed the moraine, so that the ice, dammed up high by the morainic counterfort, could flow out by gravitation. These small ice tongues, comparable to the glaciers in the fjords, should be named glacielles.

Zeittafel

Da die Fortschritte der Erkenntnis nicht eingehend dargelegt werden können, mögen die Daten der Einführung wichtiger Erkenntnisse und Bezeichnungen den historischen Gang aufzeigen.

1824 der Norweger Esmarch } vertreten die Ansicht, soweit wie nordische Gesteine
1866 der Schwede Otto Torell } vorkommen, breitete sich einstmals Inlandeis aus ohne Mitwirken des Meeres

1875 Torell: Schrammen auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Berlin) beweisen Bedeckung durch Inlandeis

1879 Penck: Norddeutschland dreimal vereist

1881 Berendt: „Staumoränen" = vom Eise verschobene Grundmoräne

1882 Penck führt die Bezeichnungen Riß- und Würm-Vereisung ein

1884 Keilhack führt den Begriff Sander ein

1889 H. Schroeder: „Staumoräne" für vom Eise verschobenes Vorland des Eises

1897 die dritte = älteste Grundmoräne von Gottsche nachgewiesen

1897 Keilhack schafft den Begriff Grundmoränen-Ebenen; benennt Urstromtal, was zuvor Haupttal benannt wurde

1899 Untermoräne und Grundmoräne werden definiert (A. v. Böhm)

1901 Wahnschaffe: „eigentliche" = kuppige Grundmoränenlandschaft

1901 Penck führt die Bezeichnungen Günz- und Mindel-Vereisung ein

1903 Ussing wertet Formen eisgeschichtlich aus

1904 Ussing: Gletscher-Teile wurden zu Toteis
1906 J. G. Anderson: Erdfließen (Solifluktion)
1908 Paul Harder weist eine Eisrandlage morphologisch nach
1910 W. von Lozinsky führt den Begriff periglazial ein
1910 Ussing sieht in den Seen Reste verschütteten Eises
1921 Tunneltal statt Ussings Fjordtal, V. Matzen S. 14
1925 Gripp deutet Altmoränen als periglazial umgeformt
1925 Woldstedt benennt Brandenburger, Posener und Pommersche Phase
1926 Gripp und Todtmann weisen auf rezente Stauchmoränen in Spitzbergen hin
1927 Woldstedt scheidet die Warthe-Vereisung aus
1927 Keilhack führt die Bezeichnungen Elster-, Saale-, Weichsel-Vereisung ein
1928 Woldstedt benennt die Posener Phase in Frankfurter Phase um
1929 Gripp: Stauchmoräne statt Staumoräne,
tiefste Eislagen steigen am Widerlager empor und liefern die Druckfläche bei Stauchungen des Vorlandes
1932 Gripp: Satzmoräne für am Eisrand abgesetzten Gletscherschutt
1933 Leintz: Grundmoränen durch Schwerminerale unterschieden
1933 K. Richter: Fließrichtung des Eises aus Einregelung der Geschiebe hergeleitet
1933 Gripp: Tieftauen = Schmelzen verschütteten Eises in der Nacheiszeit
1934 Simon: Vergleich des Geschiebeinhalts benachbarter Endmoränen
1943 Gripp: Niedertauen = Schmelzen des Eises bis hinab auf die Erosionsbasis fließenden Wassers
1950 v. d. Vlerk und Florschütz: Drenthien für Saale-Maximum
1952 Gripp: Aussparhohlformen = bei späteren Vorstößen von Eiszungen eisfrei gebliebenes Gebiet
1952 Gripp: Begriff Kames abgelehnt, 1964 fortgelassen
1954 Woldstedt: Drenthe-Stadium für Drenthien
1954 Seifert: Bewegungen der Grundmoräne aus dem mikroskopischen Gefüge abgeleitet
1965 Frank und Weisse in Gellert: Endmoränen-Vertreter
1973 Gripp: Entstehung der Geschiebepflaster
1975 Gripp: Hochsander und Flachsander getrennt
1975 Gripp: in Zungenbecken fließen inglaziale Wässer im Grundwasserspiegel.

Einleitung

Im November 1975 sind 100 Jahre seit dem Tage vergangen, an dem Otto Torell Gletscherschliffe auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin als solche anerkannte (Anm. 1). Damit war die Drift-Theorie von Ch. Lyell für Norddeutschland überwunden. Die in ehemals vereisten Gebieten tätigen Geologen mußten von der Vorstellung weithin reichender Meeres-Sedimente umschalten auf das von nur einer Seite her erfolgte und in schmalen Zonen sehr ungleiche Geschehen in der Randzone des Inlandeises. Besonders galt dies für die im Flachland tätigen Mitarbeiter der zwei Jahre zuvor gegründeten Preußischen Geologischen Landesanstalt. Um die bis dahin kaum betrachteten Vorgänge bei einer Vereisung kennenzulernen, studierten jene Geologen die Ra-Moränen bei Oslo (Gottsche 1897), die Gletscher Norwegens (Penck 1878 und Heinr. Credner 1878) sowie Islands (Keilhack 1884), um nur einige zu nennen.

Die Unterschiede zwischen einer Gebirgs- und Flachlands-Vereisung wurden erst im Laufe der Jahre erkannt. Schwer war es, sich von Lehrmeinungen (Zahl der Vereisungen, braune und graue Grundmoränen entsprächen zwei Schichten) zu trennen oder zu erkennen, daß hier die Formen zugleich mit dem Gestein entstanden waren und daher über deren Entstehung Wichtiges aussagten.

Auch heute werden noch über das Geschehen am Eisrand unzutreffende Anschauungen vertreten (Anm. 2). Nachstehend soll der heutige Stand unseres Wissens mit Hinweisen auf den Werdegang unserer Erkenntnis dargelegt werden.

Für die Gebilde des Eisrandes wie für die verschiedenen Vereisungen und Eis-Vorstöße werden von den Forschern unterschiedliche, z. T. lokale Bezeichnungen verwandt. Da bei dem kommenden Zwang zur Vereinfachung die erstgebrauchten, eindeutigen Benennungen den Vorrang genießen müssen, wird in der Zeittafel (siehe eingangs) auf den Autor und damit das Literatur-Zitat hingewiesen. Daher wird die PENCKsche Benennung der Vereisungen (1882, 1901) statt der von KEILHACK (1927) eingeführten benutzt (Anm. 3).

1. Das Eis

Durch und durch gefrorenes Eis (Nährgebiet) und temperiertes Eis (Zehrgebiet) wurden besonders von LAGALLY (1932) und AHLMANN (1935) unterschieden. In der Randzone des Inlandeises ist mit temperiertem, also verformbarem Eis zu rechnen. Ob winterliches Festfrieren des randlichen Eises am Untergrund eine Ursache für das Aufwärtsgleiten der nächsthöheren Eislagen ist (BISHOP 1957 in LLIBOUTRY II S. 695), erscheint fraglich. Mit schwindender Mächtigkeit des Eises dürfte für dessen Fließen ein Zustand erreicht werden, in dem die Eisschichten beim Aufwärtsgleiten geringeren Widerstand fanden als beim waagerechten Fließen auf längere Erstreckung. Erneutes Anschwellen des Eises dürfte aufsteigende Gleitflächen auswärts der innersten erzeugt haben. Eine Folge von „Schermoränen" braucht demnach keine Altersfolge zu sein. Die stauchende Wirkung vordringenden Eises erörterte VIETE 1960.

1.1. Die Mächtigkeit des Eises

Von Jütland bis Polen überquerte das Eis eine flache Senke und floß anschließend über ansteigenden Untergrund aus lockerem Gestein. Das Gefälle und damit das Fließen des Eises kamen dort nur durch die infolge Schmelzens im Süden und Westen geringere Mächtigkeit des Eises und die eiswärts größere Mächtigkeit infolge Zuflusses aus Skandinavien zustande.

Der Höhenunterschied zwischen den höchstgelegenen Randmoränen in Ost-Holstein (Bungsberg) und der Tiefe der benachbarten Ostsee läßt auf eine Mächtigkeit des Eises von 300—200 m schließen. Das Gefälle der Eisoberfläche wird nur gering gewesen sein. WIENBERG-RASMUSSEN (1966: 95) gibt an, daß der Eisfluß bei einer Mächtigkeit um 50 m zum Stillstand gekommen sei, also Toteis entstanden sei.

1.2. Schwankungen des Eiszuflusses

Abgeleitet von den Talgletschern der Gebirge und der Folge der diesen vorgelagerten Endmoränen galt zunächst die Anschauung von einem weiten Vorstoß des Inlandeises und nachfolgend einer Reihe einander annähernd paralleler „Stillstandslagen". Seit 1925 aber bezeugte der Fund vom Eise zusammengeschobener „Stauch-Endmoränen", daß zahlreiche sogenannte Stillstandslagen vom vorrückenden Eisrand erzeugt sind. Die Verlagerung der Front des Duckwitz-Gletschers (GRIPP 1929, Taf. 7, Abb. 1) und der Schwund des Penck-Gletschers (ROZYSKI 1934) bezeugen die geringe Dauer solcher Eis-Vorstöße. Außer diesen lokalen Vorstößen hat es Änderungen der Fließrichtung des Eises im Großen gegeben, bedingt durch den Wechsel in der Schneezufuhr zentral gelegener Teile der Eis-Kalotte und später durch Ablenkung des Eisflusses in breite Rinnen, die vorher bei großer Mächtigkeit des Eises von diesem überquert worden waren (Ostsee, Kattegat, Norwegische Rinne). Die Verbreitung der vom Oslo-Gebiet stammenden Rhombenporphyre bei Berlin bezeugt dies.

1.3. Der Untergrund des Eises

Beim Eis-Geschehen ist bis vor kurzem unzureichend beachtet worden, daß bei größerer Mächtigkeit des Eises fester Untergrund (Kristallin, Sandstein, Kalkgesteine bis hin zur Schreibkreide) das Eis gleichsam trug, daß im Flachland aber in lockeren, bzw. weichen Ablagerungen das Eis nicht nur leichter evellieren (Anm. 4), sondern auch das Vorgelände abscheren konnte. Bei entsprechender Mächtigkeit des Eises wichen sandig-tonige Ablagerungen vor Belastungsdruck und Schub zur Seite und nach oben aus (Anm. 5). Je nach Art des Untergrundes, ob fest oder locker, entstanden Satz- oder Stauch-Endmoränen (siehe unter 4). (Anm. 6).

Mit der Gestalt des Untergrundes hängt ferner das Gefälle der Eisdecke und ein wesentlicher Anteil der dem gleitenden Eis innewohnenden Energie zusammen. Wo Gebirge nahe dem Meer aufragten, floß das Eis mit erheblicher Geschwindigkeit und erweiterte Erosions-Täler zu schmalen, tiefen Trogtälern. Es floß dort von hochgelegenen Eisdecken von etwa 200 m Mächtigkeit von drei Seiten in das tief eingeschnittene Trogtal. In ihm erreichte das Eis dadurch örtlich über 1000 m an Mächtigkeit. Der Druck solcher Eismassen und die hohe Fließgeschwindigkeit verursachten örtlich beschränkt das höchste Ausmaß von schleifendem Abtrag durch schuttbeladenes, fließendes Eis. Der Sogne-Fjord ist heute örtlich 1300 m tief. Dies entspricht einer Mächtigkeit des Eises von 1500—2000 m. Wo aber das Gefälle und die Mächtigkeit des Eises gering blieben, wie auf dem Felsgestein von Schweden, war der Abtrag örtlich so gering, daß verwittertes Gestein älter als die quartäre Vereisung gelegentlich noch heute angetroffen wird (Hillefors 1969: 16).

1.4. Drumlins

Für die Entstehung der Felder langgestreckter Hügel waren weniger die Hügel als die zwischengeschalteten Senken maßgebend. Das Fließen des Eises fast ohne Gefälle des Untergrundes, überwiegend durch Eis-Nachschub, konnte nicht mehr in voller Front, sondern nur noch in Rinnen geschehen. Das Netz aus Tälern eines Drumlin-Feldes kann nach Ansicht des Verfassers als eisenstandenes Analogon zum verzweigten Flußsystem eines Sanders aufgefaßt werden. Wurde der Eiszufluß zu gering, so entstand eine von Schutt kaum beschützte Toteisplatte, die bald schmolz und das vom Eis zertalte und von Grundmoräne bedeckte Drumlin-Feld hinterließ.

Dort wo quer verlaufende Höhen vom vordringenden Eis teilweise abgetragen wurden, entstanden in Fließrichtung langgestreckte, von Grundmoräne bedeckte Einzel-Rükken. Fließform der Oberfläche und Grundmoränen-Decke sind bezeichnend.

2. Die Gletscherwässer im Bereich des Eises

Unter der Bezeichnung Schmelzwässer werden die im Bereich des Eises auftretenden Wässer, also Regen und durch Tauen von Gletschereis, Schnee und Reif anfallenden Wässer, zusammengefaßt.

2.1. Schmelzwässer auf dem Eis

In flachen Senken auf dem Eis sammelt sich Wasser zu Sümpfen und Seen. Die z. T. langen Bäche leiten die Wässer weiter zu Bachschwinden (Gletscherorgeln), von denen aus sie im Innern der Eismasse weiterfließen. A. Bauer (1947 Karte 8) brachte nach Luftaufnahmen eine Karte der Oberflächenwässer auf einem 40 x 20 km messenden Randgebiet des westgrönländischen Inlandeises. Am äußersten Rand des Eises fließen zahlreiche kleine Wässer nicht in das Innere des Eises, sondern zeitweise in das Vorland. Deren Bedeutung siehe 5.1.

2.2. Schmelzwässer in dem Eis

Aus Gletscherspalten entstandene, später rundliche Bachschwinden lassen die Wässer in die Tiefe fallen, bis sie bei hinreichender Mächtigkeit des Eises in einem Tunnel-System weitergeleitet werden. Der in diesen Wässern vorhandene geringe Wärmeüberschuß hält die Tunnel offen. Das weitere Schicksal der inglazialen Wässer wird von dem Untergrund bestimmt.

Untergrund des Eises	Verlauf und Ende	Hinterlassenschaft
Fels mit Gefälle	subglazial im Gletschertor endend	Oser
Zungenbecken in Fels eingetieft und in Lockerboden	Wässer der Tunnel gehen in das im Eiskarst stehende Grundwasser über, fließen langsam weiter und enden gebündelt im Überlauf wie eine Karstquelle	keine
locker	Wasser des Überlaufs zerstört Endmoräne. Eis fließt als kleine Zunge weiter.	„Tunneltal" siehe 9.4.

Das mit einem inglazialen Tunnel-System durchsetzte Eis ist, wie schon früher dargelegt, z. B. von WOLDSTEDT, dem Kalk-Karst vergleichbar. Dies heißt aber: In Fortsetzung des vorgelagerten Fluß-Systems, das bei durchlässigem Untergrund auf dem Grundwasser-Niveau verläuft, tritt auch im Eis ein Grundwasser-Spiegel auf. Dieser bremst den schnellen Lauf der inglazialen Wässer. Er widerlegt die bis heute vorgebrachte Anschauung von weitreichendem hydrostatischen Überdruck. Solcher tritt nur vorübergehend am Eisrand auf, wenn mehr Wasser auf den Überlauf zufließt als auslaufen kann. Sprudel (GRIPP & TODTMANN 1926, Taf. 5) treten nur vorübergehend auf (Taf. 4, Abb. 2). Am Frederikshaab-Isblink (SW-Grönland) spritzte unmittelbar am Rande des Sanders kurzfristig Wasser aus schmalen Radialspalten des Eises.

Das langsame Fließen im Grundwasser-Niveau erklärt auch, daß in Spitzbergen die Ausläufe inglazialer Wässer den ganzen Winter über fließen und Fische darin beobachtet werden konnten. Bei der Fontaine de Vaucluse (SO-Frankreich) ergab sich, daß in 40 km Entfernung eingegebener Farbstoff nach 93 Tagen am Auslauf erschien. Der Wasserstand in jener Karstquelle schwankt um 12 m.

Wenn sich am Rande des Eises deren Lagen an einem Widerlager aufrichten, so werden die inglazialen Tunnel mitgehoben. Die Wässer aber suchen sich neue Wege zum tiefstmöglichen Auslauf. Der liegt an der Seite der Eiszunge, dort wo das Widerlager einsetzt; siehe 5.2.

Der Querschnitt der inglazialen Tunnel ist rund (GRIPP 1929, Taf. 5, Abb. 3) oder höher als breit (ebenda Taf. 23, Abb. 3). Es ist noch ungeklärt, ob die Eintiefung durch den Wasserlauf oder Aufstieg des Eises oder Luftströme nahe der Eisoberfläche die Querschnitts-Formen bedingen. In GRIPP (1975b) ist dargelegt, daß in einer tief eingesenkten Eiszunge der Grundwasser-Spiegel und damit der eisrandnahe inglaziale Tunnel hoch im Eis und so dicht unter dessen Oberfläche liegt, daß das Tunneldach verlorengeht, zumal wenn die randlichen Eislagen aufsteigen.

2.3. Schmelzwässer unter dem Eis

Bei Gletschern, die auf dem Fels hangabwärts gleiten, werden inglaziale Wässer bald zu subglazialen. Sie treten im Gletscher t o r aus. Sobald dessen Öffnung nicht voll vom Wasser erfüllt ist, gleitet kalte Luft über dem Wasser nach außen, und ein Warmluft-Ge-

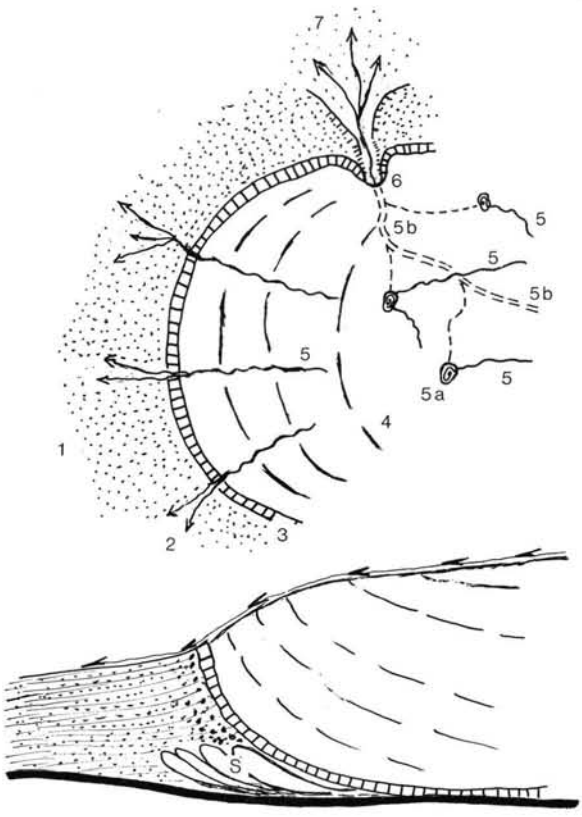


Abb. 1 a. Karte des Eisrandes in Hochlage mit Bächen, die das Band der austretenden Grundmoräne zerspülen und den Hochsander aufschütten.
1 Hochsander; 2 Bäche auf Hochsander, die zumeist nach kurzem Lauf versickern und verdunsten; 3 Ausbiß der Grundmoräne; 4 Eis; 5 Oberflächen-Bäche; 5 a Bachschwinden; 5 b inglaziale Bäche; 6 Austritt interglazialer Bäche; 7 Flachsander.

Abb. 1 b. Das gleiche im Profil. S Stauchmoräne.

genstrom steigt unter dem Dach von Tor und Tunnel eiswärts. Der Tunnel wird nach oben hinauf durch Schmelzen des Eises erweitert. Hingegen treten die Wässer, die bis an den Rand des Eises inglazial in Höhe des Wasserspieles ablaufen, ruhig fließend aus (Taf. 4 Abb. 1; Gripp 1952, Taf. 2—4). Diese können Schutt nur beim Queren der Basislagen des Eises, also aus einer schmalen Zone, aufnehmen. Aber sie werden groben Schutt anreichern.

3. Die Schuttführung des Inlandeises

3.1. Auf dem Eis

Solange wie das Eis in Tälern des Gebirges floß, fiel Frost-Schutt und Bergsturz-Gestein in z. T. großen Blöcken auf das Eis nieder. Später im Hochstadium der Vereisung waren diese Eislagen weit draußen geschmolzen, und ihr Schutt wurde als Untermoräne weiterverfrachtet. In der Randzone der heutigen Groß-Gletscher und des Inlandeises steigt örtlich Grundmoräne in Spalten auf (Gripp 1929, Taf. 30, Abb. 3). Dieser Schutt wird verspült und kann zusammenhängende Decken bilden. Fossil sind sie noch nicht erkannt.

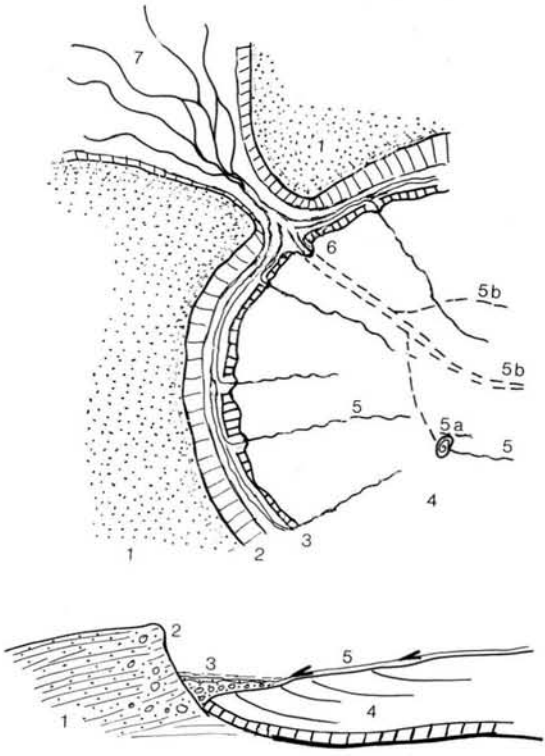


Abb. 2. Dasselbe wie in Abb. 1 nach Abnahme des Eiszuflusses. Die frei gewordene Innenwand des Hochsanders ergibt den Endmoränenvertreter. Zwischen diesem und dem Eis sammelt sich ein Randbach, der vorübergehend auftretende Seen durchfließt, den Austritt der Grundmoräne verdeckt, diese zeitweise zerspült und den Hochsander durchbricht. Häufiger wird der Randbach am Ende des Hochsanders in den Flachsander münden.
1 Hochsander; 2 Endmoränenvertreter; 3 Randbach und weitgehend umgelagerte Grundmoräne; 4 Eis; 5 Bäche auf dem Eis; 5 a Bachschwinde; 5 b inglaziale Wasserläufe; 6 Eiskarst-Quelle; 7 Flachsander.

Einen Sonderfall siehe unter 9.2. Aufsteigende Unter-Moränen (Scher-Moränen) werden gleichfalls zerspült und sind ebenfalls fossil noch nicht ausgesondert.

Bei dem Zusammenfluß zweier Eisströme entstandene Mittelmoränen treten nur auf, wo das Inlandeis im Gebirge endet. Sie fehlen im Flachland.

3.2. Die Schuttführung an der Basis und unter dem Eis

Nach langen Erörterungen wurde 1899 der im Eise verfrachtete basale Gesteinsschutt als Untermoräne von der mehr oder weniger Eis enthaltenden ruhenden Grundmoräne getrennt (E. Richter 1900, A. v. Boehm 1901).

3.2.1. Untermoräne

Bei hinreichender Mächtigkeit ist der Druck an der Basis des Eises so groß, daß es Schutt in sich aufnimmt und verfrachtet. In solcher Untermoräne gleiten Eislagen verschieden schnell, so daß die darin enthaltenen Geschiebe sich gegenseitig stoßen, schrammen

und durch Feinkorn enthaltendes Eis schwach polieren. Solange wie infolge hohen Druckes aller Schutt im Eise wandert, wird dessen Untergrund bearbeitet. Harte Gesteine werden geschliffen und Schrammen in sie eingeritzt. Wenn die Mächtigkeit des Eises abnimmt, scheiden die unteren Lagen der Untermoräne aus der Bewegung aus. Sie werden Grundmoräne.

3.2.2. Grundmoräne

Diese ruht, zunächst noch eiserfüllt; das Eis aber schmilzt allmählich durch Zufluß von Erdwärme, so daß eisfreie Grundmoräne bleibt. Es hängt vom Druck der Eislast ab, ob die Grundmoräne wieder zu Untermoräne wird (Anm. 7). Geschiebepflaster mit einheitlich geschliffener Oberfläche bezeugen erneute Aufnahme vormaliger Grundmoräne in die bewegte Untermoräne. Die großen Geschiebe wurden dabei aber in die ruhende Unterlage hineingepreßt (GRIPP 1973, 1974). Geschliffene und zerbrochene große Geschiebe zeugen von den Druckkräften, die dabei auftreten können (GRIPP 1964, Taf. 40, Abb. 1).

In dem Maße, wie die Mächtigkeit des überlagernden Eises abnimmt, wächst diejenige der Grundmoränen-Lage, da Untermoräne herangeführt wird, solange wie das Fis fließt.

Die petrographische Zusammensetzung der Grundmoräne hängt von den Gesteinen ab, über die das Eis floß. In Schweden ist die Grundmoräne tonfrei, also sandig. Besonders durch Aufnahme von Kreide wird sie kalkig und durch tertiäre Tone bindig. Im Flachland besteht die Grundmoräne daher aus Geschiebemergel. Die Anfrachtung der Grundmoräne geschieht nur bis zur jeweiligen Eisrandlage. Grundmoräne gleich außerhalb derselben ist um eine Vereisungsphase älter. Eine weitreichende Grundmoränen-Decke setzt sich theoretisch aus — im Profil betrachtet — spitzwinkligen Teilstücken zusammen, die in der Nähe des Eisrandes am dicksten, je weiter davon entfernt um so dünner sind, entsprechend dem höheren Druck der eiswärts dickeren Eislage.

Die Geschiebe liegen in der Grundmoräne eingeregelt (K. RICHTER 1937). Auch das Feinkorn ist, zumindest lagenweise, eingeregelt (SEIFERT 1954). Der Gehalt an Schwermineralen ist unterschiedlich und ermöglicht verschieden alte Geschiebemergel zu trennen (LEINTZ 1933, STEINERT 1952). Elektronenmikroskopische Untersuchungen der Oberfläche der Quarzkörner ermöglichen Eis-Verfrachtung zu erkennen (BRAMER 1966; weiteres in LINDSTRÖM 1972).

Messungen der Einregelung sind in erheblichem Umfang gemacht worden, aber bei weitem nicht genug, besonders nicht beim Feinkorn in den einzelnen, durch Trennflächen begrenzten Lagen der Grundmoränen-Bänke. Die Feinstruktur sollte auch darüber Aufschluß geben, was primäre Grundmoräne und was durch Wasseraufnahme an der Erd- oder Eisoberfläche zerflossene und somit umgelagerte Grundmoräne ist. Solches geschieht vielfach im Bereich der Endmoräne. Grundmoränen-Lagen bleiben voll erhalten, wo das überlagernde Eis als Toteis, und dies gar unter einem Innensander geschützt, langsam schwand. Im Bereich der Endmoräne wurde die Grundmoräne durch Rutschungen, Umlagerung und Zerspülen zumeist weitgehend zerstört.

4. Schuttablagerung vor dem Eisrand

Schutt vor dem Eisrand wird angehäuft einmal durch Ausschmelzen der Gesteinsfracht des Eises = Satz-Endmoräne, zum anderen durch Aufpressen des Vorlandes durch die Eisfront = Stauch-Endmoräne.

4.1. Satz-Endmoränen

Eis-Schutt wird abgesetzt am Rande des Eises, je nach Verlauf der schuttführenden Eislagen. Enden diese frei horizontal, so fällt der Schutt heraus und wird ausgewaschen und bei geringem Vorrücken des Eises ein wenig zusammengeschoben. Sind schutt-

führende Eislagen als Schermoränen aufgerichtet, so schmilzt das Eis der Untermoräne. Der freigewordene Schutt breitet sich aus und schützt das Eis vorübergehend vor schnellem Schwund (GRIPP 1964, Taf. 36, Abb. 1). Auch den Satzmoränen angelagerte Alt-Schnee-Massen, ice cored morains (ØSTREM 1964), können lange erhalten bleiben. Satzmoränen sind bezeichnend für Gebiete mit festem Untergrund. Im Flachland sind sie in der Minderzahl (Anm. 8). Außer bei Schüttung in tiefes Wasser erreichen Satz-Endmoränen nicht die Höhe von Stauchmoränen.

Satzmoränen finden sich

1. frei auf Fels, Taf. 1, Abb. 1
2. an Stauchmoränen und Innensandern
   a) als Wall aufgesetzt, Taf. 2
   b) angelagert auf der Innenseite der Stauchmoränen und der Hochsander (GRIPP & TODTMANN 1926)
   c) von Schmelzwässern zerspült in Resten (GRIPP 1952, Taf. 2—4).

Im norddeutschen Flachland treten Satz-Endmoränen am äußersten Rand der Würm-Vereisung auf. Im Flachland von Ost-Polen und Rußland sind sie verbreitet, da dort die Unterlage des Eises festes Gestein ist.

4.2. S t a u c h - E n d m o r ä n e n (Taf. 2, Taf. 5, Abb. 2)

Schon 1875 ist von J. F. JOHNSTRUP (siehe GOTTSCHE 1897:4, GARBOE 1961: 338) veröffentlicht: „Eine große Kraft hat Geröll-Ton bis zu einer bestimmten Linie gebracht. Außerhalb dieser Linie wurden große Sandmassen zu bedeutender Höhe aufgehäuft und dies in hügeligen Geschiebesand-Gürteln, die Endmoränen sehr ähneln." Dies war beides: Ein vorsichtiger Hinweis auf Inlandeis und auf durch Schub entstandene Endmoränen. Diese an versteckter Stelle gebrachte Deutung wurde erst von GOTTSCHE in Deutschland bekanntgemacht — aber nicht verwertet. BERENDT (1881) benannte den von einer vorrückenden Eisstirn zusammengeschobenen, jüngst ausgetauten Schutt „Staumoräne" zum Unterschied von dem von der Eisoberfläche herabgerutschten Schutt. Diese Bezeichnung wurde 1889 von Henry SCHROEDER erweitert auf vom Eise zusammengeschobene Ablagerungen aus dem V o r l a n d des Eises. WAHNSCHAFFE (1909: 160) schrieb: „H. SCHRÖDER wies nach, daß durch den einseitig lastenden Druck des Inlandeises während einer Stillstandslage vor dessen Rand Geschiebemergel, Sande, Kiese und Tone sowie Tertiär und Kreidebildungen als sogenannte Staumoräne hoch emporgepreßt wären." Neu und zutreffend war die Anschauung, daß die Stauchung das V o r l a n d erfaßt hatte. Da in den Staumoränen nicht gestaut, sondern gestaucht war, benutzte GRIPP (1929) die Bezeichnung Stauchmoräne. K. RICHTER (1937) schlug vor, von Stapelmoränen zu sprechen. Diese Bezeichnung war aber 1901 (VON BOEHM 1901: 245) für Ufer- und Stirnmoränen verwandt worden. LLIBOUTRY kennt keine Stauchmoränen. Dessen moraines de poussé sind kleine Schübe im Bereich der Satzmoräne, ebenso die push moraines auf Island (OKKO 1955). WOLDSTEDTS Angaben (1939) über trotz festem Untergrundes große Stauchmoränen vor dem Buar Bree auf Island stellte TODTMANN (1960: 22) richtig. Die Grundtatsache, daß das am Widerlager steil aufgerichtete Eis mit seiner Basis das Vorland aufpreßt (GRIPP seit 1929), wird bis heute nicht in unseren Lehrbüchern und auch nicht in der Übersicht von EMBLETON-KING zur Kenntnis genommen.

Die Entwässerung der Eiszungen mit Stauchmoränen davor geschah selten frontal, häufig seitlich (Anm. 9). Bei benachbarten Groß-Loben entwässerten deren inglaziale Tunnel bisweilen in dem Einschnitt als dem Ort des niedrigsten Auslaufes. Wo benachbarte Eiszungen sich in Kreide-Ablagerungen eingeschürft hatten und das Eis erneut anschwoll, wurden die von zwei Seiten gepreßten Kreide-Reste in Kerbstauchung höher als in der Stirn angehoben (Moen).

Unruhig wechselnd ist der Verlauf der jüngeren Stadien der Stauchmoränen (Abb. 3): Gabeln, Schlingen, Stauchmoränen in Schlingen und eingedrückte Moränen-Schlingen sind angetroffen (GRIPP 1955, 1964: 184). Anscheinend sind benachbarte Eiszungen nicht stets zu gleicher Zeit entstanden. So hat in NW-Sjaelland (Seeland) die Lammefjord-Eiszunge die Randmoränen der benachbarten Sidingefjord-Eiszunge etwas beiseitegeschoben. Farbig angelegte Höhenschichten-Karten zeigen dies.

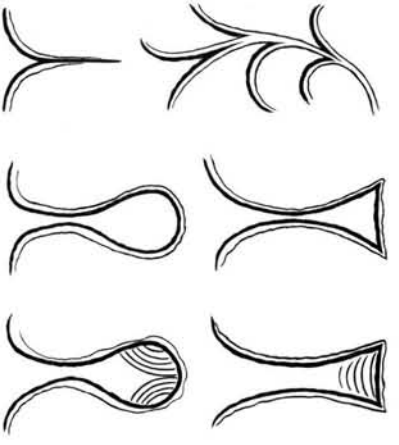


Abb. 3. Die verschiedenen Formen der Endmoränen-Gabeln, zum Teil mit Stauchfalten.

Die Tatsache, daß Stauch-Endmoränen nicht durch Pressung während der Stillstandslagen des Eisrandes, sondern durch Vordringen des Eisrandes entstanden sind, belegen der Vorstoß des Duckwitz-Gletschers (Taf. 7, Abb. 1), der zwischen 1900 und 1919 um 5,4 km vordrang (GRIPP 1929: 209), sowie der Penck-Gletscher (Spitzbergen), der 1927 im Hochstadium war und 1934 von ROZYCKI als schmelzendes Toteis angetroffen wurde.

4.3. Oser

Das schwedische Wort Ås, Plural Åsar, bedeutet Bergrücken, Hügelkette und wird verdeutscht als das Os, die Oser verwandt. Das irische Wort Esker wird gleichfalls für die auch als Wallberge bezeichneten Gebilde benutzt. v. KLEBELSBERG (1948: 292) gab eine gute Zusammenfassung der verschiedenen Erscheinungs- und Entstehungsformen. Dem ist hinzuzufügen:

1. Wo inglaziale Tunnel im Grundwasser der Zungenbecken endeten, konnten Oser nicht entstehen, da sie keine schuttführenden Lagen querten. Aus diesem Grunde sind sie im Flachland mit Lockerboden selten, im Gegensatz zum Felsgebiet in Schweden und Finnland. Im Flachland wurden Rücken, die rechtwinklig zu den Endmoränen verlaufen, häufig als Oser angesehen. Seitdem erkannt ist, daß vom Eisrand zahlreiche kleine Zungen vordrangen, ist eine große Zahl der Oser als seitlich gelegene Teile von Endmoränen eingeordnet worden (GRIPP 1964: 238).
2. Dort, wo der Eisrand am Widerlager aufgerichtet war, mußten inglaziale Wässer zur Seite abbiegen (GRIPP 1975 b).
3. Da das Gefälle inglazialer Wasserläufe auf den Eisrand hin ausgerichtet war, schuf dessen Rückverlagerung ein jeweils neues inglaziales System. Hierauf beruhen die Knicke und die Unterbrechungen dort, wo eine größere Randmoräne und ein Os sich einander nähern (MAGNUSSON, LUNDQUIST, REGNÉLL 1963: 461, FRÖDIN 1916, Taf. 8).

4. Es ist trotz zahlreicher Erörterungen noch ungeklärt, ob in basale Spalten des Eises aufgestiegene Grundmoräne die sogenannten Aufpressungs-Oser entstehen ließ (J. KORN, P. G. KRAUSE, v. KLEBELSBERG 1948: 303) oder dicht oberhalb der Eis-Basis der Boden der Tunnel eingedrückt wurde und Grundmoräne aufsteigen konnte.

Wenn der Sander höher aufgeschüttet wird, besonders durch Schuttzufuhr von der sinkenden Eisoberfläche her, steigt der Wasserspiegel im subglazialen Tunnel. Die Schuttlage wird mächtiger und setzt schon weiter eiswärts ein.

Ungeklärt ist noch, was mit dem subglazialen Wasserlauf geschieht, wenn eine Zone als Toteis abgetrennt wird, indem fließendes Eis am Toteis-Widerlager aufwärts steigt.

5. Schutt und Gletscherwässer außerhalb des Eises

In Abschnitt 2 ist dargelegt, daß sich die Schmelzwässer auf der Oberfläche des Eises zweiteilen. Bei hinreichend hoher Lage des Eises werden die Oberflächenwässer am Rande des Eises weder inglazial noch randlich abgeleitet. Sie laufen quer über die steil aufgestiegenen Unter- und Grundmoränen und zerspülen sie. JEWTUCHOWICZ (1973: 121) berichtet, daß im Sommer 1968 180 Oberflächen-Bäche den rund 15 km langen Rand des Skeidarajökull querten. Nach Korngrößen gesondert lagern die Rinnsale ihre Last in sehr flachen Kegeln übereinander ab. Es entstehen die

5.1. Hochsander

Hochsander unterscheiden sich durch die Art der Aufspülung und die Kornverteilung von den aus zuvor inglazialen Flüssen aufgeschütteten Flachsandern. Hochsander sind im Bereich dichtgedrängter Eisrandlagen hoch und schmal. Es konnte beobachtet werden, daß zunächst kleine Stauchwälle vorhanden waren, über die dann ein Hochsander aufgespült wurde. Anstieg der Eisoberfläche und des Hochsanders geschahen mit gleicher Geschwindigkeit. Höhen von 30 m wurden erreicht. Schrägschichtung und Rinnen fehlen; flache 20—30 m breite Linsen bauen den Sandkörper auf (GRIPP 1975b), (Taf. 6. Abb. 1). Unter den früher morphologisch erschlossenen Endmoränen sind, wie neue Aufschlüsse gezeigt haben, Hochsander nicht selten. Da es Gebilde des Eisrandes sind, zeigen sie dessen Verlauf an.

5.2. Flachsander

Mit der Benennung Sander wurden von KEILHACK (1884) die norddeutschen Schmelzwasser-Sand-Flächen mit denen Islands zutreffend verglichen. Sie wurden von zuvor inglazialen Flüssen ausgebreitet. Diese wechseln infolge Sediment-Anhäufung ständig ihre Lage. Daher entstehen Kreuz- und Delta-Schichtung. Geröll wird in Bachbetten angereichert. Bei deren Verlagerung entstehen Geröll-Lagen. Eisschollen frachten bei Hochwässern Geschiebe erstaunlicher Größe an. Da die Flachsander vom Austritt der Wässer aus dem Eis her aufgeschüttet werden, handelt es sich um sehr flache Kegel. Auf ihnen kann die Richtung der Wasserläufe bis 180° schwanken. Gefälle und Korngröße der Fracht nehmen mit der Entfernung ab. Die anfangs vielfach verzweigten Wasserläufe vereinigen sich zumeist zu Flüssen. Deren Wasser trägt tonige Bestandteile weit fort. Wo diese im Meer oder stehenden Gewässern enden, schlagen sich „Tone" nieder, zu Eismeer- oder Beckentonen.

Das Gefälle führte die Schmelzwässer anfangs zur fernen Nordsee. Dies heißt, sie liefen in Jütland parallel zueinander vom Eisrand weg nach Westen. In Norddeutschland und Polen aber sammelten sie sich in dem Eisrand parallelen Tälern. Diese waren zunächst Haupttäler genannt. 1898 führte KEILHACK dafür die Bezeichnung Urstromtäler ein. Die zur Zeit der Schneeschmelze gewaltigen Wassermassen spülten Feinkorn fort. Örtlich rei-

cherten sich Blockpackungen am Grunde des Urstromtales an. Schluffe und Tone kamen erst im Nordsee-Bereich zum Absatz. Das Feinkorn der Mindel-Vereisung wurde in Richtung der Straße von Calais verfrachtet und als „Lauenburger-Ton" in zahlreichen flachen Senken niedergeschlagen.

5.3. Endmoränen-Vertreter

Häufiger als bisher beachtet, werden Sander, insbesondere Hochsander, angetroffen, an die eiswärts ein Zungenbecken angeschließt (Taf 1, Abb. 2). Eine wallförmige Endmoräne fehlt. Diese wird durch den Innenhang des Sanders vertreten. In GELLERT (1965 74) werden diese Hänge von FRANZ und WEISSE „Endmoränen-Vertreter" benannt. K. RICHTER (1937: 33) bezeichnete sie als Pseudo- oder Kamesterrassen.

Da damals der Begriff Hochsander noch nicht ausgeschieden war, nahmen jene Autoren an, daß Sander, die schon Endmoränen-Vertreter bildeten, später zu Stauchmoränen zusammengeschoben wurden. Hochsander mit ungestörter Schichtung im Zuge einer Eisrandlage bezeugen jedoch, daß Endmoränen-Vertreter dort entstanden, wo Grundmoräne am Widerlager (etwa niedrige Stauchmoräne) aufgestiegen war. Hierbei zerstörten auf den Hochsander hinauslaufende Bäche die Grundmoräne. Blockreiche Lagen blieben am Fuße der Wand der Endmoränen-Vertreter zurück.

Die Tatsache, daß der Rand des Eises am Widerlager aufgerichtet ist, verzögert die Lage-Veränderung des Eisrandes bei Schwankungen des Eiszuflusses. Läßt dieser nach, so sinkt die Oberfläche des Eises vor dem Widerlager in die Tiefe, ohne daß sich die Lage des Eisrandes ändert. Dies geschieht so lange, bis die zu geringe Mächtigkeit des Eises ein weiteres Fließen nicht mehr zuläßt und dadurch ein Toteis-Gürtel abgetrennt wird. Bei mehreren Schwankungen der Eiszufuhr konnte das Eis am Widerlager ohne Veränderung der Randlage auf- und absteigen.

Wir müssen heute zwei Arten von „Stillstandslagen" des Eisrandes unterscheiden:

1. Stillstandslage, entsprechend früheren Vorstellungen, mit Aufbau einer Satz-Endmoräne. Eiszufuhr und Abschmelzbetrag gleich groß, daher gleichbleibende Lage der Satz-Endmoräne.
2. Stillstandslage des Eisrandes durch Endmoränen-Vertreter. Am Widerlager von Stauchmoräne oder Hochsander aufwärtsfließendes Eis gleicht wechselnde Eiszufuhr durch Aufsteigen und Absinken der schmelzenden Oberfläche des Eises aus. Eine Verschiebung der Lage des Randes bewegten Eises tritt dabei nicht ein, so lange wie der Endmoränen-Vertreter erhalten bleibt und das Eis fließt.

Endmoränen-Vertreter bezeugen Eisrandlagen. Bei der glazialmorphologischen Auswertung von Höhenschichten-Karten sind sie häufig als Endmoränen angesehen und bezeichnet worden. Die Bezeichnung als Eisrandlage ist trotz neuerworbener Erkenntnis zutreffend.

5.4. Becken-Ablagerungen

Gletschertrübe hat sich vielfach in kleinen Becken abgelagert. Der Wechsel von sandigen und tonreichen Schichten entspricht nach Sigurd HANSEN (1940) dem unterschiedlichen Niederschlag. Nur dickere, in größerem Abstand eingeschaltete Tonlagen können als Winterwarv angesehen werden. Jener Verfasser wies ferner nach, daß eine Konnektion der norddeutschen Profile mit der schwedischen Warven-Folge bisher nicht geglückt ist. Reste arktischer Pflanzen und Schreitspuren von Insekten sind gelegentlich in den Beckenabsätzen beobachtet.

6. Die Aussagen der Geschiebe

Die vom Eise verfrachteten Gesteinsstücke, richtig als Eis-Geschiebe, allgemein aber kurz als Geschiebe bezeichnet, haben besonders durch ihren Fossilinhalt schon vor dem Wissen von der Verfrachtung durch das Inlandeis Interesse erregt.

Bei den Eis-Geschieben erheben sich die Fragen:

a) auf welche Weise gelangten sie in das Eis?

b) wo wurden sie vom Eise aufgenommen?

c) welche Wege legten sie im Eise zurück?

d) was sagen sie in stratigraphischer Hinsicht aus?

a) Gesteinsstücke wurden vom Inlandeis aufgenommen, sobald es die Mächtigkeit erreicht hatte, die ermöglicht, daß die Untermoräne dem Felsen aufliegt. Es handelt sich dabei um periglazialen Schutt, der im Hochgebirge und am Ende der vorletzten sowie zu Beginn der letzten Vereisung entstanden war. Die Hinterlassenschaft der Riß-Vereisung im Hartboden-Bereich (Schweden, Finnland) wie Endmoränen, Oser, Luv- und Lee-Moränen wurde vom jüngeren Eis nahezu restlos abgetragen. Auch die von Bergstürzen herrührenden, z. T. zahlreichen großen Blöcke wurden vom Eise aufgenommen und verfrachtet.

Im flachen Gelände mit Lockerboden zerstörte das Eis weitgehend die eemzeitlichen Ablagerungen einschließlich der früh- und spät-eemzeitlichen. Die während des Interglazials möglicherweise entstandenen tektonischen und salztektonischen Aufragungen lieferten Schollen, und an den Flanken von Gotland und Oeland sowie am estländischen Glint entriß das Eis Material aus dem Anstehenden.

Die Fracht des Eises bestand somit teils aus schon vorher verfrachteten Geschieben, teils aber aus an Widerlagern abgeschürften Schollen (G. Petersen 1924).

b) Die Frage: Wo wurden die Geschiebe vom Eise aufgenommen, ist die Frage nach der Heimat der Geschiebe. Schon Gottsche (1883) suchte Herkunft und Frachtweg zu klären. Von den zahlreichen Untersuchungen sei auf H. Ludwig (1938), Wennberg (1949) und Hucke-Voigt (1967) hingewiesen. Auch die kristallinen Geschiebe gaben Hinweise (J. Petersen 1909, Korn 1927 und K. Milthers 1942). In den Niederlanden bestand großes Interesse an Geschieben (van Calker, Schroeder van der Kolk). Den Bernstein als Geschiebe behandelte schon früh Häpke (1875). Hesemann (1931) kennzeichnete eine Geschiebe-Gemeinschaft anschaulich durch Anteils-Zahlen aus 4 Herkunftsbereichen. Aber präziser stellte Lüttig (1958) die Verbindung zwischen Fundort und Anstehendem her. Er gibt für möglichst zahlreiche Geschiebe die geographische Länge und Breite der Heimatorte an. Den Ort des Durchschnittswertes der Heimatorte nennt er „das theoretische Zentrum der Heimat der Geschiebezusammensetzung". Die Werte des gleichen und der benachbarten Endmoränenzüge ermöglichen brauchbare Aussagen über Herkunft und Weg des Eises.

c) Für die Kenntnis der Wege, die das Eis nahm, ist die Unterscheidung von Fern- und Nah-Geschieben wertvoll. In Schleswig-Holstein ist der Nah-Geschiebe-Anteil in den späten Eiszungen erstaunlich verschieden. Dessen Grenze fällt mit den Endmoränen-Gabeln zusammen.

Da das Inlandeis während des Hochstadiums überwiegend radial floß, während des Abschmelzens aber weitgehend von den Senken der Erdoberfläche gelenkt wurde, konnten Geschiebe in anderer Richtung als zuvor verfrachtet werden, z. B. durch die Belte und über die dänischen Inseln und West-Schonen nach Norden. Andererseits sind Rhomben-

porphyre von Oslo bis Berlin gelangt. Ob die letztgenannten zur Riß- oder Frühwürm-Zeit verfrachtet wurden, ist noch ungewiß.

d) Zählungen in aufeinanderfolgenden Endmoränen (SIMON 1938) zeigten einen auffallenden Wechsel der Heimat der Geschiebe, also Zufluß des Eises aus wechselnden Richtungen. Untersuchungen, ob dies auch für die Eisrandlagen in Mecklenburg und Pommern gilt, sind erwünscht.

Das Bemühen, nicht den gesamten Inhalt der Geschiebe-Gemeinschaft, sondern die Häufigkeit bestimmter Gesteine (Flint, Kristallin) z. B. V. MILTHERS (1909), K. RICHTER (1933), oder die Häufigkeit eines einzelnen Geschiebes auf einer Flächen-Einheit (K. MILTHERS 1942) zur Kennzeichnung eisentstandener Ablagerungen zu benutzen, ist stratigraphisch verwandt worden. Manche Ergebnisse der Geschiebe-Forschung sind schwer zu vereinigen mit der viel benutzten Anschauung, daß gleiche Zusammensetzung des Geschiebe-Inhalts zeitgleiche Eisabsätze belege.

Zerbrochene Geschiebe

Nicht die vom Frost gesprengten Geschiebe, insbesondere die als „zerquetschte" Geschiebe gedeuteten kleineren Kalk-Geschiebe sind gemeint, sondern feste, kluftfreie Kalksandsteine, die bei kurzem Transport im Eise quer durchgebrochen sind, z. B. ein Stück 1,80 m lang, 0,55 m dick (GRIPP 1964, Taf. 40, Abb. 2). Der Block war am Rande der Salzstruktur vom Eise aufgenommen und oben auf der Struktur quer zerbrochen gefunden. Die beiden Teile wurden verschieden geschrammt hinterlassen. Ob der Bruch durch Auflage-Pressung oder seitlichen Druck entstand, ist nicht erkannt. Jedenfalls zeugt dieses Geschiebe von den Kräften, die an der Basis des Eises auftreten können.

7. Formen aus der Zeit vor der Schmelze überschütteten Eises

Eisfreie Formen wie Stauchmoränen, Hochsander und bestimmte Satzmoränen blieben nahezu unverändert erhalten. Es sind aber beim Schwinden der Eisdecke zwei weitere formenbildende Stadien zu unterscheiden, einmal jene, die durch Schwinden des Eises bis an die Erosions-Basis = Niedertau-Ebene (GRIPP in RUST 1943) vorübergehend vorhanden waren; weitgehend erst später entstanden durch das Tauen hoch überschütteten Eises zahlreiche endgültige Formen = Tieftauen (GRIPP 1933).

7.1. Niedertau-Ebenen — Innere Flachsander

Wenn das Schmelzen des Eises dessen Zufluß übertraf,, schwand das Eis, aber nur bis in das Niveau des Flußnetzes. Die Bäche und Flüsse überdeckten mit ihrem Schutt das Eis und schützten es für längere Zeit vor weiterer Schmelze. Taf. 2, Abb. 2 und Taf. 6, Abb. 2 zeigen die Niedertau-Ebene vor dem Usher-Gletscher (Spitzbergen). Vom Verhältnis Erdwärme — Mächtigkeit dauernd geforenen Bodens — Sonnen-Erwärmung hing es ab, ob das Eis unter der Niedertau-Ebene schneller von oben oder von unten schwand. Für längere Zeit glich die Schuttzufuhr ein Absinken der Niedertau-Ebene aus. Reste von den inneren Flachsandern blieben nur erhalten, wo sie nicht auf Toteis, sondern auf eisfreiem Untergrund wie abgetragenen Endmoränen lagen. Anteile der inneren Flachsander dürften heute als Folge des späteren Tieftauens weitgehend am Grunde von Seen liegen.

7.2. Aussparhohlformen

Als die vom Eise hinterlassenen Formen eisgeschichtlich ausgewertet wurden, ergab sich, daß zwei oder drei Eiszungen zwischen sich ein Gebiet freigelassen hatten. Dort kann zeitweilig Eis der vorhergegangenen Phase und danach deren Grundmoräne frei gelegen

haben. Auf jeden Fall ist das Gebiet von den umgebenden Eiszungen nicht ausgefüllt worden. Dies traf besonders ein, wenn beiderseits einer Stauchmoräne von geringer Erstreckung Gletscherzungen vordrangen, ohne sich zu berühren (GRIPP 1952: 126).

8. Das Tieftauen (Taf. 8)

Als der Eisrand schon weit im Norden lag, war noch verschüttetes Eis in großem, aber abnehmendem Ausmaß im Untergrund vorhanden. Je mächtiger die schützende Decklage und je geringer deren Wärmeleitfähigkeit (Torf) waren, desto länger hielt sich das verschüttete Eis. Auch die Wärme fließenden Grundwassers wird bedingt haben, wie schnell die Eisreste schwanden. Zeugen sind eine Bruchwald-Decke, die statt 30 cm 9 m mächtig war, also über schwindendem Eis abgesunken und oben nachgewachsen war (GRIPP & SCHÜTRUMPF 1953). Die von RUST geborgenen spät-paläolithischen Rentierjäger-Hinterlassenschaften liegen in Schichten, die aus waagerechter Lage durch Eisschwund schräggelagert sind (RUST 1936; 1943). Nach bisher möglichen Datierungen endete das Tieftauen in Schleswig-Holstein während des Mesolithikums, also um 5000 vor Chr.

9. Die nach dem Schwinden des Eises verbliebenen Formen

Anfangs schneller, später langsamer schwanden die auch bei trockenem Wetter feuchten Stellen an der Erdoberfläche der vom Inlandeise verlassenen Landschaft. Als die letzte dieser vom Tauen des verschütteten Eises stammende feuchte Stelle geschwunden war, war das Tieftauen nahezu beendet. Mit zusätzlichen Hohlformen (Seen, Moore) und örtlich neuen Flußnetzen war die vorerst endgültige Form der vom Eise hinterlassenen Landschaft erreicht.

Merkwürdig langsam hat man sich durchgerungen, eisbedingte Formen als Zeugnisse des Geschehens heranzuziehen. So schrieb GOTTSCHE (1897: 19): „... ich es für verkehrt halte, die Begrenzung einfach aus den Höhenkurven der Meßtischblätter zu konstruieren, wie BERENDT (1893: 537; 1894: 843) es bei Rendsburg für ein 7 km langes Stück getan haben muß." Ebenda S. 30/31 heißt es: „auf den Duvenstedter Höhen (dem vorgenannten Gebiet!) fand ich keine Blockpackung oder Stein-Bestreuung, während BERENDT (1894: 843) im Anschluß an die topographische Karte drei Reihen hintereinander gelegener Endmoränen-Ketten bis 2 km Länge verzeichnet." 20 Jahre nach Anerkennung der Inlandeis-Theorie wurde es also noch abgelehnt, in der Form eine Endmoräne zu erkennen, wenn sie den für erforderlich gehaltenen Grobschutt nicht sichtbar enthielt. Stauchmoränen — um eine solche handelt es sich im erörterten Gebiet — waren noch nicht bekannt. Erst PENCK, TIETZE (1917) und WOLF (1915) (siehe in GRIPP 1924: 167) erkannten Endmoränenzüge und deren Altersunterschiede aus den Formen. MAASS seit 1898 und STRUCK seit 1902 benutzten Formen zu Einzelgliederung der Eisrandlagen. GRIPP (1924) zeigte aus der Grenze junger Formen auf, wie weit das Würm-Eis in Norddeutschland vorgedrungen war (Anm. 10).

9.1. Verlauf der Endmoränen-Züge

Die Annahme von einer Folge nahezu paralleler „Stillstandslagen" während des Rückschmelzens des Inlandeises hat sich für weite Teile des Flachlandes, wie erwähnt, als unzutreffend erwiesen. Mit abnehmendem Eiszufluß lösten sich Loben in zunehmend schmalere Eiszungen auf. Ferner drangen Teile des Ostsee-Eisstromes nach S, W und N vor. In kleinerem Format kennen wir sogar Eiszungen, die — von der Gestalt des Untergrundes gelenkt — aufeinanderzuliefen. Schmale Eiszungen scheinen sogar um 180° umgeschwenkt zu sein, so in Sundewitt westlich der Insel Alsen (Als) und bei Glücksburg.

Da bei diesem Geschehen Stirn- und Seitenmoränen entstanden, konnte die Größe der Ablagerungen von Randschutt wie auch die Stauchwirkung in geringem Abstand unterschiedlich sein (Anm. 11).

Endmoränenzüge, besonders sandig-kiesiger Zusammensetzung konnten von Schmelzwässern und später auch von der Uferbrandung größerer Seen abgetragen werden. Es blieben dann an Toteisformen arme Sockelflächen. Einen rezenten Beleg brachte KLIMASZEWSKI (1960, Taf. 16) vom Comfortless-Gletscher (Spitzbergen).

9.2. Kuppige Grundmoränen-Landschaft

Eine morphologische Einheit „Kuppige Grundmoränen-Landschaft" gibt es nach heutigem Wissen nicht. Sie wurde 1888 von WAHNSCHAFFE ausgeschieden. Die Vorstellung, innen an einer Endmoräne schlösse ein Bereich der Grundmoräne an bis zur nächsten Stillstandslage des Eisrandes hin, war bedingt durch die damalige Auffassung, einmaliges Vorrücken und beständiges Rückschmelzen sei nur von Stillstandslagen unterbrochen worden. Vorrücken des Eises und dichtgedrängte Eisrandlagen wurden noch nicht in Betracht gezogen. Der Begriff muß heute, als auf vorgefaßter Meinung beruhend, fallengelassen werden, (siehe GERMAN 1973: 10, GRIPP 1974 b).

9.3. Grundmoränen-Ebenen

In Brandenburg und auf den dänischen Inseln sind ebene Gebiete als Grundmoräne aufgebaut. Es fehlen von Gletscherwässern hinterlassene Sande und Kiese. Wenn diese Wässer den Weg über die Grundmoränendecke nicht genommen haben, so müssen sie unterhalb derselben abgelaufen sein. In der Tat hat die Erosions-Basis in jenen Gebieten nicht auf, sondern unterhalb der Basis des Eises gelegen. Dies ist bei den dänischen Inseln durch das Gefälle zum noch tief gelegenen Meeresspiegel im nahen Kattegat und Skagerrak verständlich (GRIPP 1974 b).

9.4. „Tunneltäler" — richtiger Zungenbecken-Reihen

1903 hat N. V. USSING in Jütland erkannt, daß die Spitzen der Sanderkegel am Ende von Tälern mit Seenketten lägen. Er nannte sie 1904 Fjord-Täler. Seit 1921 werden sie Tunneltäler genannt. Diese Bezeichnung war zum Teil der Grund dafür, daß Jahrzehnte lang eine einleuchtende Erklärung für deren Entstehung ausblieb. WOLDSTEDT hat sich 1923—1954 damit befaßt. KOZARSKI (1967) erörterte die Frage erneut eingehend und ohne Erfolg. GRIPP (1964: 187) gab in Karte und Schnitt an, was aus einem gut erhaltenen Tunneltal über dessen Entstehung abzuleiten ist. Kaj HANSEN (1971) nahm zutreffend an, daß schmale Zungen von der Hauptmasse des Eises „avantgardistisch" vorgedrungen seien. H. L. ANDERSEN (1972) vermutet gleichfalls eine Eiszunge als Erzeuger des durch Bohrungen und Elektro-Sondierung nachgewiesenen Tales. Aber der Motor zu dem Geschehen wurde erst jetzt erkannt: Das Fehlen eines Widerlagers vor dem aufgestauten Eis dort, wo ein in- oder subglazialer Fluß austrat. Durch diese Lücke floß das Eis aus. Eine schmale Eiszunge drang mit Gefälle vor und schürfte sich ein schmales Zungenbecken aus, erheblich tiefer als das Niveau des Schmelzwasser-Flusses. Dieser Vorgang wiederholte sich jedesmal dort, wo das Eis erneut an einem Widerlager endete. Die Schmelzwässer wurden teils am Ende der Eiszunge, teils an deren Seite subaerisch (Abb. 4).

Da das Eis in diesen Zungen nicht infolge des allgemeinen Fließens des Inlandeises, sondern infolge eines örtlich beschränkt eingetretenen (Schwerkraft-)Gefälles floß, sollte man sie als Glaziellen besonders kennzeichnen. Sie traten nicht nur an der Stirn des Eises auf, sondern konnten seitlich ausfließen: Ratzeburger Eiszunge, ferner Selker und Haddebyer Noor am Ende der Schleswiger Eiszunge. Glaziellen sind beschränkt auf das Gebiet

des lockeren Untergrundes. Das heutige Erscheinungsbild solcher Eiszungen-Rinnen ist abhängig von der Mächtigkeit des verschütteten Eises wie derjenigen der Überdeckung durch Absätze aus Eis- und Nach-Eiszeit.

Glaziellen waren wahrscheinlich auch die Erzeuger der rätselhaften Rinnen, die schon seit 1890 in Ost-England (WOODLAND 1970 S. 522) aus Bohrergebnissen erkannt wurden, später von WOLFF aus dem Untergrund von Bremen und von E. KOCH (1924) aus Hamburgs Umgegend bekannt gemacht wurden. KOCH wies darauf hin, daß einige Rinnen am Südende ringsum geschlossen sind (S. 65). Die von ihm Becken genannten Senken erreichen 200 m Tiefe. Wenn die vorstehend vermutete Art der Entstehung zutrifft, entspricht die Auffüllung jener Glaziellen der zunehmenden Schuttablagerung im Ausmaß des Schwindens des verschütteten Eises. KOCHS zwei Systeme von Tälern dürften zur Mindel- und zur Riß-Zeit entstanden sein. KOCH vermutete schon Eiszungen als Erzeuger jener Rinnen.

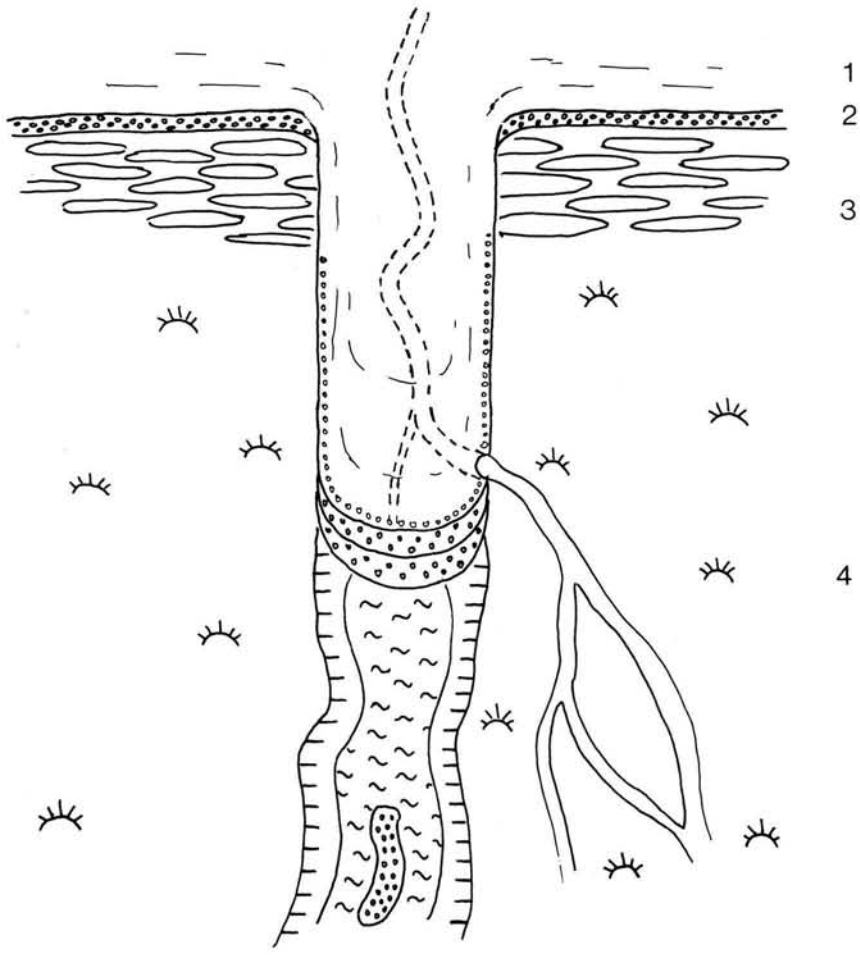


Abb. 4. Schematische Karte einer Glazielle. Oben das am Widerlager der Stauchmoräne (3) aufwärts fließende Eis (1) mit Ausbiß der Grundmoräne (2). Das Eis ist dort ausgeflossen, wo ein inglazialer Bach (gestrichelt) die Stauchmoräne abgetragen hatte. Die Glazielle hat im etwas älteren Teil ihres Tales eine Stauchmoräne (gekringelt) zusammengeschoben. Diese zwang den inglazialen Wasserlauf zur Seite, durch das Vorland (4), abzulaufen. Im niedergetauten älteren Teil der Glazielle Tundra auf Schmelzwasser-Absätzen, aus denen ein Kiesrücken (punktiert) osartig herausragt.

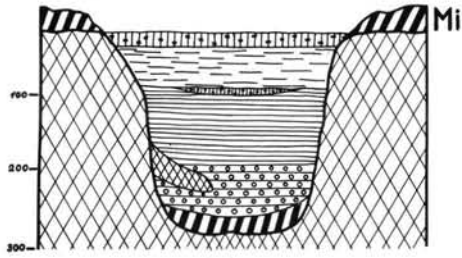


Abb. 5 a

Abb. 5 b

Abb. 5 a. Schnitt durch eine mindelzeitliche Glazielle in Hamburgs Untergrund, angefüllt mit

oben	Inter-glazial	Torf Meeresabsätze (kurz gestrichelt)
	Mindel-Vereisung	Torf ± warwiger sog. Lauenburger Ton (waagerechte Linien) Schmelzwasserabsätze Grundmoräne

Abb. 5 b. Das rißzeitliche Eis hat die oberen Lagen der Füllung der mindelzeitlichen Glazielle teilweiße abgetragen und mit seinen Ablagerungen (schräge Balken) die Glazielle überdeckt.

Aber es war nicht das Inlandeis selber, sondern Rand-Ausbrüche steil gestellten Eises ließen die langen Reihen von Glaziellen-Becken entstehen. Untersuchungen der mindel- und riß-zeitlichen Glaziellen lassen Aufschlüsse über Mächtigkeit und Fließrichtung jener älteren Vereisungen erwarten. Vielleicht sind unter jenen Hohlformen auch einige aus der Zeit des Vorrückens des jeweiligen Inlandeises.

Die Reihen von Glaziellen sind nicht von fließendem Wasser, sondern vom Eise als hintereinandergereihte Zungenbecken entstanden. Sie sind die Fjordtäler des Flachlandes. Ausfließendes Eis schürfte sich tief ein, im Gebirge in Fels infolge großer Mächtigkeit des Eises, im Flachland mit geringer Mächtigkeit, aber in lockeren Untergrund. E. Koch gab 200 m Tiefe an, Johannsen & Löhnert (1974: 41) berichten von Tiefen bis 300 m, melden aber auch von geringeren Tiefen. Dies und die Angabe über Talschlüsse sprechen dafür, daß nicht durchgehende Rinnen, sondern Becken vorliegen (Anm. 12).

Duphorn in Woldstedt-Duphorn (1974, S. 82) berichtet Lüttig folgend, von einer 500 m tiefen Rinne. Zudem weist er auf die weite Verbreitung der Rinnen von den Niederlanden bis Sachsen hin. Auch in West-Polen sind solche verbreitet. E. Koch wies zwei verschieden alte Rinnen-Systeme nach. Woodlands Karte der Verbreitung der Glaziellen in Ost-England läßt zwei getrennte Gruppen erkennen. Die Seen-Rinnen und Rinnen-See-Folgen im Bereich der letzten Vereisung Nord-Europas, deren ursprüngliche Tiefe noch wenig bekannt ist, belegen, daß Glaziellen auch während der letzten, also während der drei Vereisungen Nord-Europas aufgetreten sind. Glaziellen dürften ein Charakteristikum des auf Lockerboden abgeschmolzenen Inlandeises sein.

9.5. Seen und Senken

Primäre Senken wurden als Aussparhohlformen unter 7.2. erwähnt. Sekundäre Senken entstanden durch Schwinden verschütteten Eises. Dessen Herkunft und der Vorgang der Verschüttung waren verschieden. Vom Gletschereis muß das Wintereis getrennt werden. Es fand sich auf der Höhe der Sanderkegel dort, wo Bäche Rinnen geschaffen und wieder verlassen hatten. Darin stehendes Wasser wurde zu Eis. Auch im Winter auf dem Sander entstandene Eisdecken = Aufeis wurden im Frühjahr überschottert und bewahrt,

bis dies verschüttete Eis schmolz. Es entstanden Hohlformen, die von manchen Forschern dem Sammelbegriff Kames zugerechnet wurden.

Im vom Eise freigegebenen Gebiet spielte periglaziale Schuttwanderung eine geringe Rolle. Aber die Schmelzwässer hatten als Innere Sander Zungenbecken überspült, große wie kleine. Mit fortschreitendem Tieftauen erschienen die vom Eise geschaffenen Hohlformen von neuem. Lag der neue Grundwasserspiegel unterhalb des Bodens der wiederentstandenen Senke, so blieb eine trockene Senke. In vielen Fällen aber war das verschüttete Eis so mächtig, daß die wiederentstehende Hohlform bis unter den Grundwasserspiegel reichte. Dann blieben Seen. Deren Begrenzung ist bedingt durch das vormalige Eisgeschehen. Radial verlaufende Seen entstanden aus Zungenbecken, auch aus denen der Glaziellen. Parallel zur ehemaligen Eisfront verlaufen Seen, die einem schmalen Eisband entstammen, das als Zungenbecken-Rest zwischen eng benachbarten Endmoränen-Zügen geblieben war. Bisweilen ist der Verlauf solcher Zungenbecken-Reste bogenförmig, so daß Senken mit halbmondförmiger Begrenzung blieben. Die Mehrzahl dieser Zungenbecken-Senken wird vorübergehend Innere Sander abgegeben haben. Auch deren Schotter sind später im See verschwunden. Wo Ausgangsformen verschiedener Art sich überlagerten, entstanden großflächige Seen mit schwer deutbarer Begrenzung der Einzelformen.

Anreicherung von Seen, die sogenannten Seenplatten, entstanden, als die Zuflüsse zur näheren und tiefer gelegenen Kattegatt-Senke die weiter innen gelegenen Hohlformen anzapften, aber die auf dem Scheitel zwischen Außen- und Innen-Entwässerung entstehenden Hohlformen infolge geringen Gefälles ihrer Abflüsse ihren hohen Grundwasserstand behielten (GRIPP 1962).

10. Die periglazialen Veränderungen der eisentstandenen Formen

Schon früh sprach PENCK von jugendlichen und gealterten Formen der Eisablagerungen. Die Spitzbergen-Reise des Internationalen Geologenkongresses 1910 hat weite Kreise von Geologen mit der formenzerstörenden Wirkung von Gefrieren und Tauen bekanntgemacht (ANDERSSON 1906, HÖGBOM 1914). Frostschutt und Erdfließen wurden zunehmend als umformende Faktoren sowohl im Gebirge wie auch im Flachland anerkannt.

Die Wirkung der Kälte, insbesondere des Bodenfrostes in den inlandeis-bedingten Ablagerungen des Flachlandes mit Lockerboden umfaßt:

1. Durch Kälte Volumen-Verminderung. Dadurch Schrumpfrisse mit Eiskeilen (DYLIK & MAARLEVELD 1967, CHRISTENSEN 1974);
2. Wasserundurchlässigkeit poröser Gesteine durch Gefrornis, dadurch Wasserstau im getauten Boden und Frostschub mit hangabwärts gerichtetem Erdfließen;
3. Große Wassermengen (Schneeschmelze) schnitten Täler ein = heute Trockentäler in Sanden;
4. An Hängen Quellnischen, heute versiegt, da sie damals an der Grenze von Tau- und Frost-Bereich entstanden;
5. Starke Winde über pflanzenarmer Erdoberfläche: Sandschliff und Anhäufung von Dünen und Flottsand;
6. Platzwechsel (Metakinesse) in getautem Erdreich zwischen dichtem und schwerem Sediment oben (Geschiebelehm) und wassergesättigten Sanden unten (GRIPP 1963, 1971) = Tropfenböden. Diese und die Brodelböden sind nicht durch Eis bewegt, also nicht kryoturbat, sondern turbat.
7. Pingos. Diese Frostaufbrüche sind in den Niederlanden und bei Husum auf Eisabsätzen nachgewiesen (PICARD 1961, dort auch Schrifttum);

8. Härtlinge. Reichtum an großen Blöcken und groben Schottern hat den periglazialen Abtrag erschwert. Daher sind solche Gebiete die höchsten in periglazial überformten Endmoränen (DEWERS 1934:38; 1941: 145). Auf ein gutes Beispiel wies mich Dr. GAUGER, Lüneburg, hin: Die höchste Höhe der Endmoräne des Drawehn, der hohe Mechtin 142 m, ist von großen Blöcken besät, und Äcker des Dorfes Gülden sind z. T. von Grobkies dicht bestreut.
Infolge Schwinden des Eises der Würm-Zeit wurden die äußeren Bereiche schon eisfrei, als noch periglaziales Klima herrschte.
Es lassen sich daher drei Zonen periglazialer Einwirkung unterscheiden:

I. Außerhalb des Gebietes der Würm-Vereisung:
Alle Toteis-Senken aufgefüllt. Aufragende Formen durch Wind und Erdfließen teilweise abgetragen. Eem-Torfe von periglazialen und interstadialen Ablagerungen überdeckt (DÜCKER 1967).

II. Im Bereich zwischen Brandenburger und Pommerscher Eisrandlage, bzw. zwischen C und D in Dänemark: Toteis-Senken gering an Zahl, da Toteis in geringer Tiefe während Paudorf-Denekamp-Interstadial (30—20 000 v. Chr.) geschmolzen; Steilhänge periglazial zertalt; Trockentäler; Windschliffe; Turbation (CHRISTENSEN 1968); von Schmelzwasser-Tälern des nachfolgenden Eisvorstoßes durchzogen.

III. Innerhalb der Pommerschen Phase. Die Spuren periglazialer Vorgänge sind weitgehend zerstört (LIEDKE 1954), da durch Schmelzen verschütteten Eises neue Hohlformen neben frischen Aufschüttungsformen entstanden; Schmelzwasser-Täler selten erhalten. Die Grenze zwischen II und III ist scharf (Anm. 13).

In Mecklenburg und Pommern liegen die Gürtel der Brandenburger und Frankfurter Phase breit vor der Grenze der Pommerschen Eisrandlage, ebenso in Nord-Jütland zwischen C und D-Randlage. Von nördlich des Lille Belt bis östlich von Hamburg aber erreicht das Eis der Pommerschen Phase nahezu die Grenze der Würm-Vereisung. Nur hier grenzen die „Alt-Moränen" dicht an die an Toteis-Senken reichen Jungmoränen.

11. Schluß-Folgerungen

Zusammenfassend darf gesagt werden:

Die Eigengesetzlichkeit des Geschehens am Rande des Inlandeises ist auch heute noch nicht voll gewertet. Beispiele:

a) Das zeitliche Geschehen ist weitgehend nicht aus übereinander gelagerten, sondern aus hintereinander aufgereihten Spuren abzuleiten.

b) Das Verhalten des randlichen Inlandeises ist erheblich vom Untergrund, ob fest oder locker, bestimmt.

Will man den Gang der zunehmenden Erkenntnis gliedern, so erscheint es möglich, zu trennen:

I. Abschnitt. Vom Gebirgsgletscher her werden als Grundbegriffe festgelegt:
1. Stillstandslagen während Rückzug des Eises, die über Höhen und Senken hinweg einander parallel verlaufen sollten.
2. Synchrone Grundmoränen-Decken.
3. Zwei Grundmoränen-Lagen, oben braun, unter grau.
4. Die Anfertigung geologischer Karten führte zu Auffassungen Meeres-Absätzen entsprechend.
5. Die Gleichaltrigkeit von Form und Sediment wurde nicht erkannt.

II. Abschnitt. Auswertung der Formen
1. Verlauf von Endmoränen-Zügen.
2. Höhen vor Eisrand durch Stauchung entstanden.
3. Periglaziale Umformung.
4. Neue Formen durch Schwund verschütteten Eises.

III. Abschnitt. Material-Untersuchungen
1. Geschiebe zählen, um Richtung des Eisfließens und Alter zu erkennen.
2. Einregelung der Geschiebe, um Richtung des Eisfließens zu erkennen.
3. Mikroskopische Untersuchungen
   a) Sedimentpetrographisch (Schwerminerale)
   b) Einregelung der Körner, im Lackfilm untersucht
   c) Oberfläche der Körner elektronenmikroskopisch untersucht.
4. Glazitektonik.

Erstaunlich wenig hat aktuoglaziologischer Vergleich erbracht. Nicht allein die Schwierigkeiten, in der Arktis zu forschen, sind hierfür verantwortlich. Der Umstand, daß Felsboden-Vereisung (Island, Grönland) aufzeigen sollte, was im Lockerboden Norddeutschlands geschehen war, schmälerte die Ergebnisse. Gegenüber den großen Fortschritten durch die Pollenanalyse und durch die Altersbestimmungen mittels ^{14}C blieben diejenigen der paläo- und aktuo-glaziologischen Untersuchungen im Rückstand. Nur Eiszungen-Stauchung des Lockerbodens und Aufrichtung auch der tiefsten Eislagen am Widerlager und dadurch stationäre Lage des Eisrandes dürften fördernde aktuo-geologische Erkenntnisse sein. Was unter der Oberfläche rezenter, in Lockerboden eingesenkter Eiszungen liegt, ist noch unbekannt. Langfristige Untersuchungen mit modernen Methoden, aus Gründen der Kostenverteilung von mehreren interessierten Staaten durchgeführt, könnten jenes Wissen liefern, das benötigt wird.

Anmerkungen

Anm. 1. Über TORELL's Besuch in Rüdersdorf siehe den Sitzungs-Bericht vom 3. Nov. 1875 in Z. deutsch. geol. Ges. **27**, 961 und F. WAHNSCHAFFE, Jb. preuß. geol. Landesanst. **18**, 43, 1898.

Anm. 2. In Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 1973, heißt es auf S. 232 in einem 5-Autoren-Aufsatz: „Die Kartierung ergab Reste von Grundmoräne auf der Höhe der Endmoräne und verbreitet in deren Vorland. Danach kann nicht länger geleugnet werden, daß das Eis die Endmoräne überfahren hat." Es ist ein Irrtum, anzunehmen, daß die Grundmoräne vor, auf und hinter einer Endmoräne einer durchgehenden, gleichaltrigen Schicht angehöre. Gleichaltrig werden die Grundmoränen-Reste außerhalb und auf der Stauch-Endmoräne sein. Sicherlich um einen — die Stauchmoräne erzeugenden — Vorstoß jünger ist die Grundmoräne innerhalb der Eisrandlage.

Anm. 3. Auf weitere Angaben über örtliche Gliederung sei verzichtet. Wohin es führt, wenn für jedes Arbeitsgebiet neue Bezeichnungen eingeführt und langfristig benutzt werden, zeigt die Tabelle in GRUBE (1967: 190). Vorläufige und örtliche Benennungen sollten durch Kürzel auf die Hauptgliederung bezogen werden, z. B.

R k 3 = Riß-Kaltzeit 3 = Warthe-, Fuhlsbütteler-, Lüneburger-, Hennstedter-Kalt-Phase;
R w 3/2 = Borgfelde-, Gerdau-, Mildstedt-, Dithmarscher-, Rügen-Warmzeit;
R k 2 = Lamstedter, Niendorfer, Stader, Winnert-Eis-Vorstoß
usw.
W = Würm, R = Riss, w = Warmzeit, k = Kalt-Zeit.

Anm. 4. Evellieren = vom Eise abtragen, im Gegensatz zum Erodieren des fließenden Wassers, siehe diese Zeitschrift 22 S. 132. Das Bedürfnis, zu unterscheiden, zeigt sich auch bei den Glaziellen 9.4.

Anm. 5. Gegen ein Vorkommen von „überfahrenen", d. h. vom Eise ohne Zerstörung quer überflossenen Endmoränen sprechen mehrere Gründe.

a) In einer Stauchmoräne hat zunehmender Druck der aufgerichteten Eislagen das Ausweichen des Widerlagers auf Scherflächen zur Folge. Dieser Vorgang müßte bei noch stärkerem Druck des Eises beim Überfahren aufgehört haben. Folgerichtiger wäre die Annahme, das Widerlager wäre zur Seite ausgewichen. So geschah beim Vorstoß des Duckwitz-Gletschers (Taf. 7, Abb. 1).

b) Der Auffassung, nur höhere Eislagen wären über das Widerlager hinausgeglitten und hätten dies dabei nicht abgetragen, widerspricht das Erfordernis, daß auch die tiefsten Eislagen bis an die Luft gelangen und dort schmelzen müssen, so lange wie das Eis fließt. Der hohe Druck in den untersten Eislagen hebt die hangenden so lange an, bis für alle eine entlastende Schmelzfläche erreicht ist.

c) Ein Riegel aus „lockerem" Gestein, auch wenn gefroren, kann darüberhinfließendem Eis nicht standhalten. Die vielen vom Eise verfrachteten Schollen älterer Ablagerungen bezeugen, auf welche Weise vordringendes Eis mit Widerlagern verfahren ist.

d) Hätte das Eis einen Riegel aus Lockerboden überschritten, so hätte es auf der Höhe des Moränenzuges ungefähr im rechten Winkel abwärts fließen müssen. Dabei würde es durch breite Spalten zersplittert werden. Die Eisoberfläche würde vergrößert, dadurch Wasser in erheblicher Menge frei, das den Lockerboden zernagen müßte. Diese Strudel-Löcher und Erosions-Rinnen sind von Felsriegeln bekannt (Taf. 3), aber noch nie auf den angeblich überfahrenen Endmoränen aufgefunden worden.

e) Wenn vorrückendes Eis ein Widerlager aus Lockerboden nicht beiseiteschieben konnte, so wird es das Widerlager in Längsrichtung zerlegt = drumlinisiert haben.

f) Im Felsgebiet Schwedens hat das Würm-Eis rißzeitliche Eisabsätze fast völlig abgetragen. E. Koch zeigte auf, daß unter Hamburg das rißzeitliche Eis die mindelzeitlichen Ablagerungen abtrug, außer den in den „Becken" eingetieft liegenden.

Für diejenigen, die den Gesetzen des Eises gemäß denken, ist ein „Überfahren" von Endmoränen ohne deren Zerstörung eine unzulässige Vorstellung.

Anm. 6. Wenn der Druck auf die Stauchmoräne entsprechende Stärke erreicht, entstehen Dehnungsrisse, siehe Taf. 1, Abb. 2 und Gripp (1929 Taf. 8, Abb. 4). Fossil, mit Geröll angefüllt, hat solche vermutlich Picard (1967) beobachtet.

Anm. 7. Grundmoräne entsteht nur unter einer Eisdicke von bestimmter, uns noch nicht bekannter Mächtigkeit. Natürliche und künstliche Tunnel unter Alpen-Gletschern trafen nur am Rande unter dem Eis Untermoräne an (v. Böhm 1901, 185; Liboutry II, 674). Gegen die Mitte des Eisstromes lag reines Eis dem Fels auf.

Anm. 8. Den Begriff Satz-Endmoräne hat J. Scuprycznski (1963) den Vorgängen am Eisrand entsprechend unterteilt. Danach ergibt sich auf Lockerboden-Bereich umgedeutet:

1. Im Bereich der Eisstirn (Frontal-Typus Scu.)
   1.1. Bei Gleichgewicht zwischen Zufluß und Abschmelzen des Eisrandes Anhäufung von Satzmoränen-Wällen. Bisweilen geringer Schub des Eises. (Akkumulations-Endmoränen Scu.)
   1.2. Bei rückschreitender Eisstirn Ausbreiten des Schuttes der Untermoräne über der Grundmoräne (Ablations-Moräne Scu.) Selten im Lockerboden-Bereich, da dort Toteisgürtel abgetrennt wurden.
2. Flächenhaftes Schmelzen des Eises (Areale Deglaciation M. Klimascewski 1960)
   2.1. Spaltenfreies Toteis ohne Schuttdecke; selten, da schnell geschmolzen, Untermoräne wird Teil der Grundmoränen-Decke. „Toteis-Ablations-Moräne", die aber fossil nicht von 1.2. zu unterscheiden ist.
   2.2. Toteis von Schmelzwasser-Ablagerungen = Innen-Sandern bedeckt. Untermoräne wird Grundmoräne, die von Sander-Ablagerungen überdeckt bleibt.
   2.3. Toteis von Spalten durchzogen; ohne Schuttdecke, aber Schutt, der von unten in Spalten aufstieg, breitet sich auf dem Eis; örtlicher Vorgang. Ablationsdecke unruhiger Gestalt. Von Gripp früher für Ausgang der „kuppigen Grundmoränen-Landschaft" gehalten, aber der Vergleich dürfte nicht auf jenen theoretischen Begriff zutreffen.

Anm. 9. Der seitliche Abfluß der inglazialen Entwässerung ermöglicht, daß Stauchmoränen intakt bleiben. Rezente Belege: Jewtuchowicz (1973: 123), Churski (1973: 211).

Anm. 10. Wie sehr wir umdenken müssen, d. h. im Jungmoränen-Gebiet die primären Formen als Hauptzeugen für das Geschehen werten sollten, zeigen u. a. die Einwände von Ødum (1969) gegen den morphologisch hinreichend belegbaren Viborg-Gletscher. Eindeutige Zeugen wie die 110 m hohe Moränengabel von Spendrup-Hald und die quer zu ihr verlaufenden Moränenzüge

südlich Randers werden nicht herangezogen. Das tatsächliche Geschehen kann aber nicht erkannt werden, wenn grundlegende Befunde unbeachtet bleiben.

Anm. 11. Vermutlich überschnitten sich Eisrandlagen verwickelter als bis heute erkannt ist. Künftige Auswertungen des Geschiebe-Inhalts werden Zusammengehöriges erkennen lassen. WENNBERG (1949) gab ein Vorbild für das Erkennen der Wege der Geschiebe.

Anm. 12. JOHANNSEN & LÖHNERT (1974) schreiben: „Der Aushub der Rinnen ist auf Exaration des Eises in Verbindung mit Erosion der Schmelzwässer zurückzuführen." Nach Ansicht des Verfassers dürften Schmelzwässer nicht ausgehoben, sondern Toteis-Senken aufgefüllt haben. — Wenn für den Alnarp-Fluß in Schonen gleichfalls ein Boden aus einer Folge von Becken aufgezeigt werden könnte, dürfte auch dieses Rätsel als durch Eiszungen (Glaziellen) entstanden aufgelöst werden. Das Vorkommen einer Grundmoräne am Grunde des Tales und die darüber gelegene Folge feinkörniger Ablagerungen (MOHREN in MAGNUSSON, LUNDQUIST, REGNÉLL 1963: 404) bestärken diese Deutung. Auch im Vereisungsbereich von Ost-England sind die gleichen Täler nachgewiesen (WOODLAND 1969).

Anm. 13. Ein gutes Beispiel für den Unterschied der Formen beiderseits der Grenze der Pommerschen Phase = D-Endmoränen-Züge in Dänemark bietet sich in Nord-Jütland, beiderseits des Endmoränen-Zuges Jydske Aas (Atlasbladet 814 Jerslev). Südöstlich der Straße Aalborg-Frederikshavn findet man an dem Wege nach Torup bei Gammelkirke Windschliffe und ebenso auf den periglazial geglätteten Höhen um Knoldbjerg. Auf der Innenseite des Jydske Aas, in der anschließenden Gemeinde Dorf aber ist das Landschaftsbild von Toteis-Senken beherrscht. Auf Djursland (östlich von Aarhus) verläuft die südliche D-Eisrandlage in das Kattegat hinaus; entsprechend bedeckt die periglazial umgeformte ältere Würm-Landschaft die volle Breite der Halbinsel.

Schrifttum

Der zur Verfügung stehende Raum gestattete nicht, das Schrifttum voll anzuführen. Auch wird manches erwähnenswerte dem Verfasser unbekannt geblieben sein. Daher sei auf umfassend referierende Werke wie EMBLETON & KING sowie LLIBOUTRY hingewiesen. Der letztgenannte ist in den die Eisränder des Flachlandes betreffenden Angaben kritisch zu werten.

AHLMANN, H. W'SON: Contribution to the physics of glaciers. — Geogr. Journ. **86**, 1935.

ANDERSEN, H. L.: En begravet Dal i Prae-Kvarteret. — Dansk. Geol. Forening 1972, 11—118.

ANDERSON, J. G.: Solifluction, a component of subaërial denudation. — J. Geol. **14**, 91—112, 5 Abb., Chicago 1906.

BAUER, A.: Missions Aériennes de reconnaissance au Groenland 1957—58. — Meddelelser om Groenland **173**, 3. Kopenhagen 1958.

BERENDT, G.: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? — Z. deutsch. geol. Ges. **31**, 1—20, 1 Abb., Berlin 1879.

— : Sitzung vom 15. Aug. 1893. — Z. deutsch. geol. Ges. **45**, 537, Berlin 1893.

— : Endmoräne in Schleswig-Holstein. — Z. deutsch. geol. Ges. **46**, 841—843, Berlin 1894.

BÖHM, A. VON: Geschichte der Moränenkunde. — Abh. geogr. Ges. Wien **3**, Nr. 4, 1901.

BRAMER, H.: Beispiele zur Anwendung moderner Labor-Methoden bei Untersuchungen im Pleistozän. — Wiss. Z. Univ. Greifswald **15**, 53—61, Greifswald 1966.

CHRISLTENSEN, L.: An occurrance of Periglacial structures at Langå, Jylland. — Meddelelser Dansk. Geol. Foren. **18**, 46—54, Kopenhagen 1968.

— : Crop-marks revealing large-scale patternd ground structures in cultivated areas, southwestern Jutland. — Boreas **3**, 153—180, 24 Abb., Oslo 1974.

CHURSKI, Z.: Hydrographic features on the proglacial area of Skeidararjökull. — Geographia Polonica **26**, 209—254, 1973.

DEWERS, F.: Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. — Abh. naturw. Ver. Bremen **29**, 3—41, Bremen 1934.

— : Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. 3. Känozoikum: Diluvium 55—267, Abb. 30—116. — Schr. wirtschaftsw. Ges. Studium Niedersachsens **3**, Oldenburg 1941.

DÜCKER, A.: Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. — Göttinger Geogr. Abh. **16**, 3—52, Göttingen 1954.

Dücker, A.: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — Fundamenta B **2**, 30—75, 1 Abb., 16 Tab., 17 Taf., Köln-Graz 1967.

Dylik, J., Maarleveld, G. C.: Frost cracks, frost fissures and related polygons. — Mededeelingen van de Geol. Stichtling N.S. **18**, 7—21, 1967.

Eggers, W.: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröffentl. schleswig-holst. Univ.-Ges. **42**, 1934.

Embleton, C. und King, C. A. M.: Glacial and periglacial Geomorphology, 3. Aufl., London (Edward Arnold) 1971.

Frödin, G.: Spätglaziale Kalbungsbuchten und Estuarien im Mittleren Schweden. — Bull. Geol. Inst. Upsala **15**, 1916.

Garboe, A.: Geologiens Historie i Danmark II Forsnere og resultater. — Reitzels Verlag København 1961.

Gellert, J. F.: Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR. — Berlin 1965.

German, R.: Sedimente und Formen der glazialen Serie. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 5—15, 1 Tab., Öhringen 1973.

Gottsche, C.: Die tiefsten Glacial-Ablagerungen der Gegend von Hamburg. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg **13**, 1—10, Hamburg 1897.

— : Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg **13**, 11—57, Hamburg 1897.

Gripp, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in NW-Deutschland. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg **36**, 159—245, Hamburg 1925.

— : Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927. — Abh. naturw. Ver. Hamburg **22**, 147—247, 1929.

— : Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem grönländischen Inlandeise. — Z. deutsch. geol. Ges. **84**, 654—655, Berlin 1932.

— : Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. — Hamburg (Boysen) 1933.

— : Die geologische Untersuchung des Rentierjäger-Fundplatzes Meiendorf in A. Rust: Meiendorf. — Veröff. Archäol. Reichsinst. **4**, 1—9, Neumünster i. H. 1936.

— : Endmoränen. — Comptes Rendus Congr. Int. Geogr. Amsterdam T. II Sect. IIa Geographie Physique 215—228, 1938.

— : Geologie des Fundpunktes Stellmoor in A. Rust: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. — Neumünster i. H. 1943.

— : Karboden und Zungenbecken. — Die Naturwissenschaften **32**, 207—212, 8 Abb., Berlin 1944.

— : Glazialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. — Z. deutsch. geol. Ges. **99**, 190—205, 6 Abb., Berlin 1949.

— : Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. Meyniana **1**, 119—129, Kiel 1952.

— : Bilder vom Geschehen am Rande von Inlandeis und Groß-Gletschern. — Meyniana **1**, Taf. 2-4 (ohne Text), Kiel 1952.

— : Eisbedingte Lagerungsstörungen. — Geol. Rdsch. **43**, 39—45, 4 Abb., Stuttgart 1955.

— : Zur Entstehung von Tropfenböden. — N. Jb. Geol., Paläont. Mh. **1963**, 490—492, 1 Abb., Stuttgart 1963.

— : Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster i. H. 1964.

— : Der Verlauf der Eisrandlagen zwischen Grenaa und Viborg. — Medd. Dansk Geol. Foreening **15**, 346—358, 1964.

— : Tropfenboden, räumlich untersucht. — Meyniana **21**, 9—16, 5 Taf., Kiel 1971.

— : Über die Entstehung der Fjorde. — Eiszeitalter u. Gegenwart **22**, 131—147, 10 Abb., Öhringen 1972.

— : Grundmoräne und Geschiebepflaster. — Meyniana **23**, 49—52, 2 Abb., Kiel 1973.

— : Über die Schwierigkeiten, Vorgänge am Rande des quartären Inlandeises ohne entsprechende Kenntnis des heutigen Geschehens zu deuten. — Z. Geomorph. N. F. **18**, 224—229, Berlin u. Stuttgart 1974 a.

— : Untermoräne — Grundmoräne — Grundmoränenlandschaft. — Eiszeitalter u. Gegenwart **25**, 5—9, Öhringen 1974 b.

— : Eisrandstudien ausgehend von Sermeq SW-Grönland. — Meddelelser om Grönland **195**, Nr. 8, Kopenhagen 1975 a.

GRIPP, K.: Hochsander — Satzmoräne — Endmoränenvertreter. — Z. Geomorph. N. F. **19**, 490—496, 1975 b.

GRIPP, K. & TODTMANN, E. M.: Die Endmoräne des Green Bay-Gletschers auf Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg **37**, 45—75, Hamburg 1926.

GRIPP, K. & SCHÜTRUMPF, R.: Ein nacheiszeitliches ungewöhnliches Torflager und über das Tieftauen in Holstein. — Die Naturwissenschaften **40**, 55, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1953.

GRUBE, F.: Die Gliederung der Saale (Riss)-Kaltzeit im Hamburger Raum. — Fundamenta **B 2**, 168—195, Köln-Graz 1967.

HÄPKE, L.: Der Bernstein im nordwestlichen Deutschland. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen **4**, 525—550, 1875.

HANSEN, Kaj: Tunnelvalleys in Danmark and northern Germany. — Dansk Geol. Forening **20**, 295—300, 1971.

HANSEN, Sigurd: Varvighed i danske og skanske senglaciale Aflejringer. — Danmarks Geol. Undersögelse II. Raekke **63**, 1—411, 1940.

— : The Quaternary of Denmark. — The Geologic Systems: The Quaternary I. London (Wiley & Sons) 1965.

HARDER, P.: En ostjydsk Israndlinie og dens Indflydelse paa Vandlöbene. — Danmarks Geol. Undersögelse II. Raekke **19**, 1908.

HESEMANN, J.: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. — Jb. preuß. geol. Landesanstalt **51**, 714—758, Berlin 1931.

HILLEFORS, A.: Västsveriges Glaciala Historia och Morfologi. — Meddelanden Lunds Univ. Geogr. Inst. **60**, 1969.

HÖGBOM, B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **12**, 257—390, 1914.

HUCKE, K. & VOIGT, E.: Einführung in die Geschiebeforschung. — 132 S., 24 Abb., 50 Taf., Oldenzaal (Nederlandsche Geol. Vereniging) 1967.

JEWTUCHOWICZ, St.: The present-day marginal zone of Skeidararjökull - Scient. Results Polish Geograph. Expedition to Vatnajökull (Iceland). — Geographia Polonica **26**, 115—137, Warszawa 1973.

JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E.: Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Randgebiet östlich von Hamburg. — Meyniana **25**, 31—53, 14 Abb., 4 Tab., Kiel 1974.

JOHNSTRUP, J. F.: De geognostiske Forhold i Jylland. — Tidskrift Landökonomi IV. Raekke **9**, 479—480, 1875.

KAERLEIN, F.: Bibliographie der Geschiebe im pleistozänen Vereisungsgebiet Nordeuropas. — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg **38**, 7—117, Hamburg 1969.

KEILHACK, K.: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **1883**, 159—176, Berlin 1884.

— : Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **19**, 90—182, Berlin 1899.

KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948/49.

KLIMASZEWSKI, M.: Geomorphological studies of the Western Part of Spitzbergen between Kongsfjord and Eidem-Bukta. — Scient. Books Jagellonien University Geograph. Works **23**, 1960.

KOCH, E.: Die diluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. — Mitt. mineral. geol. Staatsinst. Hamburg **6**, 29—96, Hamburg 1924.

KÖSTER, R.: Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. — Meyniana **6**, 60—84, 64 Abb., 2 Taf., Kiel 1958.

KORN, J.: Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. — 64 S., 14 Taf., Berlin (Preuß. geol. Landesanst.) 1927.

KOZARSKI, S.: The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain. — Bull. Soc. amis sciences et lettres de Poznan Serie B, **20**, 21—36, 1966/67.

— : Electron Mikroskopy in the study of Quartz Sand Grains Surface Textures of selected environments. — Poznanskie Towarzystwo Przyjaciol Nauk Wydzial Matematyczno-Przyrodniczy. — Prace Komisjy Geograficzno-Geologicznej **13**, 179—189, 1972.

LAGALLY, M.: Zur Thermodynamik der Gletscher. — Z. Gletscherkunde **20**, Leipzig 1932.

LEINTZ, V.: Ein Versuch Geschiebemergel nach dem Schwermineralgehalt stratigraphisch zu gliedern. — Z. Geschiebeforschung **9**, 156—168, Leipzig 1933.

LINDSTRÖM, M.: Ice-marked Sand Grains in the Lower Ordovician of Sweden. — Geologica et Palaeontologica **6**, 25—32, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Marburg 1972.

LIEDTKE, H.: Die periglazialen Erscheinungen im Jungmoränen-Gebiet westlich des Oderbruches bei Freienwalde. — Göttinger geograph. Abh. **16**, 55—95, Göttingen 1954.

LLIBOUTRY, L.: Traité de Glaciologie. — 2 Bände, Paris 1964/65.

LORENTZEN, E.: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel der jüngsten Vereisung. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein **22**, 385—448, 1938.

LOZINSKI, W. v.: Die mechanische Verwitterung. — Bull. Acad. Sc. de Cracovie Classe Sc. math et nat. 18 u. f., 1909.

LUDWIG, H.: Geschiebezählungen als Forschungsmittel zur Diluvial-Stratigraphie und Tektonik Ost-Pommerns. — Abh. Geol.-Pal. Inst. Univ. Greifwald, Greifswald 1938.

LÜTTIG, L.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — Geol. Jb. **75**, 361—418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover 1958.

MADSEN, V.: Terrain formerne paa Skovbjerg Bakkeö. — Danm. Geol. Undersögelse IV. Raekke **1**, Nr. 12, 1—24, Kopenhagen 1921.

— : L'origine et les travaux du D.G.U. de 1888—1928. — Danmarks Geol. Undersögelse. Réunion Géologique Internat à Copenhague 1928, 56—68, (Karte S. 67).

MAGNUSSON, N. H., LUNDQUIST, G. & REGNÉLL, G.: Sveriges Geologi, 4. Aufl., Stockholm 1963.

MILTHERS, K.: Ledeblocke og Landskabsforme i Danmark. — Danm. Geol. Undersögelse II. Raekke **69**, Kopenhagen 1942.

MILTHERS, V.: Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits. — Danm. Geol. Undersögelse II. Raekke **23**, Kopenhagen 1909.

ØDUM, H.: Kvartaeret omkring Hobro. — Danm. Geol. Undersögelse IV. Raekke **10**, 1—23, Kopenhagen 1969.

ØSTREM, G.: Icecored Moraines in Scandinavia. — Geographiska Annaler **46**, 281—337, Stockholm 1964.

OKKO, U.: Glazialdrift in Iceland, its origin and morphology. — Bull. Comm. géol. Finland **170**, 1—139, 1955.

PENCK, A.: Die Geschiebeformation Norddeutschlands. — Z. deutsch geol. Ges. **31**, 117—203, 3 Abb., Berlin 1879.

— : Die Vergletscherung der Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. — Leipzig 1882.

PENCK, A. in PENCK & BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter **1**. Leipzig 1901.

PETERSEN, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen und ihre Bedeutung für die Krustenbewegungen. — Fortschritte Geol. u. Paläontol. **9**, 179—274, 1924.

PETERSEN, J.: Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. — Z. deutsch. geol. Ges. **57 B**, 276—290, 10 Abb., Berlin 1905.

PICARD, K. E.: Reste von Pingos bei Husum-Nordsee. — Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein **32**, 72—77, 1961.

— : Periglaziale Kieslinsen bei Hohenwestedt (Mittel-Holstein). — Schr. naturwiss. V. Schleswig-Holstein **37**, 106—107, 1967.

RASMUSSEN, H. WIENBERG: Danmarks Geologi. — Köbenhavn 1966.

RICHTER, E.: Die Gletscherkonferenz im August 1899. — Petermanns Geogr. Mitt. **46**, 4, 77—81, 1900.

RICHTER, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen-Gebietes. — Abh. Geol.-Paläontol. Inst. Greifswald **11**, Greifswald 1933.

— : Die Eiszeit in Norddeutschland. — Berlin 1937.

ROZYSKI, S. N.: Expédition Polonaise à Spitzbergen 1934. — Przegl. Geogr. **15**, 119—137, Warszawa 1936.

SEIFERT, G.: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung. — Meyniana **2**, 124—190, 8 Abb., 6 Taf., Kiel 1954.

SIMON, W. G.: Geschiebezählungen jungeiszeitlicher Eisrandlagen und Schmelzwassersandebenen im Kreise Herzogtum Lauenburg. — Lauenburgische Heimat **14**, 44—61, 1938.

SCHRÖDER, H.: Über Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. — Jb. preuß. geol. Landesanstalt **9**, 166—211, 5 Abb., 1 Taf., Berlin 1889.

STEINERT, H.: Stratigraphie und Schwermineralprovinzen im Diluvium Schleswig-Holsteins und Norddeutschlands. — Meyniana **1**, 107—111, 3 Taf., Kiel 1952.

STRUCK, R.: Der Verlauf der nördlichen und südlichen Hauptmoräne in der weiteren Umgebung Lübecks. — Mitt. geogr. Ges. Lübeck 2. Reihe **16**, 1—43, 1902.

TIETZE, O.: Die äußeresten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — Geol. Rdsch. **7**, 110, 1916.

TODTMANN, E. M.: Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). — Univ. Hamburg Abh. Auslandskunde **65**, Reihe C 19, 1—95, 36 Taf., 1960.

USSING, N. V.: Om Jyllands hedesletter og Teorierne om deres dannelse. — Dansk Vidensk. Selskab Forhandl., 1903.

— : Om Floddale og Randmoräner. — Øversigt Dansk Videnskab Selshab Forhandl., 1907.

— : Danmarks Geologi. — Danmarks Geol. Undersögelse III. Raekke **2** 1904 (1913 3. Ausgabe).

VIETE, G.: Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — Freiberger Forschungshefte **C 78**, 1—257,

WAHNSCHAFFE, F.: Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **8**, 150—163, 2 Abb., Berlin 1888.

— : Die Ausbildung und Gliederung der Glacialbildungen des norddeutschen Flachlandes. — Verh. VII. Int. Geogr. Congr. Berlin 1899 II, 289—298, 1901.

— : Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 413 S., 39 Abb., 24 Beil., 3. Aufl. Stuttgart (Engelhorn) 1909.

WAHNSCHAFFE-SCHUCHT: 4. Auflage des vorgenannten Buches, 1921.

WENNBERG, G.: Differentialrörelsen i Inlandsisen. — Meddelanden Lunds Geol.-Mineral. Inst. **114**, 1949.

WOLDSTEDT, P.: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — Z. deutsch. geol. Ges. **77**, 172—184, Berlin 1925.

— : Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. — Z. Ges. Erdkunde **1926**, 103—124, 7 Abb., Berlin 1926.

— : Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — Sitz.Ber. preuß. geol. Landesanstalt **1927**, 115—119, Berlin 1927.

— : Die Parallelisierung des norddeutschen Diluviums mit dem anderer Vereisungsgebiete. — Z. Gletscherkunde **16**, 230—241, 1928.

— : Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. — Jb. preuß. geol. Landesanstalt **59**, 249—271, 57 Abb., Berlin 1939.

— : Die Entstehung der Seen in dem ehemals vergletscherten Gebiet. — Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, 146—153, 3 Abb., Öhringen 1952.

WOLFF, W.: Das Diluvium der Gegend von Hamburg. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **36**, **II**, 227—324, 5 Taf., Berlin 1917.

— : Die Entstehung der mecklenburgischen Seenplatte. — Der Naturforscher **1**, Berlin 1924.

WOODLAND, A. W.: The burried tunnel-valleys of East Anglia. — Proc. Yorkshire Geol. Soc. **37** (4), 521—578, 1969.

Manuskr. eingeg. 28. 2. 1975.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Karl Gripp, 24 Lübeck 1, Klosterstraße 22.

Tafel I

Abb. 1. Satz-Endmoräne auf Felsuntergrund, von der Eisseite gesehen. Frederikshaab Isblink, SW-Grönland. Foto: GRIPP 1930.

Abb. 2. Penck-Gletscher (Spitzbergen) in Hochlage, staucht Vorland. Links aufsteigende Eislagen, auf Scherflächen nur wenig Schutt. Zwischen Eis und Randbach auftauende Grundmoräne. Rechts vom Bach höchste Stauchfalte mit Dehnungsspalten. (Vgl. GRIPP 1929, Taf. 18, Abb. 4.)

Abb. 1

Abb. 2

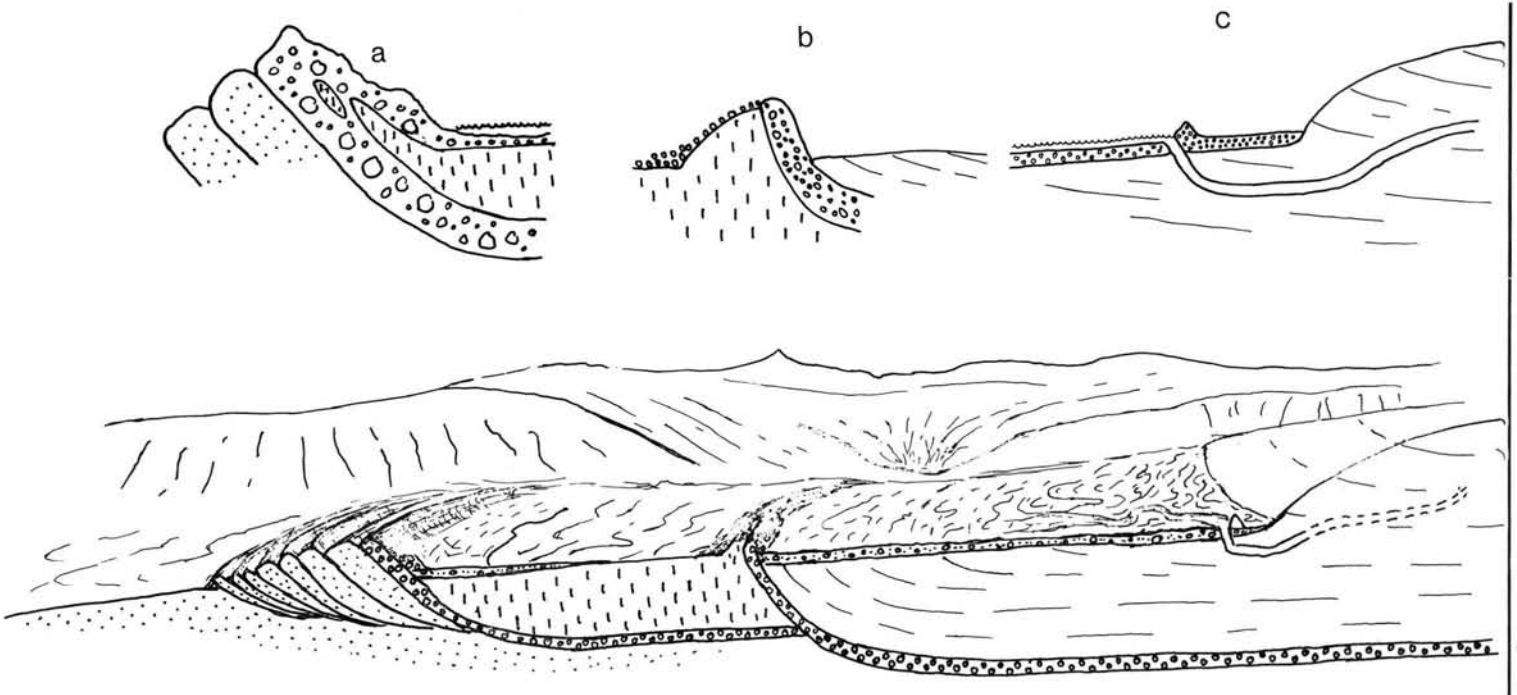


Abb. 1. Theoretischer Schnitt durch den unteren Usher-Gletscher (Ost-Spitzbergen). Rechts der Gletscher, der weiter unterhalb bis zur Erosionsbasis der Schmelzwässer niedergetaut ist. Zwischen der Stauchmoräne und einer jüngeren Endmoräne Toteis (senkrecht kurz-schraffiert). Oberhalb des Längsschnittes Einzelheiten über

a. den Bereich der Satzmoräne auf dem Innenrand der Stauchmoräne,

b. das Verhältnis von fließendem und totem Eis

c. Schotterdecke in der Niedertau-Ebene mit Austritt eines inglazialen Baches. Die Schotter sind von Flüssen, die den Gletscher beiderseits begleiten, angefrachtet. (Vgl. GRIPP 1929, Taf. 29, Abb. 3 neu gedeutet.)

Abb.2. Usher-Gletscher Ost-Spitzbergen. Blick über den 4 km breiten Gletscher aus etwa 450 m Höhe. Links Sander. Bogenförmige Stauchmoräne (teilweise Meeres-Absätze), auf deren Innenrand hinten eine Satz-Endmoräne aufgesetzt ist. Aus dem weithin von Wasser bedeckten Innensander ragt eine zweite Stauchmoräne auf, die in Längsrichtung gesehen wie Inseln aussieht. Vor der Eisstirn keine Endmoräne, aber rechts, dicht vor dem Eisrand, eine Quelle inglazialen Wassers, die zwei Bäche speist. Der Schutt auf dem Innensander vorne rechts ist vom Randbach des Gletschers angefrachtet; er besteht daher aus Hangschutt mit Grundmoräne-Anteil. GRIPP 1929, Taf. 29, Abb. 3 neu gedeutet.

Tafel III

Abb. 1. Penck-Gletscher Spitzbergen. Links hochragend und grau erscheinend das Eis. Davor zum Fjord rechts hin abfallend die Stauchwälle, teils Sander-, teils Meeres-Absätze. (GRIPP 1929, Taf. 21, Abb. 3.)

Abb. 2. Penck-Gletscher Spitzbergen. Vor der hoch aufgestiegenen Eisfront liegen Stauchmoränen-Wälle. Wässer, die von der Eisoberfläche kommen, haben die austauende Grundmoräne zerspült und in der Stauchmoräne das Anfangsstadium eines Hochsanders aufgeschüttet. GRIPP fot. 1927.

Abb. 3. Endmoränenvertreter Frederikshaab Isblink SW-Grönland. Die Oberfläche des Eises (Vordergrund) ist niedergeschmolzen. Der Sander hat seine Höhe behalten. An der dadurch entstandenen Steilwand ist dunkles Toteis zu sehen, bei dessen Schmelzen Sand in die Tiefe rutscht. Reste der Grundmoräne in der Steilwand. Siehe auch GRIPP 1952, Taf. 4.

Abb. 1

Abb. 2

Abb. 3

Tafel IV

Abb. 1. Eiskarst-Quelle Frederikshaab Isblink SW-Grönland. Aus tief eingesenkter Eisstirn tritt das Schmelzwasser nicht durch ein Gletschertor, sondern als Karstquelle aus. Links Oberfläche des Gletschers. Das Wasser zerschmilzt die tiefste Eislage zu Blöcken. Wo diese übersandet abschmolzen, entstanden wie im Vordergrund, Toteissenken. Der inglaziale Bach hat die Grundmoräne fortgespült, jedoch im Hintergrund ist sie zwischen Gletscher und Sander erhalten. GRIPP 1952, Taf. 2, Abb. 1.

Abb. 2. Grönfjord-Gletscher Spitzbergen. Nach starkem Regen steigt der Wasserspiegel im Eis und Wasser spritzt aus sonst wasserfreien Öffnungen. Das Wasser wird dabei etwas erwärmt, wodurch um die Sprudel herum Schalen an der Oberfläche des Eises entstehen. Links Sprudel-Becken mit drei Abflüssen, rechts davon Schmelzwasserbach auf der Oberfläche des Gletschers. Vordergrund: innerster Teil der Stauchmoräne, aus GRIPP & TODTMANN 1926, Taf. 5, Abb. 2.

Abb. 1

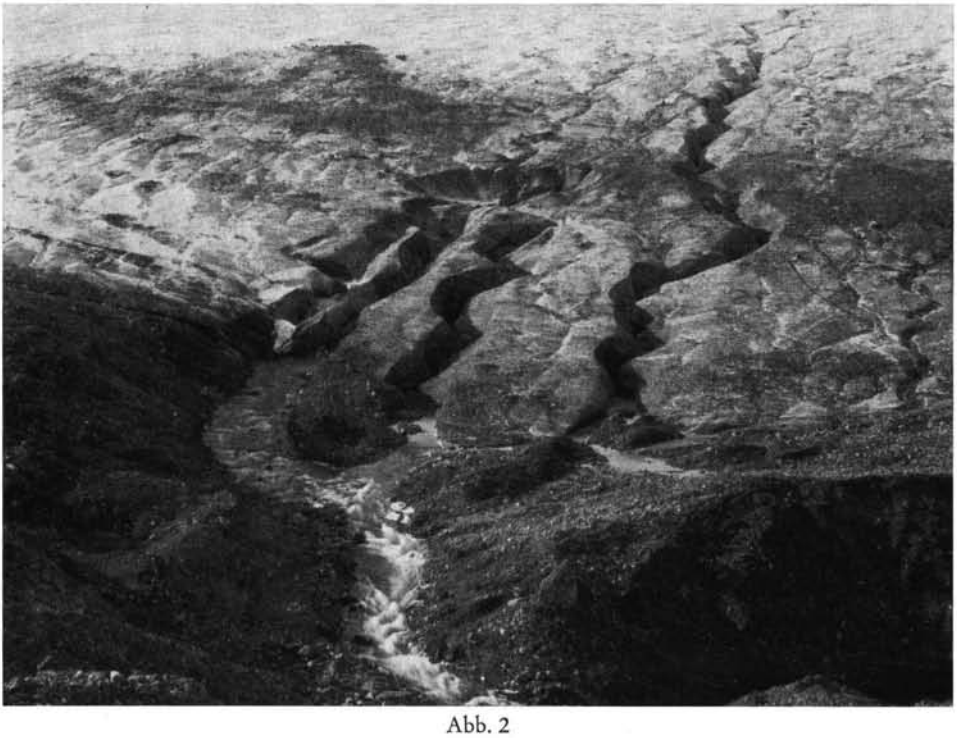


Abb. 2

Tafel V

Wirkung fließendes Eises. Ujaragssuit Godthaab-Distrikt SW-Grönland. Ein kleiner Seitengletscher floß in das Fjordtal. Seiner abtragenden Wirkung widerstand ein an zähem, verfilztem Amphibolit reiches Gestein. Die Stoß-Seite wurde gerundet: Abb. 1.

Oben auf dem Hindernis zerbrach das Eis. Vermehrtes Schmelzen an der erheblich größeren Oberfläche des Eises und Zufluß aus benachbarten Oberflächen-Bächen erzeugten Wasserfälle. Durch diese entstanden auf der Leeseite des Rundhöckers Strudellöcher: Abb. 2.

Dies Beispiel zeigt, was geschehen wäre, wenn das Inlandeis eine Endmoräne aus lockerem Gestein überschritten hätte. Abb. 1 zeigt ferner, daß Spaltenfrost Klüfte erweiterte und sogar große Gesteinsstücke herausfrieren ließ. GRIPP, fot. 1930.

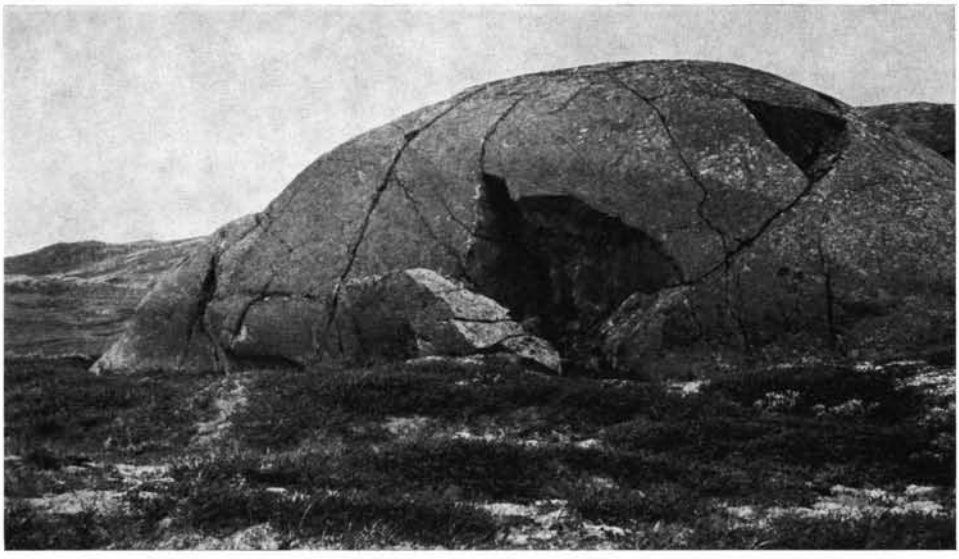


Abb. 1

Abb. 2

Tafel VI

Abb. 1. Duckwitz-Gletscher Barents Insel Ost-Spitzbergen. Blick eiswärts über die Nord-Flanke der Eiszunge. Zwischen 1900 und 1919 war der Gletscher über 5 km weit vorgedrungen. Dabei hatte er eine weitgehend gefrorene sandige Stauchmoräne zur Seite geschoben (links im Bild). Rechts senkrecht stehende Eislagen. Weiter hinten ist das Eis über Felsbuckeln zerspalten. Vorne Eisschmelze und Schlammwerdung der Grundmoräne. GRIPP 1929, Taf. 31, Abb. 1.

Abb. 2. Usher-Gletscher Ost-Spitzbergen; Innensander und Eisrand. Die gewölbte Eisstirn schwindet durch Tauen. An deren Fuß angespülter Schutt schützt das darunter gelegene Eis. Nur durch verschieden starkes Schmelzen entsteht der Knick zwischen freiem und bedecktem Eis, nicht als Grenze zwischen totem und fließendem Eis. Es erscheint möglich, daß das Eis unter dem Innensander noch fließt, aber das Schmelzen den Zufluß aufzehrt. Der radiale Verlauf senkrechter, schuttführender Scherflächen oder Spalten dürfte die Folge einer Aufragung des Untergrundes sein. GRIPP 1929, Taf. 30, Abb. 3.

Abb. 1

Abb. 2

Tafel VII

Abb. 1. Hochsander, Hoheneichen bei Rastorf östlich Kiel. Neben einer Stauchmoräne haben Oberflächen-Bäche, die den Eisrand queren, die steilstehende Grundmoräne zerspült. Eisoberfläche und Sander wuchsen gleichzeitig aufwärts. Die kleinen Bäche schütteten flache Sandkegel übereinander; nach Farbaufnahme von Frau Dr. GRIPP-SATOW.

Abb. 2. Recherche-Gletscher Spitzbergen. Schmelzwassersand-Ebene auf Eis mit zahlreichen Toteis-Senken. Hinten Eis-Steilwand in Gletscherstirn, vermutlich auf Felsbuckel aufgleitend. Vgl. GRIPP 1929, S. 201.

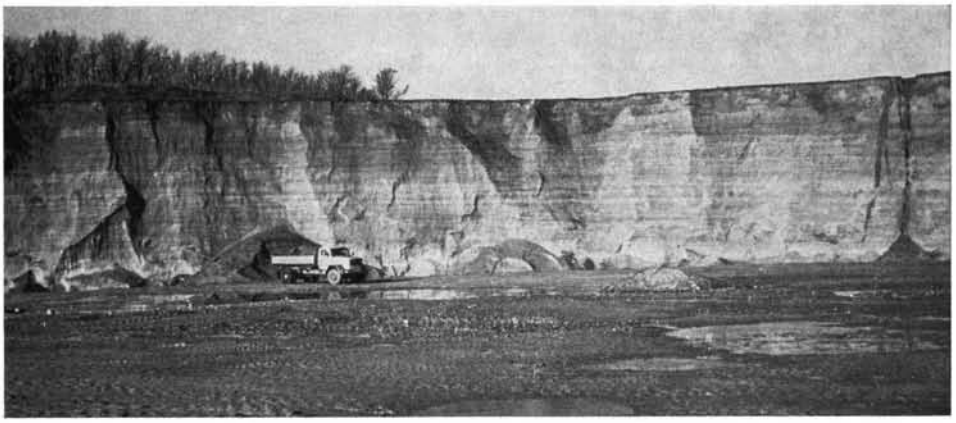


Abb. 1

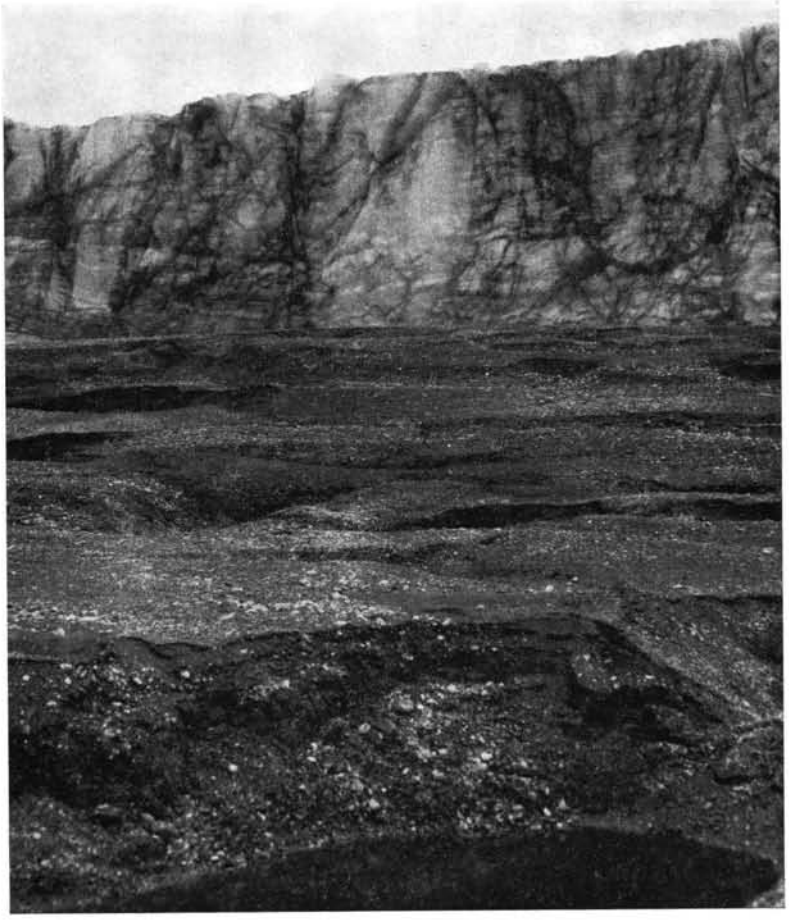


Abb. 2

Tafel VIII

Abb. 1. Senke über gering verschüttetem Eis, das oberhalb des Grundwasserspiegels schmolz. Rechts und links an Verwerfungen, die außerhalb des Bildes lagen, schräg gestellte Schmelzwassersande. In dem Maße wie die Senke entstand, wurde sie von Solifluktions-Schutt angefüllt. Außenrand der Endmoränen-Zone C bei Wester Bjerg südwestlich Fjältring Nord-Jütland; nach Farbaufnahme von Frau Dr. Gripp-Satow.

Abb. 2. Tieftau-Senke unterhalb des Grundwasserspiegels entstanden. Unterhalb des Bohrgestells bis zum rechten Bildrand Bruchwaldtorf in gleichbleibender Mächtigkeit, also nach dem Tieftauen gewachsen. An dessen Basis Schilftorf. Die Lage mit Trockenrissen und dahinter die glatte Wand; rechts = Oberer Faulschlamm. An dessen Basis Seggentorf. Darunter grau, nach links auskeilend, Unterer kalkhaltiger Faulschlamm. Zu unterst Wechsellagerung von eingeschwemmtem Sand und Faulschlamm. Rutschflächen in den unteren Ablagerungen sowie die geneigte Lage ursprünglich waagerecht entstandener Sedimente bezeugen das Schwinden eines zur Hauptsache rechts außerhalb des Bildes gelegenen Klotzes verschütteten Eises. P. Feser fot., Gripp in A. Rust, Grabung Meiendorf 1937.

Abb. 1

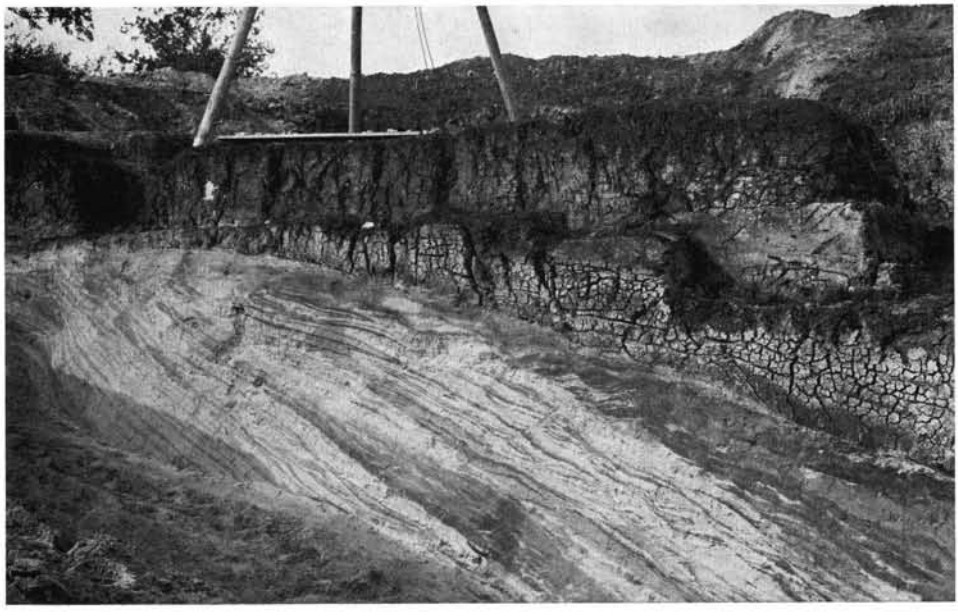


Abb. 2

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 74-81	Öhringen/Württ. 1975

Schotterpetrologie und deren relativ-stratigraphische Anwendbarkeit im Aaretal südlich von Bern (Schweiz)

Von Christian Schlüchter, St. Catharines

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Schotterpetrologische Untersuchungen im Aaretal südlich von Bern zeigen, daß die petrologische Zusammensetzung der Fraktion > 2 cm von älteren zu jüngeren Schotterakkumulationen gesetzmäßig ändert. Die ältesten, bis jetzt nachgewiesenen pleistozänen Schotter im Aaretal, die Bümbergschotter, sind reich an aufgearbeitetem Mollassematerial (>15 %), welches in den letzteiszeitlichen Münsingenschottern, bzw. spätglazialen Wichtrachschottern <10 % beträgt (Abb. 2). Bei den Münsingenschottern (Obere und Untere als Einheit betrachtet) kann östlich und westlich des heutigen Aarelaufes eine verschiedene Fazies in der Geröllführung nachgewiesen werden (Abb. 3). Das von Cadisch (1928) beobachtete Widerspiegeln der Heraushebungs- und Erosionsgeschichte des Alpenkörpers in der Petrologie der Molassesedimente gilt auch für die petrologische Geröllzusammensetzung der mittel- bis jungpleistozänen Schotterakkumulationen.

Summary. Pebble petrological investigations on gravel deposits in the Aar River Valley, south of Bern, Switzerland, show a significant change in the petrological composition of the fraction > 2 cm: the oldest gravels (Bümbergschotter), deposited during the glaciation second before last, have a higher content of reworked material from the Miocene molasse (minimum of 15 %), wherelse Upper Münsingenschotter or Wichtrachschotter resp., show a maximum content of reworked molasse of 10 %. The sediments of the Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten are of intermediate composition (Fig. 2). Considering Upper and Lower Münsingenschotter as a whole, a pebble petrological facies east of the present Aar River can be distinguished from a facies west of it (Fig. 3). Cadisch (1928) stated, that the history of the uplift and erosion of the Alps is reflected in the petrological composition of the molasse sediments. This observation is also true for the Middle- to Joungpleistocene conglomerates.

1. Einleitung und Historisches

Quartärgeologische Untersuchungen (Geröllpetrologie und -morphometrie, Korngrößenanalysen) während der Jahre 1969—73 haben eine komplexe Abfolge von Schotterkörpern aufgezeigt, welche in wohldefinierte lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden können. Die einzelnen Schotterkörper haben, wie wir sehen werden, ein geröllpetrologisch charakteristisches Spektrum, das relativ-stratigraphisch ausgewertet werden kann.

Erste Angaben über die geröllpetrologische Zusammensetzung der Aaretalschotter stammen von Gerber (1915). Beck (1922 bis 1943) bearbeitete die Aaretalschotter im wesentlichen vergleichend-lithostratigraphisch. An die Untersuchungen von Gerber anknüpfend, benutzt Rutsch (1928, 1958) die petrologische Zusammensetzung der Schotter wieder als Charakteristikum. Die Ausscheidung von geröllpetrologisch definierten Schottertypen gelang nur, dank der großräumigen Aufschlüsse, durch konsequente Geröllzählungen in verschiedenen lithostratigraphischen Niveaus. Das Untersuchungsgebiet ist in Abb. 1 dargestellt. Die wichtigsten berücksichtigten Profile sind numeriert eingetragen, wobei chronostratigraphische Schlüsselprofile besonders bezeichnet sind (Schlüchter 1973 b).

2. Methodisches

Die Geröllzählungen wurden, soweit möglich, im Aufschluß vorgenommen. Von Proben, die in 1 m Abstand durchs Profil entnommen wurden, ist die Fraktion > 2 cm abgesiebt worden. Pro Probe wurden 100 Gerölle nach den folgenden petrographischen Klassen bestimmt: Quarzite, rote Kristallingerölle, helle und grüne Kristallingerölle, kristalline Schiefer (metam. Kristallingerölle), grobkörnige Sandsteine, feinkörnige Sandsteine, mikritische Kalke, spätige Kalke, Echinodermenbrekzien, Dolomite und Rauhwacken.

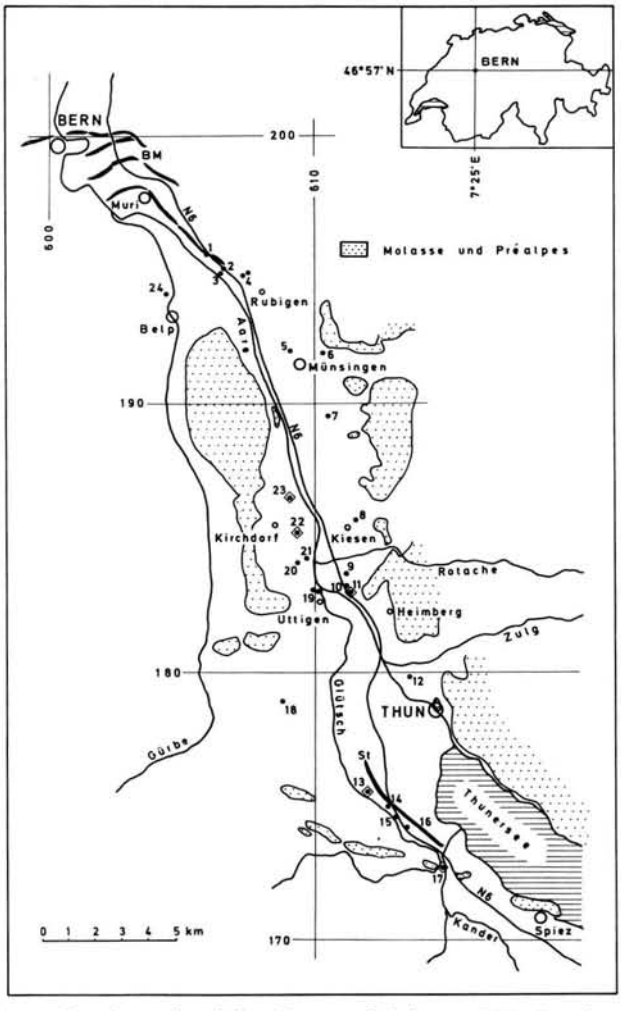


Abb. 1. Schlüsselkarte: Das Aaretal zwischen Bern und Spiez. — BM: Stauchendmoränen Bern—Muri, N 6: Nationalstraße 6 (Bern—Spiez), St: Seitenmoräne des Strättlig-Stadiums. Profile: 1. Autobahnaufschluß Vorder Märchligen, 2. Stützmauer Raintalwald, 3. Raintalwald, 4. Kiesgruben N Rubigen, 5. Kiesgrube Anstalt Münsingen, 6. Mühle im Grabenthal, 7. Kiesgrube Niederwichtrach, 8. Kiesgrube Kiesen, 9. Kiesgrube Bümberg, 10. Autobahnaufschluß Grauestei, 11. Autobahnaufschluß Thungschneit/Räbeli, 12. Autobahnaufschluß Steffisburg, 13. Wässerifluh, 14. Scheibenstand Guntelsei, 15. Hurifluh, 16. Alte Schlyffi, 17. Kanderschlucht bei Hahni, 18. Schlupf, 19. Kiesgruben Uttigen, 20. Kiesgrube Buechlenacher, 21. Kiesgrube Ried, 22. Kiesgruben Jaberg, 23. Kiesgrube Thalgut, 24. Schulhausneubau Neumatt. (Profile von besonderer litho- und chronostratigraphischer Bedeutung sind mit einem Quadrat gekennzeichnet.)

Zur Darstellung der Resultate in einem Dreiecksdiagramm ABC wurden folgende Klassengruppen gebildet (Abb. 2 und 3):

A = mikritische Kalke + spätige Kalke + Echinodermenbrekzie + Dolomite.
Bei diesen „Kalk"geröllen handelt es sich um Gesteine aus den helvetischen und praealpinen Decken nördlich der Zentralmassive.

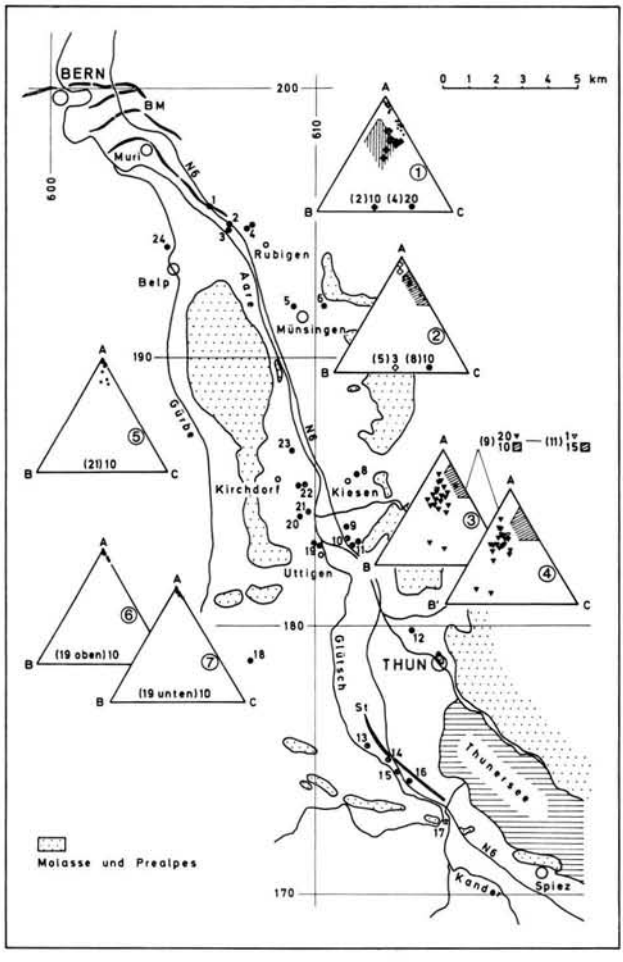


Abb. 2. Geröllpetrologie verschiedener Schotterkörper im Aaretal. Die Aufschlüsse sind analog Abb. 1 numeriert.

Im Dreieck bedeuten: A = Kalkgerölle, B = rote Kristallingerölle, B' = rote Kristallingerölle + Quarzite (Dreieck 4), C = grüne Kristallingerölle. Eingeklammerte Zahl = Aufschlußnummer, zweite Zahl = Probenzahl (je 100 Gerölle).

Dreieck 1: Untere + Obere Münsingenschotter (Punkte), Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten (ausgefüllte Quadrate), Bümbergschotter (senkrecht schraffiertes Feld).

Dreieck 2: Obere Münsingenschotter: punktiert (Kiesgrube Kiesen), schraffiert (Thungschneitgebiet); Wichtrachschotter: Quadrate.

Dreiecke 3/4: Obere Münsingenschotter: schraffiertes Feld, Bümbergschotter: Dreiecke (leeres Dreieck = Vergleichsprobe vom Räbeli).

Dreiecke 5—7: Obere Münsingenschotter im Gebiet Ried—Uttigen.

B = rote Kristallingerölle.
Hier handelt es sich um aufgearbeitetes Material aus der miozänen, „bunten" Molasse. Ebenfalls zu Gruppe B könnten die Quarzite gezählt werden, welche, mit wenigen Ausnahmen (<5 % des gesamten Quarzitgehaltes), aus der Molasse aufgearbeitet sind. Diese Werte B' sind in Dreieck 4, Abb.2 berechnet worden.

C = helle und grüne Kristallingerölle.
Unter dieser Gruppe sind die hellen und grünen granitischen Gesteine zusammengefaßt, welche heute in den kristallinen Massiven der Alpen erodiert werden; also wie die Gerölle unter A relativ „junge" Komponenten der Lockergesteine sind. Bei dieser Gruppe muß auf eine Fehlerquelle hingewiesen werden, welche 10—15 % der C-Werte betragen kann: hier sind Gerölle mitgezählt worden, welche möglicherweise aus der bunten Nagelfluh aufgearbeitet, also Molassematerial sind. Bei weiteren schotterpetrologischen Untersuchungen wird unser Arbeitsschema dahin verfeinert werden müssen, daß Molasse- und Nichtmolasseanteile innerhalb der C-Werte getrennt werden. Das wird zu einer anderen Darstellung der Untersuchungsergebnisse führen, die mitgeteilt werden, sobald Untersuchungen aus einem weiteren Gebiet vorliegen.

3. Petrologie der einzelnen Schotterkörper

3.1. Die Bümbergschotter

Im Profil Bümberg (Abb. 1 und 2, Profil 9) ist es möglich, die „Aelteren Aaretalschotter" GERBERS zu gliedern (SCHLÜCHTER 1973a). Tiefgründig verwitterte Schotter bilden hier und auch im Grauestei- und Thungschneit/Räbeli-Profil (Abb. 1 und 2, Profile 10 und 11) den Sockel der pleistozänen Lockergesteine. Es handelt sich um Deltaschotter mit den entsprechenden Übergußschichten. Diese Schotter sind im Thungschneit/Räbeli überdies glazigen aufgestaucht. — Chronostratigraphisch sind die Bümbergschotter einem ersten(?) glazialen Ereignis der vorletzten Eiszeit (Riß im klassischen Sinne) zuzuordnen (SCHLÜCHTER 1973b), sind somit zu den ältesten bis jetzt nachgewiesenen quartären Lokkergesteinen im Aaretal zu zählen.

Die geröllpetrologische Zusammensetzung ist in den Dreiecken 2 und 3, Abb. 2, dargestellt; damit wird gezeigt, wie das Verteilungsfeld der Bümbergschotterproben in beiden Darstellungen von den Analysenpunkten der Münsingenschotter abfällt. Die Bümbergschotter sind durch einen Mindestgehalt von 15 % an Molassematerial charakterisiert, wobei die Gehalte von Kalkgeröllen und hellen und grünen Kristallingeröllen relativ stark schwanken.

Die beiden in den Dreiecken tief liegenden Bümbergschotterproben stammen aus deren verwittertem Dach, wo praktisch alle Kalk- und Dolomitgerölle verwittert und unbestimmbar sind. Die Bümbergschotter-Vergleichsprobe aus dem Thungschneit/Räbeli-Profil zeigt, wie der Quarzitgeröllanteil aus der miozänen Molasse lokal als eine wesentliche Bestimmungsgröße auftreten kann.

3.2. Der Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten

Im Gebiet von Raintalwald/Kleinhöchstetten (Abb. 1 und 2, Profil 2) folgt im Hangenden der Raintal Schlammoräne, an verschiedenen Stellen im Profil nachweisbar in deren sedimentgenetischer Kontinuität, eine Abfolge von Sand und Kies, die stark glazigen gestaucht ist. Es handelt sich bei diesem Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten um eine selbständige lithostratigraphische Einheit, die gegen Osten, im Gebiet von Rubigen, unter die Münsingenschotter abtaucht (SCHLÜCHTER 1973 b). Genetisch handelt es sich dabei um

einen Rückzugsschotter, der später (während des ersten[?] und zweiten Vorstoßes der letzten Eiszeit) glazigen aufgestaucht worden ist. Chronostratigraphisch ist er in die ausgehende vorletzte Eiszeit zu stellen.

Im Zusammenhang mit der lithostratigraphischen Position des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten ist seine geröllpetrologische Zusammensetzung von Bedeutung (Abb. 2, Dreieck Nr. 1). Die Analysenpunkte der Kies-Sand-Komplex-Proben fallen z. T. in, aber auch außerhalb des Analysenfeldes der Bümbergschotter. Im Vergleich mit den Münsingenschotter-Proben aus dem gleichen Gebiet sind sie ebenfalls verschieden und tendieren zu einer Mittelwertstellung zwischen Bümbergschotter- und Münsingenschotter-Zusammensetzung.

3.3. Die Münsingenschotter

Die mächtigste Schotterablagerung im Aaretal zwischen Bern und Spiez bilden die Münsingenschotter (Beck, ohne Datum; Beck & Rutsch 1958). Über ihre Verbreitung im Zusammenhang mit den damit verknüpften Grundmoränen gibt Abb. 3 einen Überblick. Die Münsingenschotter sind in eine Untere und eine Obere Einheit gliederbar, wobei die Untere einem ersten, die Obere einem zweiten letzteiszeitlichen glazialen Ereignis zugeordnet werden kann (Schlüchter 1973 a, 1973 c). Die Ablagerung der Unteren Münsingenschotter ist in die Zeit von 50—60 000(?) B.P., jene der Oberen zwischen 19 500—18 000(?) B.P. zu stellen. Der Komplex der Unteren und der Oberen Münsingenschotter ist ein charakteristisches Beispiel eines Vorstoßschotters (Beck & Rutsch 1958, Schlüchter 1973 a).

In unseren geröllpetrologischen Untersuchungen sind die Münsingenschotter vorläufig in Bezug auf ihre Zusammensetzung als Einheit betrachtet worden (Abb. 2), da es mit der angewendeten Methode noch nicht gelungen ist, eventuelle Unterschiede in deren Geröllzusammensetzung darzustellen. Als wesentliches Merkmal sei herausgehoben, daß sich die Münsingenschotter durch einen niedrigen Gehalt an Molassematerial (max. 10 %) gegenüber Bümbergschotter und Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten unterscheiden. Der Gehalt an hellen und grünen Kristallingeröllen kann in vereinzelten Proben, besonders im Thungschneit/Räbeli-Gebiet, bis gegen 45 % betragen. Der hohe Gehalt an Kalkgeröllen und hellen und grünen Kristallingeröllen gibt den Münsingenschottern im Aufschluß eine charakteristische graublaue Farbe.

Auf eine interessante Beobachtung sei besonders hingewiesen: wie in Abb. 3 dargestellt, kann gezeigt werden, daß die geröllpetrologische Zusammensetzung der Münsingenschotter links und rechts der Aare verschieden ist. Links der Aare ist sie einheitlich: aufgearbeitetes Molassematerial und helle und grüne Kristallingerölle fehlen in vielen Proben. Interessant ist die Zusammensetzung von vier Geröllproben aus der Kiesgrube Ried (Profil 21, Abb. 1), welche unterhalb des Verteilungsfeldes der Münsingenschotter-Proben links der Aare fallen. Sie stammen aus einer annähernd Ost-West verlaufenden Rinnenfüllung, wobei hier offensichtlich Material aus dem Gebiet östlich des heutigen Aarelaufes herangeführt worden ist.

Die Ausbildung der beiden verschiedenen geröllpetrologischen Faziesbereiche der Münsingenschotter östlich und westlich des heutigen Aarelaufes kann folgendermaßen erklärt werden: Östlich von Aare/Thunersee stehen mächtige Schichtpakete der miozänen bunten Molasse an (verantwortlich für höheren Gehalt an aufgearbeiteten Geröllen aus der Molasse) und die Zufuhr an Kristallingeröllen aus dem heutigen Kristallinbereich der Alpen scheint dort, in der zentralen Fließ- und Sedimentationsrichtung der Aare, größer gewesen zu sein. Währenddem westlich des heutigen Aarelaufes der Oberflächenanteil der miozänen Molassenagelfluh wesentlich zurücktritt, hier aber die Sedimentzufuhr aus dem Randgebiet der praealpinen Decken (eventuell auch aus Kander- und Simmetal(?) wichtig ist.

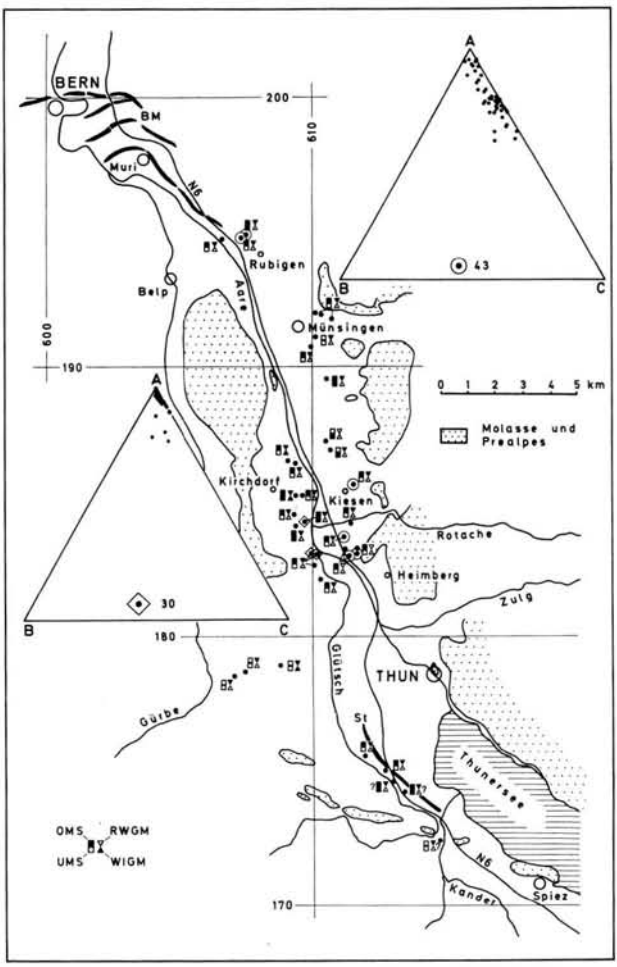


Abb. 3. Geröllpetrologische Zusammensetzung der Münsingenschotter links und rechts der Aare (Erklärung der Dreiecke: Abb. 2); und Verbreitung von Rotachewald Grundmoräne (RWGM), Obere Münsingenschotter (OMS), Würm I-Grundmoräne (WIGM) und Untere Münsingenschotter (UMS). Ausgefüllte Quadrat- und Dreiecksymbole: betreffende Ablagerung im bezeichneten Aufschluß nachgewiesen. Fragezeichen: lithostratigraphische Korrelation unsicher.

3.4. Die Wichtrachschotter

Der jüngste Schotterkörper des mittleren Aaretals, die Wichtrachschotter, bildet zwischen Rubigen und Wichtrach/Kiesen das komplexe System der Niederterrasse. Es handelt sich dabei um einen Rückzugsschotter im weitesten Sinne, dessen Genese an anderer Stelle ausführlich dargestellt worden ist (SCHLÜCHTER, 1973). In der Kiesgrube bei der Heil- und Pflegeanstalt Münsingen (Abb. 1, Profil 5) sind zum Vergleich drei Geröllzählungen durchgeführt worden. Die Resultate sind in Dreieck 2 Abb. 2 eingetragen. Dabei wird gezeigt, daß die Zusammensetzung der Wichtrachschotter mit jener der Münsingenschotter praktisch identisch ist. Freilich fallen die Analysenpunkte etwas oberhalb des Verteilungsfeldes der Münsingenschotter des mittleren Aaretals (Dreiecke 2 und 3, Abb. 2), fallen aber

zusammen mit den Analysen der Oberen Münsingenschotter aus der westlichen der beiden Kiesgruben bei Rubigen (Obere Münsingenschotter-Analysenpunktgruppe im Dreieck 1, Abb. 2).

4. Stratigraphische Folgerungen

Die Entwicklung der geröllpetrologischen Zusammensetzung der Schotterkörper im Aaretal südlich von Bern von den vorletzteiszeitlichen Bümbergschottern, über den Kies-Sand-Komplex von Kleinhöchstetten und die Unteren und Oberen Münsingenschotter zu den spätglazialen Wichtrachschottern zeigt: je jünger ein Schotterkörper ist, desto höher ist sein Gehalt an Kalkgeröllen der helvetischen und praealpinen Decken einerseits und an Geröllen jener kristallinen Einheiten der Alpen, die im mittleren und jüngeren Pleistozän zur Erosion kamen andererseits. Der Gehalt an aufgearbeitetem Molassematerial ist in den jungen Münsingen- und Wichtrachschottern ebenfalls niedriger als in den vorletzteiszeitlichen Bümbergschottern und den Sedimenten des Kies-Sand-Komplexes von Kleinhöchstetten.

Nach unseren heutigen Kenntnissen waren Oberstes Tertiär, Altpleistozän und die älteren Abschnitte des Mittelpleistozäns im Aaretal durch bedeutende Erosion gekennzeichnet. Seit dem Oberen Mittelpleistozän aber (ca. seit Beginn der vorletzten Eiszeit ?) wurden bedeutende Mächtigkeiten von fluvioglazialen, glazialen, fluviatilen und limnischen Lockergesteine abgelagert. Wie vorangehend gezeigt wurde, erfolgte die geröllpetrologische Entwicklung vom Liegenden zum Hangenden gesetzmäßig (Abb. 2), so daß diese zur relativen chronostratigraphischen Einstufung eines betreffenden Schotterkörpers verwendet werden kann. Lokale petrologische Schotterfazies, wie im Falle der Münsingenschotter (östlich/westlich des heutigen Aarelaufes) geben überdies genauere Hinweise über die Herkunft des betreffenden Sedimentmaterials. Nach den vorliegenden Untersuchungen dürfen die Ergebnisse von CADISCH (1928) dahin erweitert werden, daß sich die Heraushebungs- und Erosionsgeschichte des Alpenkörpers, die tektonische Geschichte des Hinterlandes, nicht nur in der Geröllfazies des Molassetroges, sondern bis hinauf in die jungpleistozänen Schotterakkumulationen widerspiegelt.

Es ist dem Autor ein Anliegen, Herrn Th. Kästli, Kies AG - Aaretal, verbindlichst für die Erlaubnis, in den Aaretalkiesgruben arbeiten zu dürfen und für das Interesse, das unseren Untersuchungen entgegengebracht wurde, zu danken. Ebenso verdankt sei das Verständnis und Entgegenkommen von Herrn F. Kilchenmann vom Autobahnamt des Kantons Bern. Besonders gedankt sei Herrn Prof. R. F. Rutsch, Bern, für seine stetige Förderung der Untersuchungen und Herrn Prof. G. Furrer, Zürich, für seine aufmunternde Kritik.

Schriften

AUTOBAHNAMT des Kantons Bern: Unpublizierte geotechnische Unterlagen des Autobahnbaues (Karten, Bohrungen, Analysen) — bis 1971.

BECK, P.: Der Alpenrand bei Thun. Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. Bericht über die Exkursion ins Stockhorngebiet vom 29. bis 31. August 1922. — Eclogae Geologicae Helvetiae **XVII**/3, 1922.

— : Die Natur des Amtes Thun. — Das Amt Thun, Bd. 1, 1943.

— : Das Quartär. Das Pleistozän. — Manuskript, ohne Datum.

BECK, P. & RUTSCH, R. F.: Geologischer Atlas der Schweiz. Erläuterungen zu Atlasblatt 21. — Kümmerly & Frey, Bern 1958.

CADISCH, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdsch. **19**, 1928.

GERBER, E.: Über ältere Aaretalschotter zwischen Spiez und Bern. — Mitt. naturforsch. Ges. Bern, Jg. 1914/15.

GASSER, U. & NABHOLZ, W. K.: Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. — Eclogae Geologicae Helvetiae, **LXII**/2, 1969.

Rutsch, R. F.: Geologie des Belpberges. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie, Paläontologie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. — Mitt. naturforsch. Ges. Bern, Jg. 1928.

Schlüchter, C.: Die Münsingenschotter, ein letzteiszeitlicher Schotterkörper im Aaretal südlich Bern. — Festschr. Prof. Rutsch. Bull. Vereinig. Schweiz. Petroleumgeologen und -ingenieure, **39**/96, 1973.

— : Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Paläontologie, Sedimentologie). Teil I (Text), Teil II (Figuren), Teil III (Fotos). 307 Seiten mit 42 Figuren, Karten und Tabellen und 112 Fotos. Manuskript. Dissertation, Philosophisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Bern, Juli 1973.

— : Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern (Schweiz). — Z. für Gletscherkde. u. Glazialgeol., Band **IX**, (1—2), 123—141, 1973.

Manuskript eingeg. 20. 1. 1975.

Anschrift des Verf.: Dr. Christian Schlüchter, Department of Geological Sciences, Brock University, St. Catharines, Ontario, L 2 S 3 A 1, Canada. — Jetzige Adresse: Inst. für Grundbau der ETH, 8006 Zürich, Schweiz.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 82-86	Öhringen/Württ. 1975

Über den Nachweis von Störungen im unteren Karbachtal bei Wangen im Allgäu mit Hilfe von Bodengasmessungen

Von Horst Weinhold, Kiel

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung: Im Bereich des unteren Karbachtales zwischen Karsee, Leupolz und der Unteren Argen wurde in acht Profilen die Verteilung von CO_2 und CH_4 im Boden gemessen. Auf Grund sprunghafter Veränderung des Gasgehalts an verschiedenen Stellen sowie der unterschiedlichen Gaskonzentration wurden mehrere Störungen mit Orientierung der Hoch- und Tiefschollen ermittelt. Ähnlich wie für andere Senken des nordöstlichen Bodenseeraumes kann daraus gefolgert werden, daß neben fluviatiler Erosion und Eisschurf auch tektonische Vorgänge an der Formung des Landschaftsreliefs beteiligt waren.

Summary: Eight cross sections were studied in the region of the lower Karbach valley, between Karsee, Leupolz and the river Untere Argen, and the CO_2 and CH_4 distribution in the soil was measured. On the basis of rapid changes in the soil gas content and the different gas concentration at various spots several faults together with upthrown and downthrown blocks were located. It can thus be concluded that similar to other depressions in the northeastern Bodensee region both fluviatile and glacial erosion and tectonic events have caused the topographic relief.

Einführung

Die Landschaft des nordöstlichen Bodenseeraumes ist in eine Reihe von Höhenrücken und Senken gegliedert. Zwischen Friedrichshafen und Wangen sind das die Täler der Schussen, des Bollenbachs und des Karbachs mit den sie trennenden Hochgebieten. Für die Entstehung des Reliefs kommen verschiedene Faktoren in Betracht:

1. Exaration
   Die nordnordöstliche Streichrichtung der Senken entspricht etwa der Schubrichtung der Eismassen des Rheingletschers in diesem Bereich.

2. Fluviatile und glazifluviatile Erosion
   Terrassen und Ablagerungen von Flußschottern sind in den Niederungen und Talrändern zu finden.

3. Tektonische Senkung des Untergrundes
   In der weiteren Umgebung wurden Verwerfungen mit gleichsinnigem Streichen wie die oben genannten Täler nachgewiesen und beschrieben (Einsele & Schönenberg 1964, Volz 1959, Gwinner 1955, u. a.).

Nach Ernst (1968) stellt jedes Störungssystem eine Art Drainage für alle Tiefengase dar, die während der Diagenese, Metamorphose oder Lagerstättenbildung anfallen. Die Ausbißzonen dieser Störungen sollten sich deshalb durch erhöhte Gasgehalte von der ungestörten Umgebung abheben. Ziel der vorliegenden Untersuchungen war es, unter Anwendung der von Ernst (1968) beschriebenen Methode der Bodengasmessungen Störungen im Bereich des unteren Karbachtales nachzuweisen.

An dieser Stelle sei Herrn Dipl.-Geol. Reinkensmeier für die technische Beratung und Hilfe gedankt.

Zur Arbeitsmethode

Die Bodengasmessungen wurden nach ERNST (1968) vorgenommen. An jedem Meßpunkt wurden CH_4 und CO_2 im aus dem Bohrloch abgesaugten Gasgemisch bestimmt. Zur CH_4-Messung wurde das nach dem Interferometerprinzip arbeitende Meßgerät, Typ 18 der Firma Riken-Keiki, benutzt. Die CO_2-Messungen erfolgten mit Dräger-Prüfgasröhrchen, Typ 1 % CO_2.

Die Bohrlöcher hatten eine Tiefe von 1 m und 2 cm Durchmesser. Die Abstände der Meßpunkte betrugen in der Regel 25 m. An bestimmten Stellen der Profile wurde die Distanz auf 10, bzw. 5 m verkürzt, um ein genaueres Bild der Meßkurve zu erhalten. Die Messungen wurden im November und Dezember vorgenommen, wodurch sekundäre Veränderungen der Gaskonzentration im Boden durch unterschiedliche landwirtschaftliche Nutzung vermieden werden sollten. Verfälschungen der Meßkurven ließen sich an einigen Stellen trotz Versatz der Meßpunkte nicht vermeiden. In der Abbildung sind sie entsprechend verzeichnet.

Die geologische Situation

Das Karbachtal stellt eine langgestreckte Nord—Süd gerichtete tertiäre Hohlform dar, welche sich über eine Schwelle bei Alttann nach Nordosten in das Wurzacher Becken fortsetzt (GERMAN et al. 1967). Sein nördlicher Teil wird bis zum Schweinberg südlich Karsee und Leupolz von einer Serie aus Randmoränen und eisrandnahen Sedimenten ausgefüllt. Soweit für die Oberflächenkartierung zugänglich, gehören sie der letzten Vereisung an (WEINHOLD 1974). Der südliche Teil ist bis zur Unteren Argen deutlich als Niederung ausgebildet. Von dort hebt die Hohlform flach nach Süden aus.

In beiden Seiten der Niederung sind Mergel und Sandsteine der Oberen Süßwassermolasse in kleinen Tobeln aufgeschlossen. Die tertiären Schichten werden von Grundmoräne und eisrandnahen Schmelzwasserschottern überdeckt. Lokal sind Reste von Randmoränen und Eisrandschwemmfächern erhalten (WEINHOLD 1974). Die Talfüllung setzt sich an der Oberfläche aus Auelehm, umgelagertem Hangschutt und Torf zusammen. Über die tatsächliche Eintiefung der Senke liegen nur Daten nördlich von Karsee vor (GERMAN et al. 1967). Anzeichen von Tektonik wurden im Karbachtal an einer Stelle, in einer Kiesgrube bei dem Gehöft Edenhaus, festgestellt. Dort ist eine kleine Störung mit Sprunghöhe von ca. 0,5 m aufgeschlossen.

Auswertung der Meßprofile

Die Gasgehalte der Profile 1 bis 8 reichen für CO_2 von 0 bis maximal 6 %, für CH_4 von 0 bis 2,6 %. Durchschnittlich pendeln sie bei CO_2 zwischen 1 und 2 %, bei CH_4 zwischen 0,1 und 1 %. Diese Werte entsprechen denen, welche auch ERNST bei seinen Untersuchungen in der ungefalteten Molasse erhielt.

Das Profil 1, nördlich des Gehöfts King beginnend und nach gut 850 m östlich der Straße Karsee—Pfaffenweiler endend (vgl. Lageplan), zeichnet sich durch eine verhältnismäßig ruhig verlaufende CH_4-Kurve aus. Die Gehalte liegen unter 1 %. Die bewegtere CO_2-Kurve schwankt zwischen durchschnittlich 1 bis 2 %. 250 m vom westlichen Endpunkt entfernt sticht ein kleiner Peak in beiden Gaskurven hervor, der durch eine Depression abgesetzt ist (infolge Bodenverdichtung konnte kein Gas abgepumpt werden). Der Peak — 3 % CO_2, 0,6 % CH_4 — könnte unter Umständen eine Störung anzeigen, jedoch ist nach beiden Seiten kein Unterschied in der Gaskonzentration gegenüber dem bisherigen Kurvenverlauf festzustellen. Nach ERNST wäre auf der Hochscholle eine höhere Gasanreicherung als auf der Tiefscholle zu erwarten.

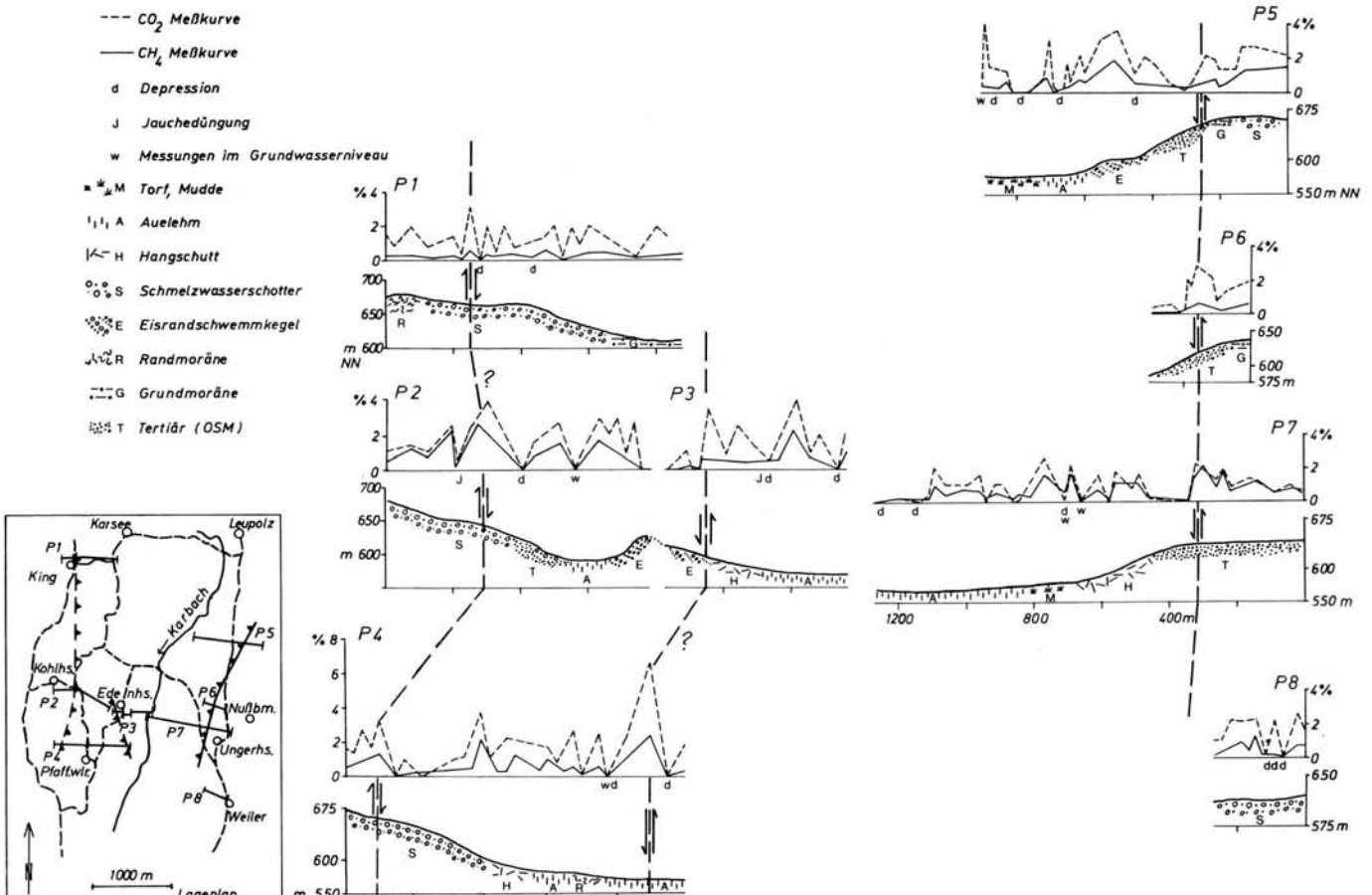


Abb. 1. Gasverteilungskurven von CO_2 und CH_4 an Meßprofilen im unteren Karbachtal bei Wangen/Allgäu.

Das Profil 2 reicht von Kohlhaus bis westlich Edenhaus. Die Gasgehalte liegen allgemein über denen von Profil 1. Etwa 300 m vom westlichen Profilende entfernt, tritt wie bei Profil1 ein Gaspeak auf. Der CO_2-Gehalt steigt auf 4 %, der CH_4-Gehalt auf 2,6 % an. Der weitere Verlauf der Gaskurven wird durch eine Depression und hoch anstehendes Grundwasser unterbrochen. Mit Vorbehalt kann im Peak die Fortsetzung der vermuteten Störung von Profil 1 festgelegt werden. Das in kurzer Entfernung an Profil 2 anschließende Profil 3 besitzt mehr Aussagekraft. Deutlich ist der westliche Teil mit geringen Gasgehalten, CO_2 bis 1 %, CH_4 bis 0,2 %, von dem östlichen mit höheren, CO_2 bis 4 %, CH_4 bis 2 %, zu unterscheiden. Eine Störung ist auf gleicher Höhe des Profilpunktes, in dem die Gasgehalte ansteigen, nur 10 m weiter südlich in der oben erwähnten Kiesgrube bei Edenhaus aufgeschlossen. Die Hochscholle liegt auf der Ostseite, die Tiefscholle auf der Westseite, was sich mit den Gaskurven deckt.

Profil 4, nördlich Pfaffenweiler verlaufend, beginnt im Westen mit höheren Gasgehalten. Nach etwa 140 m sinkt die Gaskonzentration bis auf Spuren ab, um dann wieder anzusteigen. Die CH_4-Kurve zeigt den Verlauf besonders gut. 600 m vor Ende des Profils ist die ursprüngliche Konzentration wieder erreicht (CH_4 zwischen 0,5 und 2 %, CO_2 zwischen 1 und 3 %). Die in Profil 1 und 2 vermutete Störung tritt hier klar hervor. Am Ostende des Profils befindet sich ein markanter Gaspeak mit 6,6 % CO_2 und 2,4 % CH_4. Zwar wird der Kurvenverlauf durch die benachbarten Depressionen abgewandelt, aber dennoch darf man in diesem Anstieg des Gasgehalts die Fortsetzung der Störung aus Profil 3 vermuten. Der abnehmende Gasgehalt westlich der Störung zeigt an, daß dort die Tiefscholle liegt. Profil 5 wird durch eine Reihe von Depressionen unterbrochen. Generell dürfte der Gasgehalt in der westlichen Hälfte des Profils aber höher als in der Osthälfte sein. Der plötzliche Anstieg der Meßkurven 250 m vor dem Ostende der Meßstrecke weist auf eine Störung hin, bei der sich die Hochscholle rechts, die Tiefscholle links befindet.

Das kurze Profil 6 nordwestlich Nußbaum erfaßt die Störung ebenfalls.

Im Westen überschneidet sich Profil 7 um 70 m mit Profil 3. Auf Grund der Depressionen ist der Verlauf der Gaskurven im Westen schwierig zu interpretieren. Der Gasgehalt scheint aber nach Osten geringer zu werden und bis gegen 0 % zu sinken. Im sprunghaften Anstieg der CO_2- und CH_4-Werte auf 2 % ist der Bereich der Störung zu erkennen. Gegen das Profilende nimmt der Gasgehalt langsam ab. Hoch- und Tiefscholle der Verwerfung sind wie in den Profilen 5 und 6 orientiert.

Profil 8 liegt außerhalb der Störungszone. Die Gasgehalte bleiben, abgesehen von den Drepressionen, ziemlich konstant.

Ergebnisse der Messungen

Mit Hilfe der Bodengasmessungen konnten auf beiden Seiten der Karbachsenke Störungen festgestellt werden. Im Westen verläuft eine vermutete Störung vom Gehöft King östlich an Kohlhaus vorbei in Nord—Süd-Richtung. Südlich Kohlhaus schwenkt sie nach Südwesten ab. Eine weitere Störung mit gegensinnigem Versatz führt von Edenhaus in südöstliche Richtung auf den Karbach zu. Auf dem Ostabhang der Niederung wurde eine dritte Störung von Ungerhaus in nordöstliche Richtung an Nußbaum vorbeiziehend ermittelt.

Die unterschiedliche Zusammensetzung und Konsistenz der Sedimente des Untergrundes hat scheinbar keinen meßbaren Einfluß auf die Verteilung der Bodengasmenge. In Bereichen von Stauchmoränen, Schmelzwasserschottern und Eisrandschwemmfächern, die eine bessere Durchlässigkeit haben als Grundmoränenmaterial und Tertiärsedimente, konnte

kein Unterschied den Gasgehalt betreffend festgestellt werden. Ebensowenig treten Schwankungen an den Grenzen der einzelnen Sedimente auf.

In Profil 2 und 3 wurden Messungen auf Feldern vorgenommen, auf die zwei Tage zuvor Mist und Jauche gestreut wurde. Veränderungen in der Gaskonzentration des Bodens waren deswegen nicht zu beobachten.

Literatur

EINSELE, G. & SCHÖNENBERG, R.: Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum. — Publ. Serv. geol. Luxemb. **14**, 139—164, Luxembourg 1964.

ERNST, W.: Verteilung und Herkunft von Bodengasen in einigen süddeutschen Störungszonen. — Erdöl u. Kohle **21**, Teil 1, 605—610, Teil 2, 692—697, Hamburg 1968.

GERMAN, R., LOHR, J., WITTMANN, D. & BROSSE, P.: Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-Quartär im mittleren Oberschwaben. — Eiszeitalter u. Gegenwart **18**, 104—109, Öhringen/Württ. 1967.

GWINNER, M. P.: Erdbebenherde und Tektonik in Oberschwaben. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 475—478, Stuttgart 1955.

VOLZ, E.: Geologische Ergebnisse einiger Erdölbohrungen im westlichen Molassebecken. — Erdöl u. Kohle **12**, 209—216, Hamburg 1959.

WEINHOLD, H.: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im württembergischen Allgäu zwischen östlichem Bodensee und Altdorfer Wald. — Diss. Tübingen 1974.

Manuskript eingeg. 7. 10. 1974.

Anschrift des Verf.: Dr. Horst Weinhold, Geologisches Landesamt von Schleswig-Holstein, 23 Kiel, Mercatorstraße 7.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 87-94	Öhringen/Württ. 1975

Die Goldshöfer Sande und die quartären Reliefgenerationen im Albvorland Ostwürttembergs [1])

Von Reinhard Zeese, Köln

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Es wird versucht, die Goldshöfer Sande als ältestpleistozäne Fluß- und Hangfußsedimente mit Formen und Abtragungsmechanismen zur Zeit ihrer Ablagerung zu korrelieren. Hangfußsedimente und fluviatile Ablagerungen deuten auf ruckweisen Wasserabfluß. In den weniger widerständigen Gesteinen müssen auch an Unterhängen Abtragungsphasen der Runsenspülung mit akkumulativen Abschnitten der Spülsolifluktion abgewechselt haben. Bei den aus diesen Formungsmechanismen resultierenden Formen handelt es sich um breite, auf alte donaubürtige Entwässerungsbahnen hinorientierte getreppte Verflachungen, die von den Einschnitten der iüngeren Taleintiefung zu den weitgespannten Verflachungen des Pliozän überleiten. Sie setzen sich fort in weiten Flachdellensystemen, die ältere Flächenreste zergliedern. Im Bereich widerständiger Gesteinspartien waren auch im Albvorland kleinere Stufen ausgebildet, während die Albstufe schon als markanter Anstieg existierte und durch ein enges Kastental von den bei Aalen zusammenlaufenden Entwässerungsbahnen nach Süden gequert wurde.

Résumé. Nous allons essayer de mettre en relation les sables de Goldshèfe en tant que sédiments fluviatils et de pied de versant du Pleistocène le plus ancien avec les formes et les mécanismes d'érosion à l'époque de leurs sédimentation.

Des sédiments de pied be versant et des dépots fluviatils laissent conclure à un écoulement fluvial intermittent. Des phases d'érosion du type "Runsenspülung" (ruisellement en filets enchevêtrés) doivent avoir alterné avec des périodes d'accumulation de "Spülsolifluktion" (ruisellement solifluidal) dans la partie des roches moins résistantes des aval-versants.

Quant aux formes résultantes de ces mécanismes de formation il s'agit de larges aplanissements étagés, orientés vers des anciennes voies d'écoulement d'eau d'origine danubienne, passant des incisions d'enfoncement de vallée plus récent au niveau des aplanissements très étendus du Pliocène. Ils se poursuivent dans de vastes systèmes de "Flachdellen" (vallons plats) qui disséquent des restes de surfaces anciens. Dans l'avant-pays de l'Alb des côtes plus petites étaient formées dans la zone de roches plus résistantes, tandis que la cuesta de l'Alb existait déjà comme montée plus accusée, traversée vers le Sud par une étroite vallée encaissée empreintée par des voies d'écoulement d'eau qui convergent à Aalen.

Précis. The objective is to correlate the sediments of Goldshöfe (Goldhöfer Sande) as river and talus deposits from the oldest Pleistocene with landforms and mechanism of erosion of the time of their deposition.

Talus and fluvial deposits indicate an intermittent run-off. In less resistent rock also at the lower parts of slopes erosive periods of rill wash must have alternated with accumulative phases of "Spülsolifluktion" (rill wash solifluction).

The landforms resulting from these mechanisms are wide stepped plains of erosion, oriented towards old drainage lines of danubian origin. They form a transition from the incisions of younger dissection period to the extensive pliocene plains of erosion and continue in large systems of "Flachdellen" (flat dales) that dissect rests of older erosion surfaces.

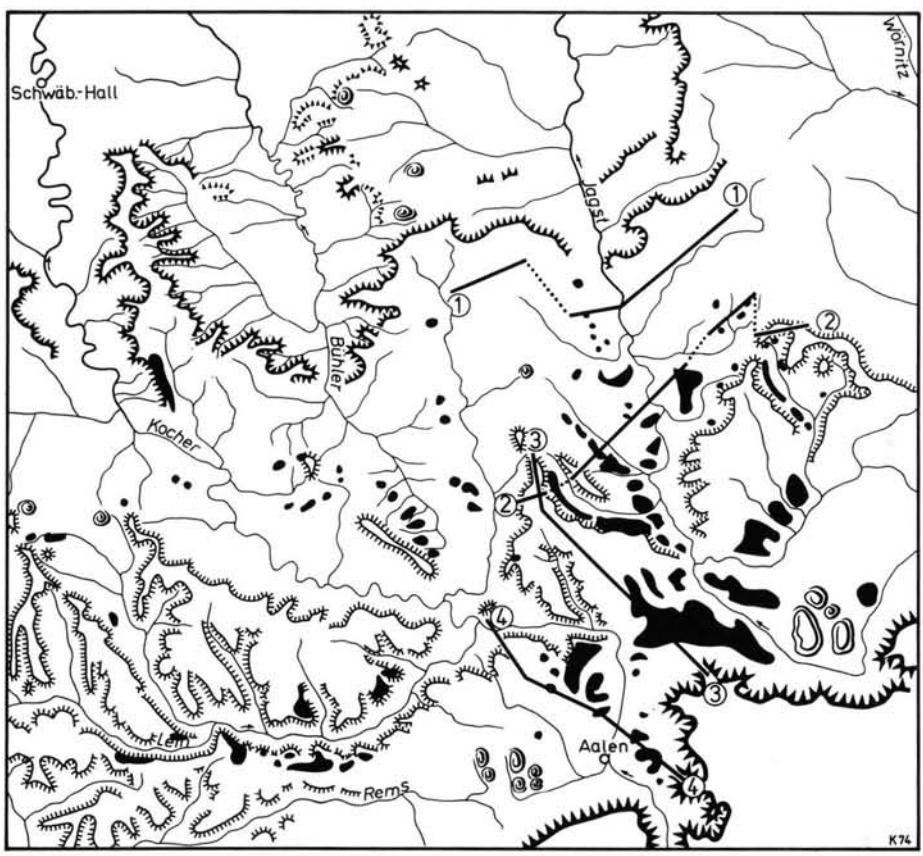
In resistent rock in the foreland of the "Alb" of Würtemberg smaller cuestas were developed, while the "Alb"-cuesta already existed as a well marked elevation crossed towards the south by a narrow incised valley collecting the drainage lines meeting at Aalen.

---

1) Vortrag, gehalten bei der 17. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hofheim a. Ts., September 1974.

Im Vorland der Alb Ostwürttembergs sind durch den erst im Altpleistozän erfolgten Anschluß von Kocher und Jagst an das Rheinsystem und die danach erfolgte rasche Eintiefung zahlreiche Dokumente älterer Reliefentwicklung — Formenkomplexe und Sedimente — erhalten geblieben (Abb. 1). Die günstigen Überlieferungsumstände haben dabei eine Vielzahl ältestpleistozäner Elemente hinterlassen. Damit ist es möglich, Formen und Sedimente aus diesem Zeitraum zu analysieren und Rückschlüsse auf die damalige Formungsdynamik zu ziehen.

Dieser Teil des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes hat als Untergrund die nach Süden bis Südosten einfallenden Schichten des Keuper und des Jura. Im Schichtpaket des Keuper fungieren dabei neben Steinmergelbänken und dem Schilfsandstein kieselig ge-



SKIZZE DER STRUKTURKANTEN U. HÖHENABLAGERUNGEN ZWISCHEN ALBRAND U. KEUPERSTUFE

Keuper-Stufenrand über 465m ü. NN
Keuper-Stufenrand unter 465 m
Liaskante
Weißjura-Stufenrand
Aufsitzer und isolierte Kuppen
Goldshöfer Sande
① — ① Profilschnitt

0 10km

Entwurf: R.Zeese

Abb. 1. Markante Reliefstrukturen und Verbreitung der Goldshöfer Sande im Albvorland Ost-Württembergs.

bundene Lagen im Kiesel- und Stubensandstein als morphologisch widerständige Gesteine (EISENHUT 1961). Im Jura sind es die kalkig, tonig oder kieselig gebundenen Sandsteine und Kalke der Angulatenschichten, Sandsteinlagen des Dogger beta und als bedeutendste Stufenbildner die Kalke des Malm beta und delta. Während im Keuper als wenig widerständige Partien vor allem Sandsteine und Mergel dominieren, sind es im Lias, Dogger und untersten Malm vor allem Tone und Mergel.

Aus dieser Sedimentfolge ist eine Schichtstufenlandschaft entstanden, deren Landterrassenreste Teile des Schichtpaketes diskordant kappen. Interessant wird dieser Raum durch das Vorkommen von Ablagerungen, die am auffälligsten nördlich Aalen die Oberfläche bilden und als „Goldshöfer Sande" durch PAHL (1924), R. WAGNER (1952) und nicht zuletzt G. WAGNER (1926 u. a.) ihre wissenschaftliche Bearbeitung erfuhren.

Als Goldshöfer Sande i. w. S. werden diejenigen Sand- und Schotterreste im Vorland der Alb bezeichnet, die heute oft in Reliefumkehr auf den Höhen liegend, durch ihre Höhenlage und oft auch durch ihre Schüttungsrichtung ein Gewässernetz dokumentieren, dessen Adern radial der Albpforte südlich Aalen zuströmten und durch die Alb zur Donau flossen, während die heutige Entwässerung über den Neckar zum Rhein hin orientiert ist (ZEESE 1972). Bei diesen Ablagerungen handelt es sich jedoch nur in Bereichen größerer Mächtigkeit vorwiegend um Sande. Vor allem auf den Hochflächen des Keuper und Lias werden sie durch Schotterstreu ersetzt, die an den Stufenhängen auch im Bereich der eigentlichen Goldshöfer Sande in genetisch dazugehörige alte Hangschuttmassen übergeht. Beide Erscheinungen nannte MÜLLER (1958) bei den forstamtlichen Standortskartierungen „Streuschutt", zusammen mit den Goldshöfer Sanden werden sie als Höhenablagerungen bezeichnet (Abb. 1).

Gemeinsam ist allen diesen Sedimenten, daß sie auf einen Vorfluter hin orientiert sind, dessen tiefste Basis vor der Umkehr der Entwässerung südlich Aalen etwa bei 458 m NN lag und im heutigen Bereich der europäischen Wasserscheide zwischen Kocher und Brenz am Seegartenhof unter rund 50 m Verfüllung bei 456,5 m NN erbohrt wurde (BEURER 1963), und daß sie Reste einer alten Landoberfläche als Schleier überziehen oder als mächtige Pakete verhüllen.

Da die Flächen und Hänge, die von den Goldshöfer Sanden bedeckt werden, gleich alt oder älter sein müssen als diese, ermöglicht die weite Verbreitung neben der Rekonstruktion eines Altreliefs auch die Erörterung, ob diese Goldshöfer Sande Teilen dieses Reliefs korrelat sind.

Bei der Beurteilung der Goldshöfer Sande haben bereits R. WAGNER (1952), WERNER (1956) und MÜLLER (1958) die Sande von Hinterwald nördlich Adelmannsfelden als ein älteres Akkumulationsstadium angesprochen. In Adelmannsfelden selbst und an anderen Stellen konnten entsprechende Beobachtungen gemacht werden, die zeigen, daß die Goldshöfer Sande mehrere Akkumulationskörper in verschiedenen Auflagerungsniveaus darstellen (ZEESE 1971). Profil 2 (Abb. 2) zeigt als Sammelprofil mehrere dieser durch Hangknicke voneinander getrennten Ablagerungen.

Die Höhenablagerungen sind damit teilweise in ihrer Genese in einen Zeitraum der Terrassenentwicklung einzuordnen, bei dem Erosion und Akkumulation wechselweise erfolgte. Nach den Geländebefunden waren die Erosionsleistungen jedoch noch nicht so stark linear wie in den jüngeren Kaltzeiten, den eigentlichen „Eiszeiten". Die Akkumulationen erreichten dagegen Beträge von 10—15 m maximaler Mächtigkeit auch bei den höheren, allerdings nicht voll erbohrten Aufschüttungskörpern. Die Täler waren breiter angelegt, und der Gesamtcharakter der Landoberfläche nach Abschluß der Sedimentation der jüngsten Goldshöfer Sande war der eines flachwelligen Reliefs mit weiträumigen

Sandschwemmebenen in den Stufenrandbuchten, dazwischen Rücken im Keuper und Schichtstufenrestflächen im Lias alpha, denen lokal noch heute die Reste älterer Sand- und Schotterakkumulation aufliegen (s. Profile 1, 2 und 3 in Abb. 2 und 3).

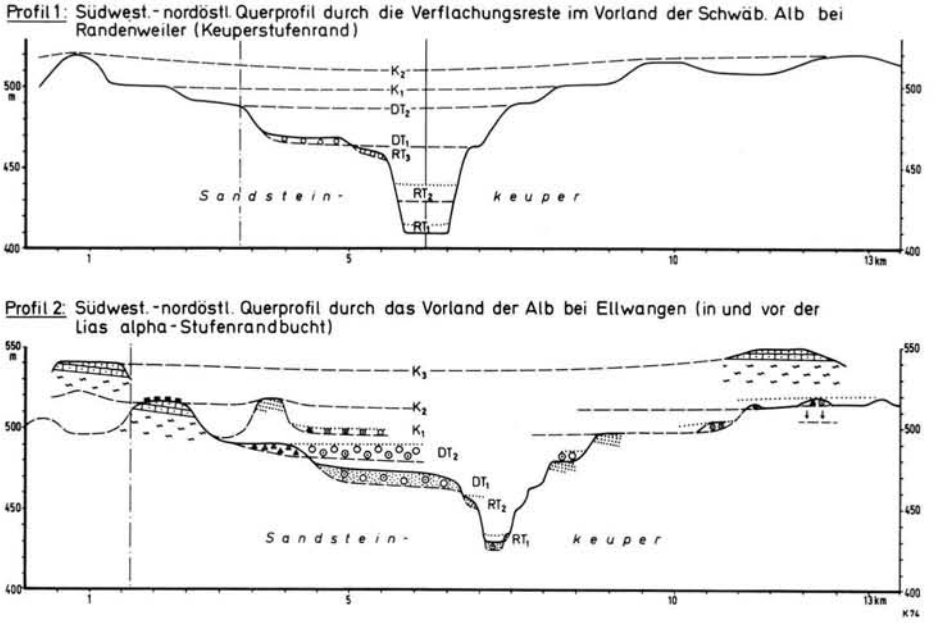


Abb. 2. Profile im Vorland der Schwäbischen Alb (Legende bei Abb. 3).

Damit war diese Landschaft weder eine Rumpffläche nach BÜDEL (1957) noch eine Rumpffläche mit Akkordanz nach MORTENSEN (1955). Die Sohlenmuldentäler hatten in ihrem Mittellauf ein sehr schwaches Gefälle, und die Auflagerungsfläche der Akkumulationen sowie die begleitenden flachen Hänge kappten die Schichten spitzwinklig — MÜLLER (1958) sprach einmal von „ehemaligen, sehr breiten Talauen" — dazwischen jedoch lagen Rücken, die deutlich über diese weiten Sohlenmuldentäler abgesetzt waren.

Bei Kartierungen im Lias ließ sich deutlich feststellen, daß diese Sohlenmuldentäler von weiten Muldentälern beliefert wurden. Diese erfuhren in den jüngeren Kaltzeiten nur noch eine geringe Überprägung und charakterisieren heute als ausgedehnte Flachdellensysteme die altangelegte Landoberfläche im Lias, während die jüngeren nach BÜDEL vorwiegend durch Solifluktionsabtrag gebildeten Dellen kürzer und steiler sind. Das hohe Alter jener Flachdellen wird dokumentiert durch ihre Dominanz im Bereich der Altlandschaft, durch ihr extrem geringes Gefälle — oft weit weniger als 1 % — und durch die Tatsache, daß viele dieser Formen bei etwa 480—460 m NN an der Liaskante in der Luft ausstreichen.

Auch über die Hänge lassen sich Aussagen machen. Die Täler begrenzenden Hänge waren auch an den Stufenrandbuchten des Lias alpha relativ flach und gestreckt, im Weißjura jedoch bestand keine Stufenrandbucht, sondern ein extrem enges, maximal etwa 200 m breites Kastental.

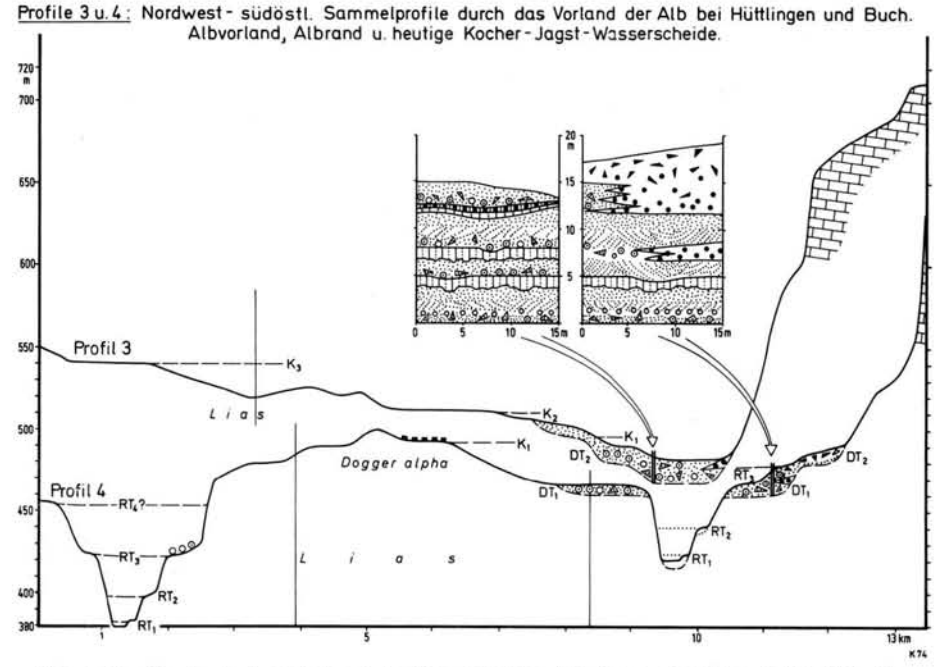
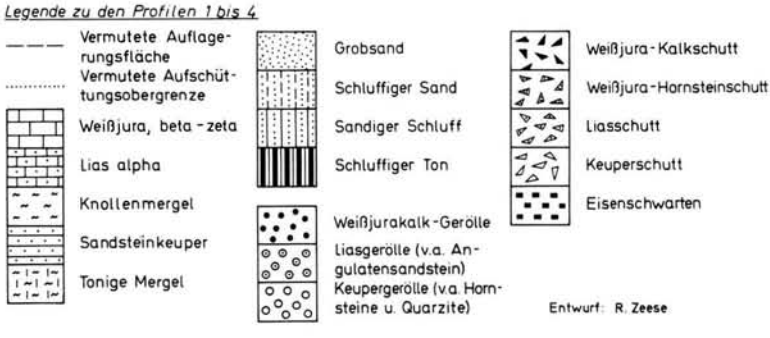


Abb. 3. Profile durch das Vorland der Schwäbischen Alb (Legende gilt auch für Abb. 2).



Markante Hänge scheinen im Albvorland und Keuperbergland als Stufenhänge nur unterhalb des Dogger beta und Lias alpha bestanden zu haben. Hier können bei günstigen Aufschlußverhältnissen Beobachtungen über Auflagerungsfläche und Lagerungsverhältnisse der den Goldshöfer Sanden korrelaten Hangfußsedimente gemacht werden. Dabei zeigt sich, daß diese Ablagerungen eine in Gefällsrichtung sehr gleichmäßig abfallende Erosionsdiskordanz überlagern, bei rechtwinkligem Schnitt zur Abflußrichtung jedoch erkennt man ein System kleiner, in den Sandstein eingekerbter Rinnen (Abb. 4). Diese Rinnen zeugen von dem Vorgang der Abtragung am Hangfuß. Dabei handelt es sich wohl um Abspülung von durch die Verwitterung aufbereitetem Sand, Schluff und Ton.

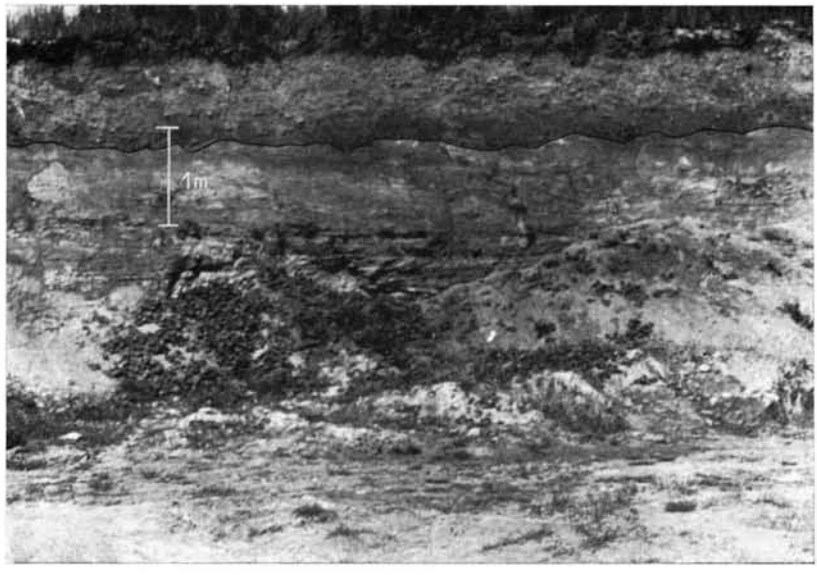


Abb. 4. Aufschluß südlich Dinglesmahd (TK 25, Nr. 7024, r: 3553 250, h: 5421 750; Auflagerungsuntergrenze (schwarz nachgezogen): 503 m NN): Hangfußsedimente auf verwittertem Stubensandstein. Schutt, vor allem Angulatensandsteine, schwach kantengerundet, in Rinnen eingelagert. Mehrere Schichten übereinander, Ansätze von Frostmusterböden.

Interessant ist auch der Aufbau der Hangfußsedimente, denn der mehrfache Wechsel von Schutt, bei dem die Angulatensandsteine den Hauptanteil stellen, und Sanden deutet an, daß zeitweise der Unterhang allein, zeitweise Unter- und Oberhang von der Abtragung betroffen wurden und das gröbere Material dabei am Hangfuß liegenblieb (s. a. Profile 3 und 4 in Abb. 3). Auch hier sind die überwiegenden Abtragungsleistungen der Abspülung zuzuschreiben. Es erscheint nicht abwegig, daß im akkumulativen Zeitraum nicht nur an den Stufenrändern, sondern auch auf den flachen Rücken kräftig abgespült wurde. Daraus würde sich das nur noch lokale Vorkommen mächtiger Akkumulationen in höheren Niveaus und der Streu- und Restschuttcharakter mancher Höhenablagerungen zwanglos erklären. Nach dem häufigen Vorkommen von Hangfußsedimenten muß außerdem gefolgert werden, daß bei einsetzender Abtragung die Eintiefung häufig an den Rändern der flachen Schuttrinnen erfolgte und damit eine Reliefumkehr bewirkte.

Man darf über diesen Überlegungen allerdings nicht das Ausgangsrelief vergessen, aus dem durch den Wechsel von Breitenerosion — die Sohlen der größeren Gewässer waren immerhin bis mehrere Kilometer breit — und darauffolgender Spülakkumulation die oben dargestellte Landschaft sich entwickelt hat. Darüber sollen nur kurze Andeutungen gemacht werden unter Einbeziehung des von BRUNNACKER (1970) untersuchten Nachbarraumes.

Auf den Hochflächen der Frankenhöhe finden sich Reste eines Flachreliefs, von dem BRUNNACKER (1970) wahrscheinlich machen konnte, daß es im Pliozän ausgebildet wurde. In stark zerlappten Resten ist es im Wasserscheidengebiet zwischen Wörnitz und Jagst vor allem in Stufenrandnähe noch erhalten und lokal von Höhensedimenten aus Angulatensandsteinschutt überdeckt (K_2 in Profil 1 in Abb. 2). Nach Westen lassen sich Reste dieser aus weitgespannten Flachmulden bestehenden Landschaft vor allem in den Löwensteiner Bergen weiterverfolgen. Auch in diesem Teil des Keuperberglandes liegen Höhen-

ablagerungen in verschiedenen Niveaus. Als Beispiel wäre der Stufenrand bei Backnang zu nennen, wo eine Anhöhe im Sandsteinkeuper in etwa 540 m NN von Streuschutt bedeckt ist. Diese Erhebung liegt beträchtlich über einem Schottervorkommen in ca. 475 m NN. Diese von EISENHUT (1971) erwähnten Vorkommen zeigen, daß auch hier von mehreren Tieferlegungsniveaus ausgegangen werden muß und daß ein ausdrucksarmes Flachrelief durch diese Tieferlegung modifiziert wurde.

Die Tatsache, daß auch im älteren Pleistozän noch im Keuperbergland Ostwürttembergs eine weite Flachlandschaft vorherrschte und daß die gegen Frost wenig resistenten Keupergesteine einer traditionalen Weiterbildung eines pliozänen Ausgangsreliefs nicht im Wege standen, verbunden mit der weiten Entfernung zur Denudationsbasis, machen es wahrscheinlich, daß die Flachlandschaft der Keuperhöhen Ostwürttembergs zum überwiegenden Teil jünger ist als die Dachfläche der Frankenhöhe.

Im Albvorland jedoch, vor allem gestützt durch Lias alpha und Dogger beta, sind entlang der Flüsse Jagst und Kocher ältere Landschaftselemente erhalten. Nebeneinander finden sich Schichtflächen und Kappungsflächen. Eine dieser Kappungsflächen (K_3) liegt westlich und südlich Ellwangen in einer Höhenlage von 542 m NN (Profil 3 in Abb. 3), eine zweite Kappungsfläche findet sich dort bei etwa 515—518 m NN (K_2) und ist durch dichte Streu abgerollter Limonitschwarten aus dem Lias alpha gekennzeichnet (Profil 2 in Abb. 2). Dieses Niveau ist auch weiter im Westen, im Einzugsgebiet der Lein, häufig zu erkennen, durch alte Decklehme weitgehend verhüllt, und nur hin und wieder kommen am Rand der Decklehme umgelagerte Eisenschwarten zum Vorschein, die sich auch unter den Decklehmen der untersten Kappungsfläche (K_1) um 500 m NN zeigen (frdl. mdl. Mitt. von ETZOLD und einige Beobachtungen, s. Profil 4). Hier ist vielleicht die südliche Fortsetzung der pliozänen Altlandschaft zu suchen, die im Norden nur in allerletzten Resten erhalten ist.

Aus den vorangegangenen Erörterungen wird deutlich, daß nicht nur die Höhenablagerungen, sondern auch ein beträchtlicher Teil der von ihnen überdeckten oder mit ihnen korrelaten Flächen jünger sein müssen als die pliozäne Fläche der Frankenhöhe. Dafür sprechen neben der Höhenlage auch der Sedimentcharakter, Kryoturbationserscheinungen in Sanden, nicht nur in schluffigem Material, und die häufig zu beobachtende ansatzweise Bildung von Frostmusterböden in den Hangfußsedimenten. Sie müssen außerdem älter sein als die älteste zum Rhein orientierte Kocherterrasse mit Weißjuramaterial, die etwa 50—60 m über der Aue den Fluß begleitet (s. RT3 in Profil 1 und Profil 4 in Abb. 2 u. 3).

Aus geomorphologischer Sicht sollten die Goldshöfer Sande außerdem zeitlich noch vor die nächsthöhere rheinisch orientierte Terrasse des Kocher eingeordnet werden, die lokal ausgebildet bei Abtsgmünd rund 90 m (= 450 m NN) über dem Fluß liegt (RT4 in Profil 4, Abb. 3).

Wir gelangen damit vor den Zeitraum der eigentlichen „Eiszeiten", und der leider bisher vereinzelt gebliebene Fund von *Archidiskodon meridionalis* in einer Grube nordöstlich von Aalen läßt eine Einordnung in die ältesten Kaltzeiten wahrscheinlich werden.

Diese Einordnung gilt für die beiden Akkumulationskörper zwischen rund 460 m NN und 500 m NN (DT_2 und DT_1). Die Flächenreste über 495 m NN im Süden und 505 m NN im Norden der Ellwanger Berge sowie die vereinzelten Vorkommen von 530—540 m NN im Westen datieren wohl ins Pliozän. Wir haben im Pliozän also mit verschiedenen Verflachungsniveaus zu rechnen. Die darauf lagernden Sedimente sind teilweise dem Ältestpleistozän (die Hangfußsedimente), teils dem Pliozän (die Flußschotter) zuzuordnen.

Damit stimmen zeitliche Einordnung und Formenschatz mit zahlreichen Beobachtungen in den deutschen Mittelgebirgen überein. Zwischen das tertiäre, durch weite Flächen

gekennzeichnete Altrelief und die mit Hilfe des Eisrinden-Effekts (BÜDEL 1969) und der höheren Reliefenergie geschaffenen Täler der jungen Taleintiefung haben wir eingeschaltet vermittelnde Flachreliefteile geringerer Ausdehnung, zum Beispiel die Hauptterrassen des Rheins im Rheinischen Schiefergebirge und die Übergangsterrassen des Mains.

Die Ergebnisse stimmen auch in etwa mit den Befunden von BRUNNACKER (1970) in der Frankenhöhe, DÖRRER (1970) im Steigerwald und SPÄTH (1973) in den Haßbergen überein. Nur daß im Keuperbergland Ostwürttembergs die Tertiärreste geringer sind und der Hochflächencharakter weitgehend durch die im Verlauf der jüngeren Kaltzeiten zerschnittene Flachlandschaft des Ältestpleistozäns vermitteln wird. Im Albvorland jedoch hat der Lias alpha mit seiner geringen Mächtigkeit der widerständigen Lagen von ca. 15 m ältere Reliefteile erstaunlich gut erhalten können.

Literaturverzeichnis

BEURER, M.: Die Geologie des Blattes Oberkochen (Nr. 7226) 1 : 25 000 (Ostalb). — Arb. Geol. Paläontol. Inst. TH Stuttgart, N. F. **36**, 123 S., 5 Abb., 5 Taf., Stuttgart 1963.

BRUNNACKER, K.: Reliktböden und Landschaftsgeschichte zwischen Frankenhöhe und Rednitztal. — Geol. Bl. NO-Bayern **20**, 1—16, Erlangen 1970.

BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Würzburger Geogr. Arb. **4/5**, 1—384, Würzburg 1957.

— : Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — Würzburger Geogr. Arb. **25**, 1—41, Würzburg 1969.

DÖRRER, J.: Die tertiäre und periglaziale Formengestaltung des Steigerwaldes. — Forsch. z. Dt. Landeskde. **185**, 1—166, Bad Godesberg 1970.

EISENHUT, E.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000, Blatt 7023 Murrhardt, Stuttgart 1971.

MORTENSEN, H.: Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Chem. Abt., Nr. **2**, Göttingen 1953.

MÜLLER, S.: Feuersteinlehme und Streuschuttdecken in Ostwürttemberg. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. **3**, 241—262, 2 Abb., Freiburg 1958.

PAHL, H.: Die Goldshöfer Sande und die Höhensande der Ostalb. — Diss. Tübingen 1924 (Mskr.)

SPÄTH, H.: Morphologie und morphologische Probleme in den Haßbergen und im Coburger Land. — Würzburger Geogr. Arb. **39**, 1—325, Würzburg 1973.

WAGNER, G.: Die Goldshöfer Sande. — Cbl. Min. etc. **1926** B, 188—192, 1 Abb., Stuttgart 1926.

WAGNER, R.: Der Keuper im oberen Jagstgebiet und die Goldshöfer Sande. — Diss. Tübingen 1952 (Mskr.).

WERNER, J.: Bodenkundliche Untersuchungen auf der Kieselsandstein-Stubensandstein-Stufe des Bühler-Jagst-Gebietes (Ellwanger Berge und Virngrund). — Geol. Diplomarbeit, Stuttgart 1956 (Mskr.).

ZEESE, R.: Die Reliefgenerationen im Keuperbergland Ostwürttembergs. — In: BLUME, H. (Hrsg.): Geomorphologische Untersuchungen im Württembergischen Keuperbergland. — Tübinger Geogr. Stud. **46**, 41—52, Tübingen 1971.

— : Die Talentwicklung von Kocher und Jagst im Keuperbergland. — Tübinger Geogr. Stud. 49, 1—130, Tübingen 1972.

Manuskript eingeg. 15. 5. 1975.

Anschrift des Verf.: Dr. Reinhard Zeese, Geogr. Inst. der Univ. Köln, 5 Köln 41, Albertus-Magnus-Platz.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 95-117	Öhringen/Württ. 1975

Zur Methodik der Lößdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung

Von Friedhelm Hädrich, Freiburg i. Br.

Mit 10 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung. Im ersten Teil dieser Arbeit wird über eine Methode der geochemischen Carbonatfraktionierung in Gesamtcarbonat, Dolomit und Calcit und deren Fortentwicklung für die Untersuchung von Lößproben berichtet. Analysen- und Berechnungsfehler dieser und anderer herkömmlicher Methoden der Carbonatbestimmung werden diskutiert und Wege ihrer Vermeidbarkeit aufgezeigt.

Sodann werden Ergebnisse der Untersuchung von mehr als 300 Lößproben aus dem südlichen Oberrheingebiet dargestellt und statistisch ausgewertet. Nach den Dolomitgehalten lassen sich drei Lößaltersgruppen unterscheiden und weitgehend statistisch gegeneinander sichern. Die Dolomitgehalte sind innerhalb der einzelnen Lößpakete einheitlich hoch und ändern sich sprunghaft beim Übergang von einem Löß in den anderen. Im Mittel liegt der Dolomitgehalt bei den Jüngeren Lössen bei 12,64 %, bei den Mittleren bei 10,91 % und bei den Älteren bei 5,53 %.

Die Dolomitverteilung in den Lößprofilen wird durch prälößgenetische Dolomitanreicherung in den Feinsand- und Schlufffraktionen der glazigenen und glazifluvialen Ablagerungen des Alpenvorlandes, als dem Herkunftsgebiet der Lösse erklärt.

Summary. The first part of this paper is concerned with a method of geochemical fractionating of carbonates and its further development for the investigation of loess samples.

This method allows to determine the amounts of total carbonate, dolomite and calcite.

Methodical mistakes of analysis and calculation are discussed and it is shown how to avoid them.

Finally the results of investigation of more than 300 loess samples from the southern Upper Rhine Valley are discribed and evaluated statistically.

According to the amounts of dolomite three loess groups of different ages could be distinguished. This distinction could be proved by statistical comparisons. In every single loess group the contents of dolomite are of the same level but by passing from one loess group into the other they change by leaps and bounds.

The average amount of dolomite of the younger loesses is about 12,64 %, of the loesses of medium ages about 10,91 % and of the older ones about 5,53 %.

The dolomite distribution within the loess profiles is explained by preloessgenetical enrichment of dolomite in the fine sand and silt fractions of the glacial and glacifluvial deposits in the foreland of the Alps.

1. Einführung

Der Löß als pleistozänes äolisches Periglazialsediment ist in nahezu allen typischen Verbreitungsgebieten faziell deutlich gegliedert, so daß die Lößforscher zwar einerseits seinen Wert für eine chronostratigraphische Pleistozängliederung schon frühzeitig erkannten, andererseits diesen Wert oft weit überschätzten, falls nicht bestimmte Bedingungen (s. u.) vorlagen. So sind auch für das südliche Oberrheingebiet, das Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist, bis in die jüngste Vergangenheit hinein Arbeiten erschienen, die sich mit der stratigraphischen Gliederung, der Parallelisierung und der Datierung der Lösse und ihrer Paläoböden sowie mit deren geochemischen Eigenschaften beschäftigten (Guenther 1961, Bronger 1966, 1969, Bronger & Hädrich 1969, Khodary-Eissa 1968, Hädrich 1970).

Eine gesicherte chronostratigraphische Gliederung der äolischen Pleistozänsedimente steht in Südwestdeutschland jedoch immer noch aus. Die Ursachen dafür müssen in erster Linie im Fehlen einer Reihe von „Fixpunkten" und in ungünstigen stratigraphischen Bedingungen gesehen werden, die den eingangs angesprochenen Wert der oberrheinischen Lösse für die Pleistozängliederung einschränken. Als Argumente können in diesem Zusammenhang angeführt werden:

1. Die Lösse lagern im südlichen Oberrheingebiet nicht auf datierten oder datierbaren Pleistozänterrassen, sondern aus tektonischen Gründen auf allen möglichen hier vorkommenden älteren Gesteinskomplexen. Die Ausnahme bildet lediglich der in Abschn. 4.4. dargestellte Fall.
2. Der Löß wurde während aller seiner Bildungsphasen in relativ hügeligem Gelände abgelagert, so daß die Gesamtmächtigkeiten örtlich stark schwanken und daß wir heute mit Hiaten und postgenetischen Profilverkürzungen zu rechnen haben, die auch die eingelagerten Paläoböden betreffen.
3. Die Lößforscher müssen sich wegen der umfangreichen anthropogenen Eingriffe auf Torsoprofile beschränken. Die Aufschlußverhältnisse werden zunehmend schlechter.
4. Die Lösse selbst — so roh und scheinbar unverändert sie auch vorliegen — sind hier nicht so reich gegliedert wie etwa in Hessen (SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964; SEMMEL 1969, SEMMEL et al. 1974) oder in Belgien (PAEPE 1969).
5. Es fehlen weitgehend Artefakte und Petrefakte, mit Hilfe derer Zeitmarken gesetzt werden könnten.
6. Für eine Radiocarbondatierung fehlen i. d. R. humose Straten, bzw. einwandfreie Reste tierischer oder pflanzlicher Natur.
7. Die in rheinischen und hessischen Lössen (BRUNNACKER 1971, BIBUS 1973) auftretenden Tuffe fallen hier offensichtlich aus.

Aus all diesen Gründen ist es nicht verwunderlich, daß sich die Lößforscher gerade in diesem Raum immer mehr von der früher dominierenden profilmorphologischen Betrachtungsweise — ohne diese zu vernachlässigen — abkehren und verstärkt laboranalytischen Methoden aus der Bodenkunde, Sedimentologie und Geochemie zuwenden und zwar stets auf der Suche nach neuen, methodisch geeigneteren Wegen (HÄDRICH 1970).

In nahezu allen Lößarbeiten der letzten Jahrzehnte finden sich Daten zum „K a l k g e h a l t" von Lössen und Paläoböden, weil man schon frühzeitig seinen stratigraphischen Wert erkannte und in ihm einen wichtigen Gradmesser für postgenetische Materialveränderungen sah. Diese Arbeiten beschränken sich aber fast ausnahmslos auf die Beschreibung des G e s a m t c a r b o n a t s nach der vasvolumetrischen SCHEIBLER-Methode, deren Ergebnisse von so vielen Zufälligkeiten abhängen und die bei Anwesenheit von D o l o m i t schlicht als falsch bezeichnet werden müssen (vgl. Abschn. 2.3.1.).

Es hat aber in der Vergangenheit nicht an Versuchen gefehlt, neue, vorwiegend naßchemische Methoden zur Bestimmung von Gesamtcarbonat, vor allem aber seiner wichtigsten Fraktionen Calcit und Dolomit zu entwickeln, wobei man sich allerdings meist auf reine Kalk- und Dolomitgesteine beschränkte. Es sei hier beispielhaft nur auf die Arbeiten von PETERSEN & CHESTERS (1966) und NOMMIK (1974) hingewiesen.

Im folgenden soll über eine zumindest für Lößproben neue Methode der geochemischen Carbonatfraktionierung berichtet werden, die erstmalig 1968 bei Proben aus Lößaufschlüssen von Bötzingen am Kaiserstuhl stichprobenweise angewandt worden war. Vorläufige Ergebnisse dieser ersten Untersuchungen finden sich bei KHODARY-EISSA (1968). Das Ergebnis war so erfolgversprechend, daß das Verfahren in den vergangenen Jahren unter ständiger methodischer Verbesserung bei der Untersuchung aller Proben aus Bötzingen a. K. und weiterer Aufschlüsse konsequent angewandt wurde. Das methodische Prinzip und einige anwendungstechnische Probleme wurden von HÄDRICH bereits 1970 publiziert.

2. Darstellung und kritische Wertung der Methoden der Carbonatfraktionierung

2.1. Die Methode der komplexometrischen Titration

Es handelt sich um die Anwendung der von MÜLLER (1964) nur für tonarme, d. h. reine und feste Carbonatgesteine empfohlenen Methode der komplexometrischen Titration („Komplexometrie") von Ca^{++} und Mg^{++} (im folgenden kurz Ca und Mg genannt) im salzsauren Extrakt auf Lößproben.

Nach ihm sollte diese Methode nur bei sehr reinen Carbonatgesteinen erlauben, den Dolomitgehalt zu berechnen und über den gleichzeitig ermittelten $CaCO_3$-(Calcit-)Gehalt auch den Gesamtcarbonatgehalt zu bestimmen.

2.1.1. Methodisches Prinzip:

0,5 g der gemahlenen, bei 105°C getrockneten Probe werden unter 8-minütigem Erhitzen (100°C) zur Carbonatlösung mit 12,33%iger HCl versetzt. Nach Zusatz von NH_4Cl, damit Mg in Lösung bleibt, und NH_4OH zur Lösung werden die bei den nachfolgenden Titrationen störenden Schwermetallionen gefällt. Danach wird die Lösung in 500 ml Meßkolben filtriert und aufgefüllt.

In je einem Aliquot des Filtrats wird mit dem bekannten, auf Ca und Mg spezifisch ansprechenden organischen Komplexbildner AeDTE in zwei getrennten Titrationsgängen (1. Ca+Mg, 2. Ca) unter Zusatz von Puffern und spezifischer Indikatoren durch Umrechnung über die jeweils verbrauchte AeDTE-Menge der Anteil von Ca und Mg an 100 g Probe bestimmt.

Wichtig ist, daß der erhaltene Mg-Anteil unter Heranziehung eines äquivalenten Ca-Anteiles auf Dolomit mit einem Molverhältnis für $CaCO_3$ zu $MgCO_3$ wie 1 : 1 umgerechnet wird und der dabei verbleibende Rest an Ca auf Calcit. Die auf diese Weise rechnerisch ermittelten Anteile an $CaCO_3$ und $MgCO_3$ ergeben zusammen das Gesamtcarbonat[1]).

2.1.2. Kritische Wertung der Methode der Komplexometrie

Die Komplexometrie eignet sich besonders für Laboratorien mit bescheidener apparativer Ausstattung. Außer einer gewissen Grundausstattung mit Laborglaswaren und Chemikalien benötigt man lediglich einen Trockenschrank, einen Muffelofen (Zerstörung der organ. Substanz), eine Bürette (möglichst automatisch, aber nicht Bedingung) und ein heizbares Magnetrührwerk. Es ist sehr genau auf die Einhaltung konstanter Arbeitsbedingungen zu achten. Trotzdem sind subjektive Abweichungen in den Bedingungen nicht ganz vermeidbar, die als zufällige Fehler in die Bestimmung eingehen, weswegen die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse nur als befriedigend bezeichnet werden kann. Gegenüber der im Abschn. 2.2. dargestellten Methode fallen die Werte für das Gesamtcarbonat um etwa 1,2—1,5 %, für den Dolomit um etwa 0,5 % niedriger aus.

2.2. Der HCl-Extrakt mit anschließender AAS-Messung

Nicht zuletzt aus den in Abschn. 2.1.2. dargestellten Gründen wurde in den letzten Jahren bei allen untersuchten Proben parallel zur Komplexometrie der apparativ aufwendigere, arbeitstechnisch aber einfachere Weg über die Messung von Ca und Mg im Atomabsorptionsspekrophotometer (AAS) beschritten.

2.2.1. Methodisches Prinzip

Die HCl/AAS-Methode folgt bis zum Auffüllen des Filtrats auf 500 ml genau dem Vorgehen wie bei der Komplexometrie (Abschn. 2.1.). Lediglich die Titrationen wurden durch die schnellere AAS-Messung mit dem Gerät Perkin-Elmer 403 ersetzt. Für die Messung wurden Standard-Eichlösungen für Ca und Mg der Fa. MERCK verwandt. Zum Aus-

---

[1]) Weitere methodische Details können jederzeit beim Verf. erfragt werden.

schalten eines Störioneneinflusses bei der Ca-Messung wurde $SrCl_2$ zugesetzt. Die zur Messung kommenden Filtratmengen mußten 50fach verdünnt werden. Die Berechnungen von Gesamtcarbonat und Dolomit erfolgten wie im Abschn. 2.1.1. angedeutet.

2.2.2. Weitere methodische Änderungen

Da bei der AAS-Messung Schwermetallionen nicht in dem Maße stören, wie bei der Komplexometrie, kann man auf die Fällung der Schwermetalle verzichten. Mit anderen Worten, man kann die Lösung ohne vorherigen Zusatz von NH_4Cl und NH_4OH filtrieren und das auf 500 ml aufgefüllte Filtrat nach entsprechendem $SrCl_2$-Zusatz und nach der Verdünnung zur Messung bringen.

Alle im Abschn. 4 dargestellten Daten entstammen noch aus der jahrelang geübten Behandlung und Messung nach Abschn. 2.2.1. Lediglich die HCl/AAS-Werte in Abb. 2 (Proben von Eichstetten) wurden ohne Schwermetallfällung nach Abschn. 2.2.2. gewonnen.

2.3. Die systematischen Fehler der Methoden

Es ist gleichgültig, welchen Weg der Carbonatfraktionierung — komplexometrische Titration oder HCl/AAS-Methode mit oder ohne vorherige Schwermetallfällung — man beschreitet, es müssen in jedem Falle zweierlei Unsicherheiten in Kauf genommen werden, die sich als systematische Fehler in den Ergebnissen niederschlagen:

1. Fehler durch Abweichungen in der stöchiometrischen Zusammensetzung von Dolomit und Calcit
   Der in der Probe vorliegende Dolomit weist nicht unbedingt das exakte Molverhältnis von 1 : 1 auf, weil ein Teil des Mg durch Ca, Fe und Mn vertreten sein kann; es gibt aber auch Mg-haltige Calcite (MÜLLER 1964, 203 f). Dieser Fehler läßt sich bei den hinsichtlich ihrer Mineralvergesellschaftung äußerst heterogen zusammengesetzten Lössen wohl auch durch den Einsatz röntgenographischer Methoden (MÜLLER 1964, 203 ff.) nicht exakt ermitteln und damit auch nicht vermeiden. Auf jeden Fall handelt es sich dabei um einen Fehler, der die Ergebnisse sowohl erhöhen als auch erniedrigen kann.
2. Fehler durch Einbeziehung silikatbürtiger Erdalkalien
   Durch die 8minütige Einwirkung der heißen HCl wird ein zunächst unbekannter, nach Abschnitt 2.3.1. aber einzuschätzender Anteil von Ca und Mg aus silikatischer Bindung (Tonminerale und leicht verwitterbare Primärsilikate) freigesetzt und in die Bestimmung einbezogen, so daß die errechneten Gesamtcarbonat- und Dolomitwerte gegenüber den entsprechenden realen Gehalten immer zu hoch ausfallen müssen.

2.3.1. Fehlereinschätzung durch Vergleich mit der Methode der konduktometrischen Gesamtcarbonatbestimmung

Um wenigstens den zweiten, im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Fehler einschätzen zu können, bedarf es des Vergleichs der Daten aus der Komplexometrie oder aus der HCl/AAS-Messung mit einer anderen, genaueren Methode der Gesamtcarbonbestimmung.

Für diesen Vergleich erwies sich die konduktometrische Methode der Gesamtcarbonatbestimmung mittels heißer Ortho-Phosphorsäure und zugeschaltetem Gasanalysegerät der Fa. Wösthoff / Bochum (SCHLICHTING & BLUME 1966, 108) als besonders geeignet, weil die Reaktion im Sinne einer vollständigen Carbonatlösung verläuft, da sich das schwersösliche Ca-Phosphat bildet und weil störende Gase durch entsprechende vorgeschaltete Absorber eliminiert werden können.

Die „Wösthoff-Methode" liefert aber nur dann zuverlässige Gesamtcarbonatwerte, wenn die Proben ausschließlich $CaCO_3$ und keine anderen Carbonatformen enthalten. Ähnlich wie bei der gasvolumetrischen Gesamtcarbonatbestimmung nach SCHEIBLER werden auch bei der Wösthoff-Methode die erhaltenen Meßwerte i. d. R. auf $CaCO_3$ umgerechnet und zwar unter Vernachlässigung der möglicherweise vorhandenen $MgCO_3$-Anteile aus den dolomitischen Bestandteilen der Proben.

Bei Anwesenheit von Dolomit schleicht sich durch diese Berechnungsweise ein ausnahmslos positiver systematischer Fehler in die Daten ein, der mit dem Dolomitgehalt in seiner Größenordnung ansteigt und der nur beseitigt werden kann, wenn der Dolomitgehalt, z. B. aus der Bestimmung nach Abschn. 2.1. oder 2.2. bekannt ist.

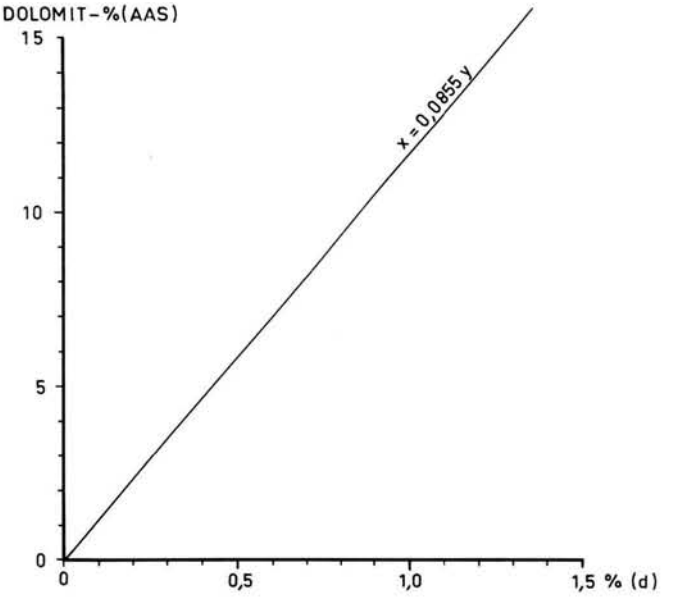


Abb. 1. Differenzwerte (d) zur Korrektur des Gesamtcarbonats (Wösthoff) als Funktion des Dolomitgehaltes (d = Dolomit-% x 0,0855) [2]

Die Gesamtcarbonatwerte nach Wösthoff bedürfen daher eines negativen Korrekturfaktors (d), der sich, wie aus Abb. 1 zu entnehmen ist, bei den untersuchten Lössen zwischen 0,2 und 1,2 % bewegt und allgemein aus der linearen Beziehung $x = 0{,}0855\ y$ ($x = d$) berechnet werden kann. Dieser Korrekturfaktor resultiert aus rein stöchiometrischen Überlegungen und ist daher unabhängig von der Art der Probe und kann auch für höhere Dolomitgehalte berechnet bzw. extrapoliert werden. Dieser Faktor ist in seiner Genauigkeit lediglich abhängig von der Genauigkeit der Dolomitbestimmung nach Abschn. 2.1. oder 2.2.

Das reale Gesamtcarbonat berechnet sich demnach wie folgt:

$$\text{Gesamtcarbonat} = \text{Gesamtcarbonat (Wösthoff)} - d$$

Zur Bestimmung der Dolomitgehalte und realer Gesamtcarbonatwerte bedarf es daher der kombinierten Anwendung der HCl/AAS-Methode (Abschn. 2.2.) und der Konduktometrie mit nachfolgender Korrektur.

Die Abb. 2 veranschaulicht beispielhaft die Beziehung zwischen den korrigierten Gesamtcarbonatwerten aus der Konduktometrie mit dem Wösthoff-Gerät und denen nach der HCl/AAS-Methode für 50 dolomitreiche Lößproben von Eichstetten a. K.

[2]) Dolomit-% bedeutet Dolomitgehalt in %.

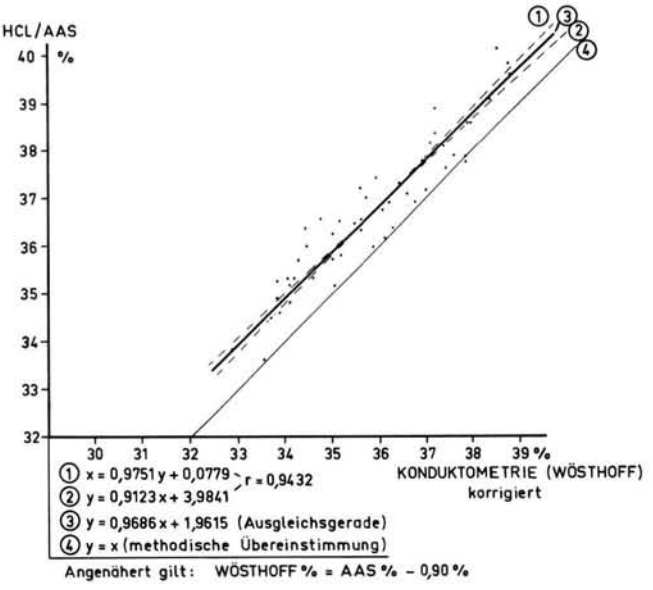


Abb. 2. Gesamtcarbonat im Methodenvergleich Eichstetten L1+L2 (N = 50).

Wichtig für die Einschätzung beider Methoden ist der Abstand der Ausgleichsgeraden 3 von der Geraden 4 (angenommene methodische Übereinstimmung).

Die HCl/AAS-Werte liegen im Mittel um 0,90 % höher als die realen Wösthoff-Werte.

Es ist naheliegend, diesen Überschuß bei der HCl/AAS-Methode aus der Einbeziehung silikatbürtiger Erdalkalien zu interpretieren.

2.4. Methodischer Ausblick

Zu gesicherten Aussagen über die Carbonatverteilung und Carbonatfraktionierung in Lößproben gelangt man m. E. nur durch den Einsatz von mindestens zwei voneinander unabhängigen Methoden, deren Ergebnisse bzw. Aussagen sich wechselseitig zur Fehlerreduktion verwenden lassen. Die Gesamtcarbonatwerte nach Wösthoff lassen sich über die Dolomitgehalte aus der HCl/AAS-Methode präzisieren (Abb. 1) und durch Vergleich dieser korrigierten Wösthoff-Werte mit den Gesamtcarbonatgehalten aus der HCl/AAS-Methode läßt sich der Fehler abschätzen, der durch Einbeziehung von silikatbürtigen Erdalkalien in das HCl/AAS-Gesamtcarbonat eingeht (Abb. 2).

In der Abb. 3 ist zur besseren Verdeutlichung der Ausführungen der von mir gewählte Analysengang schematisch dargestellt.

Da der silikatbürtige „Gesamtcarbonatüberschuß" bei der HCl/AAS-Methode mit 0,90 % im Mittel nur einem Dolomitüberschuß von 0,29 % entspricht und dieser Fehler bei allen Lößproben gleichsinnig auftreten dürfte, kann m. E. die Methode der Carbonatfraktionierung zur Charakterisierung und Differenzierung von Lössen gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung herangezogen werden.

In Zukunft dürfte es völlig genügen, nach der HCl/AAS-Methode (Abschn. 2.2.) nur noch den Mg-Anteil zu bestimmen, daraus den Dolomitgehalt zu berechnen, parallel dazu den Gesamtcarbonatgehalt nach Wösthoff zu erfassen und diesen entsprechend dem Dolomitgehalt zu korrigieren.

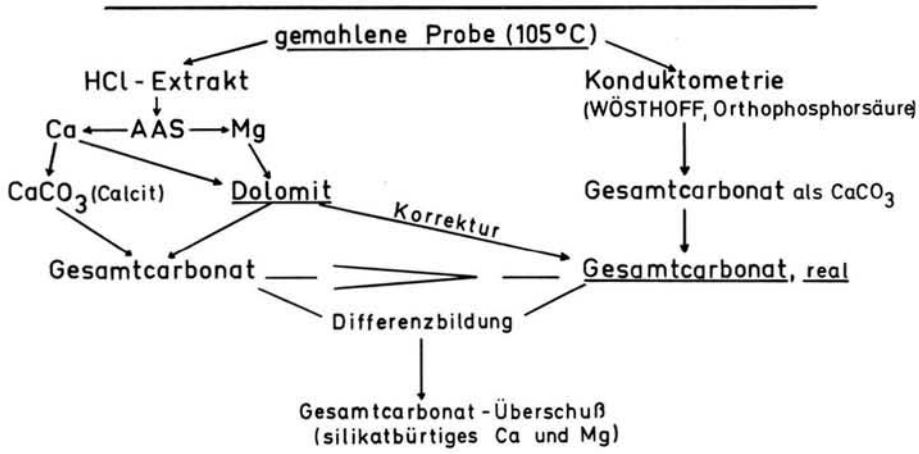


Abb. 3. Carbonatfraktionierung bei Lössen, Analysengang und Berechnungsschema.

Wenn auch gewisse Unsicherheiten im geschilderten Analysengang den Sedimentologen und Petrographen noch skeptisch stimmen, weil die Berechnung der Dolomitgehalte nach Abschn. 2.3. vielleicht als fragwürdig erscheinen mag, den Lößstratigraphen sollte dies wenig kümmern. Ihm kann es gleichgültig sein, ob eine bestimmte Lößschicht nur 12,3 % statt der bestimmten 12,5 % Dolomit enthält, wenn nur dieser Dolomitgehalt sich als relativ konstantes Merkmal über den gesamten als genetisch einheitlich angesehenen Lößkomplex erstreckt und sich deutlich vom nächsten über oder unter ihm abhebt. Damit wird der Dolomitgehalt zum Charakteristikum dieses Komplexes.

Wenn im folgenden von Gesamtcarbonat die Rede ist, dann handelt es sich ausschließlich um Daten aus der HCl/AAS-Methode nach Abschn. 2.2.1. Das gilt auch für die Proben aus Eichstetten. Die späteren Parallelbestimmungen nach Abschn. 2.2.2. und nach Wösthoff (vgl. Abb. 2) konnten nicht weiter ausgewertet werden. Es ist verständlich, daß für die lithostratigraphischen Aussagen, wie sie in Abschn. 4 getroffen werden, nur methodisch einheitlich behandelte Daten herangezogen werden konnten.

3. Die Untersuchungsobjekte

Seit 1968 wurden mehr als 300 Lößproben unterschiedlichen Alters aus insgesamt 7 Aufschlüssen des Kaiserstuhls und der Lahr-Emmendinger Vorbergzone des Schwarzwaldes (Abb. 4) auf Gesamtcarbonat- und Dolomitgehalt untersucht [3]).

Unter ihnen befinden sich auch einige Stichproben aus C-Horizonten rezenter Löß-Parabraunerden aus der Emmendinger Vorbergzone (Hädrich 1966) und der Teninger Fläche in der nördlichen Freiburger Bucht (vgl. dazu Abschnitt 4.4).

Die bearbeiteten Lößprofile sind in Abb. 5 stark schematisiert dargestellt. Sie unterscheiden sich nach Anzahl und damit Alter sowie Mächtigkeit der Lösse sehr stark. Teilweise sind sie bereits aus der Literatur bekannt, so die von Bötzingen a. K. durch Khodary-Eissa (1968) und die von Riegel a. K. — bis auf einige Abweichungen — durch Guenther (1961).

---

[3]) Die Untersuchungen im Labor wurden ausgeführt von den techn. Assistentinnen L. Henninger, B. Rieser, B. Röttges, K. v. Ruepprecht und H. Schlenker, denen ich an dieser Stelle herzlich danken möchte.

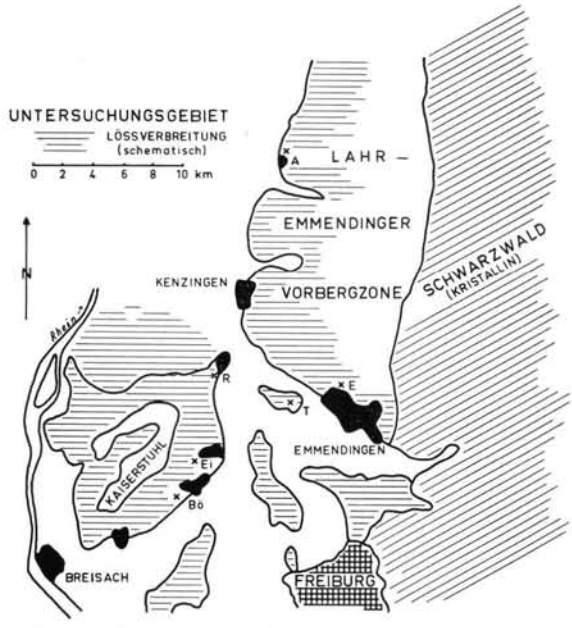


Abb. 4. Die Verbreitung des Lösses im Untersuchungsgebiet.

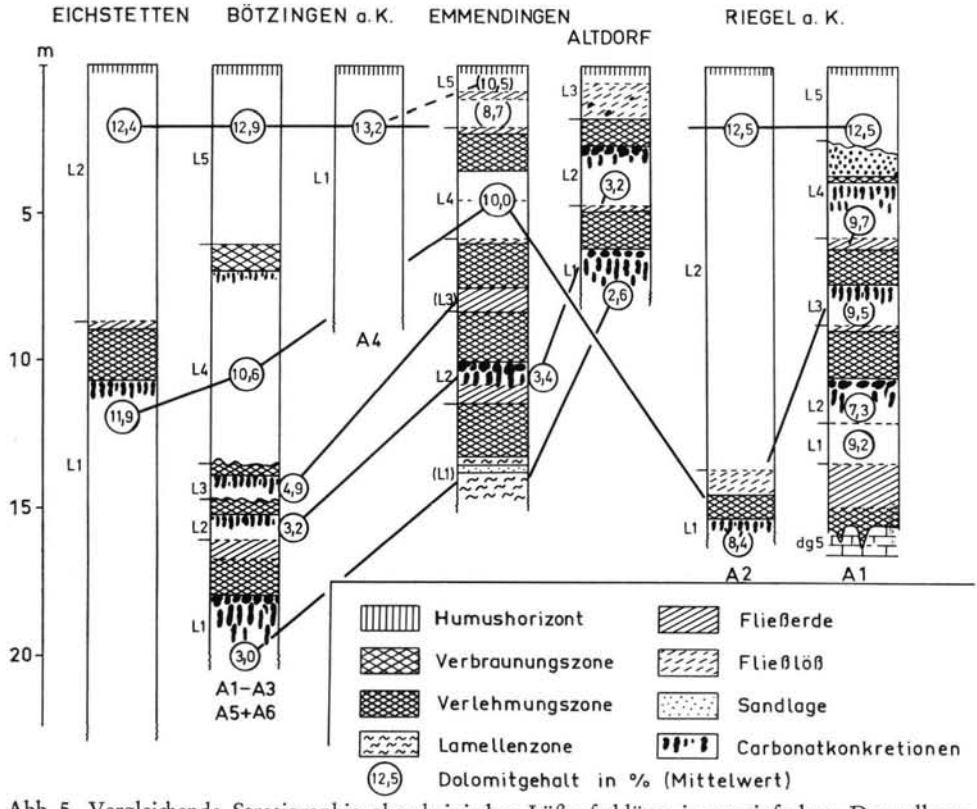


Abb. 5. Vergleichende Stratigraphie oberrheinischer Lößaufschlüsse in vereinfachter Darstellung.

Altdorf und Emmendingen wurden m. W. bisher noch nicht bearbeitet. Während in Bötzingen und Riegel die jüngeren Lösse dominieren, sind Altdorf und Emmendingen durch das Vorherrschen der älteren Lösse und der zwischengeschalteten mächtigen Paläoböden gekennzeichnet.

Bei Eichstetten a. K. handelte es sich um eine Bohrung, die von Mitarbeitern [4]) des Lehrstuhls für Geographie und Hydrologie des Geographischen Instituts I der Universität Freiburg i. Br. im Sommer 1974 im Zusammenhang mit einem hydrologischen Projekt bis in eine Tiefe von fast 23 m niedergebracht wurde und an der ich mich beteiligen durfte.

Die Lösse sind bis auf eine Ausnahme bei Bötzingen A 4 jeweils durch Paläobodenreste vom Typus der Parabraunerde mit stark entwickelten Carbonatkonkretions-Horizonten an ihrer Basis gegliedert bzw. unterlagert, sie selbst sind carbonatreich (20—40 %), tonarm (< 15 %) und extrem humusarm (i.d.R. < 0,6 %).

Stark durch pedogenes Material „verunreinigte" Profilabschnitte (Fließlösse oder Fließerden) wurden von der Untersuchung und Auswertung ausgenommen.

Da es — allein schon aus den in Abschn. 1 angeführten Gründen — nicht Sinn und Zweck dieser Arbeit ist, die Chronostratigriphie der oberrheinischen Lösse an diesen teilweise recht komplizierten Profilen neu aufzurollen, müssen Ausführungen über stratigraphische Details entfallen.

Wenn an einer Lokalität mehrere Aufschlüsse bearbeitet wurden, dann wurden diese mit A 1 bis A n durchnumeriert. Die Proben wurden, mit Ausnahme der Bohrung Eichstetten, in Abständen von je 20 cm entnommen. Bei Eichstetten war es im Durchschnitt ein Abstand von 37 cm. Die Lösse wurden in jedem Profil von unten nach oben (genetisches Prinzip) schematisch durchnumeriert und mit L 1 bis L n bezeichnet. Alle Bestimmungen wurden im Laufe der letzten Jahre bis zu viermal wiederholt. Doppelbestimmungen liegen bei allen Proben vor. Die nicht die Carbonfraktionen betreffenden pedologischen Parameter von Lössen und Paläoböden können im Rahmen dieser Arbeit leider keine Berücksichtigung finden.

Im Rahmen eines von der UNESCO/Paris finanziell unterstützten Untersuchungsprogrammes zur Vereinheitlichung der Ansprache von pleistozänen und holozänen Sedimenten, das dankenswerterweise J. Fink/Wien initiiert und organisiert hat, sind in den letzten eineinhalb Jahren mehr als 100 Proben von Lössen und verwandten Sedimenten aus zahlreichen europäischen Ländern analysiert worden. Diese Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen; daher können die Ergebnisse der Carbonatfraktionierung an dieser Stelle noch nicht mitgeteilt werden.

4. Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen

4.1. Das Gesamtcarbonat

Ergebnisse über Gesamtcarbonatbestimmungen — gleich, welcher methodische Weg auch beschritten wurde — liegen aus dem südlichen Oberrheingebiet in großer Zahl vor. Ich verweise hier nur auf die Arbeiten von Bronger (1966, 1969), Khodary-Eissa (1968) und Hädrich (1970). Aus allen diesen Untersuchungen geht hervor, daß ihr stratigraphischer Wert, bzw. ihre Bedeutung für eine relative Chronologie der Lösse sehr gering ist (vgl. auch Abb. 10).

Die Gesamtcarbonatgehalte ergaben sich bei meinen Bestimmungen und Berechnungen zwangsläufig, und so sollen sie dem Leser nicht vorenthalten bleiben, zumal es nicht un-

---

[4]) Den Herren G. Luft und G. Morgenschweis möchte ich an dieser Stelle herzlich danken.

interessant ist, von den einzelnen Lössen den Anteil der Carbonatfraktionen am Gesamtcarbonat zu kennen (Tab. 2).

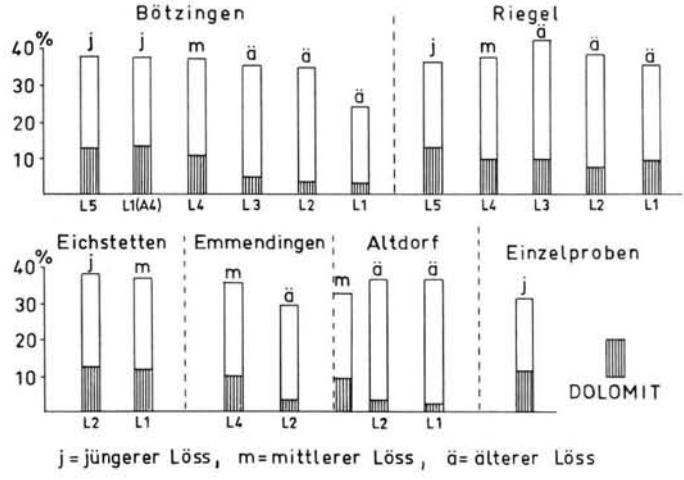


Abb. 6. Mittlere Gesamtcarbonat- und Dolomitgehalte der Lösse.

Die Abbildung 6 der mittleren Gesamtcarbonat- und Dolomitgehalte zeigt, daß das Gesamtcarbonat von Profil zu Profil und von Löß zu Löß innerhalb der Profile vergleichsweise nur geringen Schwankungen unterworfen ist. Im Mittel aller Proben liegt der Gesamtcarbonatgehalt bei den sogenannten Jüngeren Lössen bei 37,1 % (HCL/AAS), bzw. bei 36,2 % (korrigiert [5]), real) (n = 167), bei den Mittleren Lössen bei 36,9 % bzw. real bei 36,0 % (n — 83) und bei den Älteren Lössen bei 34,3 %, bzw. real bei 33,4 % (n = 51). Demnach ist eine schwache Tendenz der Abnahme des Gesamtcarbonats mit zunehmendem Alter des Lösses gegeben. Diese Tendenz wird vor allem durch die beiden Lösse L 1 von Bötzingen und L 2 von Emmendingen gesteuert. Nach dem Gesamtcarbonatgehalt ist keine Differenzierung und Parallelisierung der Aufschlüsse möglich, da sich die Unterschiede in den jeweiligen Mittelwerten nur selten statistisch sichern ließen. Ganz andere Aspekte eröffnen sich, wenn die Dolomitfraktion für eine Gliederung von Profilen herangezogen wird.

4.2. Die Dolomitfraktion

Die Dolomitgehalte zeigen über alle untersuchten Lößprofile hinweg einen charakteristischen Trend der Abnahme von oben nach unten, von jung nach alt. Diese Abnahme erfolgt nicht stetig innerhalb der Lösse, sondern sprunghaft an den Substratgrenzen, den Paläoböden. Darin wird die kausale Verknüpfung des Dolomitgehaltes mit dem Lößalter bzw. der Lößgenese deutlich (vgl. Abschn. 5.4.2.).

Zur Verdeutlichung der Homogenität der Lösse hinsichtlich ihres Dolomitgehaltes wurde in Tabelle 1 u. a. der Dolomitgehalt des Jüngeren Lösses L 2 des Aufschlusses A 2 von Riegel a. K. beispielhaft dargestellt.

---

5) Unter Zugrundelegung der durchschnittlichen Ergebnisse aus Abb. 2 (vgl. Abschn. 2.3.1.).

Tabelle 1

Dolomit- und Gesamtcarbonatgehalt beim Jüngeren Löß L 2 vom Aufschluß Riegel A 2

Tiefe cm	Gesamtcarbonat %	Dolomit %	Dolomit in % v. Ges.-Carb.
60— 80	34,88	12,10	34,69
—100	36,17	12,31	34,02
—120	36,28	12,16	33,52
—140	37,00	12,21	33,00
—160	37,91	12,72	33,55
—180	38,57	11,99	31,09
—200	43,72	12,59	28,80
—220	43,34	12,97	29,93
—240	40,38	12,78	31,65
—260	40,49	13,45	33,22
—280	40,20	12,65	31,47
—300	37,99	12,61	33,19
—320	37,31	12,52	33,56
—340	37,78	13,26	35,10
—360	35,05	11,89	33,92
—380	34,94	11,42	32,68
—400	36,76	13,29	36,15
—420	37,88	13,46	35,53
—440	37,55	13,29	35,39
—460	38,71	14,85	38,36
—480	37,25	12,65	33,96
—500	37,03	13,10	35,38
—520	37,43	13,16	35,16
—540	35,72	11,95	33,45
—560	36,44	13,07	35,87
—580	35,25	12,00	34,04
—600	36,20	11,83	32,68
—620	37,20	13,46	36,18
—640	35,78	11,61	32,45
—660	35,71	12,40	34,72
—680	35,82	12,80	35,73
—700	35,24	12,13	43,42
—720	34,89	10,75	30,81
—740	34,53	10,34	29,95
—760	35,41	10,79	30,47
—780	36,06	12,59	34,91
—800	36,41	11,74	32,24
800— 820	36,54	12,72	34,81
— 840	36,00	11,83	32,86
— 860	35,46	11,45	32,29
— 880	35,29	11,47	32,50
— 900	36,34	11,59	31,89
— 920	36,01	11,57	32,13
— 940	38,14	13,33	34,95
— 960	37,27	12,25	32,87
— 980	38,38	13,75	35,83
—1000	39,14	13,88	35,46
—1020	38,33	13,10	34,18
—1040	37,75	13,73	36,37
—1060	38,85	14,07	36,22
—1080	37,86	13,43	35,47
—1100	37,52	12,42	33,10
—1120	34,88	11,83	33,92
—1140	35,69	11,81	33,09
—1160	34,03	11,61	34,12
—1180	34,23	11,54	33,71
—1200	33,31	11,58	34,76
—1220	32,91	11,61	35,28
—1240	33,14	11,57	34,91
—1260	32,81	10,86	33,10
—1280	34,36	12,71	36,99
—1300	34,51	12,48	36,16
—1320	36,58	13,46	36,80
—1340	35,63	12,21	34,27
—1360	36,05	13,56	37,61
—1380	35,80	13,67	38,18
—1400	35,93	13,77	38,32
—1420	35,41	13,10	37,00
—1440	35,72	12,42	34,77
—1460	41,64	12,14	29,15

Alle Werte entstammen der AAS-Messung nach Abschnitt 2.2.1.

Besonders klar zeigt sich der o. g. Trend des sprunghaften Verhaltens von Löß zu Löß an den Aufschlüssen von Bötzingen a. K. Hier nimmt der Dolomitgehalt von ca. 13 % in den Jüngeren Lössen über 10,6 % bei den Mittleren auf 3,0 % bei den Älteren ab.

Dieses Verteilungsmuster findet sich in etwa bei allen Aufschlüssen wieder. Die Begriffe „Jünger", „Mittel" und „Älter" sind nicht unbedingt identisch mit den Begriffen Jung-, Mittel- und Altpleistozän, sie orientieren sich neben der stratigraphischen Position vor allem an den Lößeigenschaften und hier besonders am Dolomitgehalt. Die Jüngeren Lösse sind in den vollständigen Aufschlüssen jeweils zuoberst gelegen und weisen den höchsten Dolomitgehalt auf. Es handelt sich immer nur um e i n Lößpaket. Dieses ist durch den ersten markanten fossilen Boden vom Mittleren Löß getrennt, der in seinen Eigenschaften noch sehr dem Jüngeren ähnelt, im Dolomitgehalt und in der stratigraphischen Position aber an zweiter Stelle steht. Darunter beginnt — wiederum durch einen kräftigen Paläoboden getrennt und in sich durch Paläoböden gegliedert — eine Folge von Älteren Lössen, die verhältnismäßig einheitlich sind, sich aber i.d.R. sehr deutlich — vor allem im Dolomitgehalt — vom hangenden Mittleren Löß abheben.

Um eine verbindliche Aussage über die Homogenität der einzelnen Lößkomplexe bzw. deren Unterscheidbarkeit treffen zu können, muß die Statistik bemüht werden [6]). Die zentrale Frage war: Sind die Unterschiede in den Mittelwerten zwischen den einzelnen Lößkomplexen statistisch zu sichern?

4.3. Statistische Berechnungen

4.3.1. Statistik der Dolomitfraktion

Anhand der Übersicht über die statistischen Maßzahlen (Tab. 2) sollen die einzelnen Lösse noch etwas näher vorgestellt werden. Die Lösse wurden hier nach ihrem Alter geordnet.

Tabelle 2
Übersicht über die statistischen Maßzahlen für die untersuchten Lösse.

	Ort	Aufschl.	Löß	n	Dolomit % $\bar{x}$	Dolomit % Sx	Dolomit % v %	Dolomit in % vom Gesamtcarbonat $\bar{x}$	Dolomit in % vom Gesamtcarbonat Sx	Dolomit in % vom Gesamtcarbonat v %
Jüngere Lösse (Würm)	Bötzingen	A_1	L5	26	12,90	±1,3990	10,78	33,88	± 2,8800	8,50
	Bötzingen	A_4	L1	35	13,08	±0,9934	7,59	34,88	± 1,5293	4,38
	Eichstetten	--	L2	21	12,43	±1,5799	12,71	32,54	± 2,7162	8,35
	Riegel	A_1A_2	L5	79	12,48	±0,8500	6,81	34,14	± 2,0300	5,95
	EVBZ *)	--	--	4	10,89	±1,5105	13,78	35,64	± 6,3400	17,79
	Ten.Allmend	--	--	1	11,59	--	--	34,24	--	--
	zusammen			166	12,64	±1,1228	8,88	34,18	± 2,3491	6,87
Mittlere Lösse (Riss)	Bötzingen	A_1	L4	34	10,73	±0,8819	8,21	28,85	± 1,9004	6,59
	Eichstetten	--	L1	31	11,88	±0,9119	7,68	31,96	± 2,1028	6,58
	Riegel	A_1A_2	L4	13	9,74	±0,7700	7,91	26,49	± 4,1200	15,55
	Altdorf	--	L3+4	3	9,24	±0,8656	9,37	28,47	± 1,4543	5,11
	Emmendingen	--	L4	4	10,00	±0,7415	7,42	27,29	± 2,5600	9,38
	zusammen			85	10,91	±1,1981	10,98	29,54	± 3,1282	10,59
Ältere Lösse	Bötzingen	A_5	L3	1	4,97	--	--	14,09	--	--
	Bötzingen	A_2A_5	L2	5	3,18	±0,3015	9,48	9,39	± 2,2100	23,54
	Bötzingen	A_3	L1	11	3,03	±0,4782	15,78	12,82	± 2,9700	23,17
	Riegel	A_1	L3	7	9,54	±0,7100	7,44	22,70	± 2,0300	8,94
	Riegel	A_1	L2	6	7,28	±0,9900	13,60	18,70	± 1,9500	10,43
	Riegel	A_1	L1	9	9,15	±1,0600	11,58	25,77	± 2,9400	11,41
	Emmendingen		L2	2	3,44	--	--	11,55	--	--
	Altdorf	--	L2	4	3,21	±0,4400	13,71	8,75	± 0,8900	10,17
	Altdorf	--	L1	6	2,61	±0,1700	6,51	7,28	± 1,1000	15,11
	zusammen			51	5,53	±2,9892	54,05	15,82	± 7,6700	48,48

*) Einzelproben aus der Emmendinger Vorbergzone

Maßgebend für diese Gliederung waren der Dolomitgehalt und die stratigraphische Position in den einzelnen Aufschlüssen. Durch Vergleich der Daten über Mittelwert ($\bar{x}$), Streuung (Sx) und Variationskoeffizient (v%) innerhalb der senkrechten Spalten können Gemeinsamkeiten und Unterschiede auf einen Blick erfaßt werden.

Auffallend ist die besonders große Homogenität der Daten für die Jüngeren Lösse, die sich in der geringen Streuung und im niedrigen Variationskoeffizienten ausdrückt, was besonders für die statistische Zusammenfassung aller jüngeren Lösse gilt.

---

6) Für zahlreiche wertvolle Anregungen bei der statistischen Auswertung des Datenmaterials danke ich Herrn Dipl.-Forstwirt K. Keilen.

Die Mittleren Lösse zeigen zwar im einzelnen sehr geringe Streuungsbeträge und Variationskoeffizienten. Diese Werte steigen aber bei statistischer Zusammenfassung beträchtlich. Dies gibt einen Hinweis auf die vergleichsweise größeren stofflichen Unterschiede innerhalb des Gesamtkollektivs der Mittleren Lösse.

Die relativ hohen Streuungswerte und Variationskoeffizienten der Älteren Lösse, insbesondere bei deren statistischer Zusammenfassung, wird hauptsächlich durch die Riegeler Lösse L1—L3 verursacht. Hierin zeigt sich deutlich die vorerst nicht zu klärende Sonderstellung dieser drei Lösse. Sie hätten nach den Ergebnissen der Carbonatfraktionierung eigentlich eher zu den Mittleren als zu den Älteren Lössen gestellt werden müssen. Dem stand allerdings ihre stratigraphische Position entgegen. Erst bei der Untersuchung eines noch größeren Stichprobenumfanges aus den Mittleren und Älteren Lössen wird man die Stellung der Riegeler Lösse L1—L3 vielleicht klären bzw. feststellen können, ob nicht die Älteren Lösse in sich noch weiter differenziert werden müssen. Das Verhalten dieser Älteren Riegeler Lösse zeigt sich auch in den Abbildungen 7—10. Abb. 7 bringt die Häufigkeitsverteilungen der Dolomitgehalte für die drei Lößaltersgruppen. Eindrucksvoll erscheint der Trend der Dolomitabnahme mit zunehmendem Lößalter.

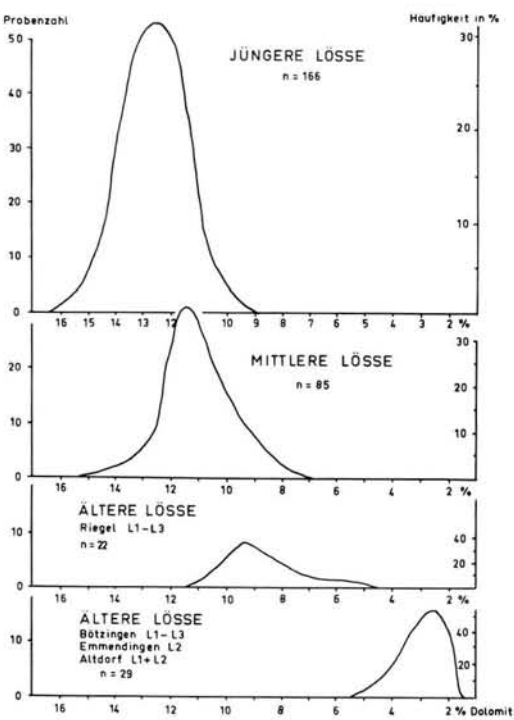


Abb. 7. Häufigkeitsverteilung des Dolomitgehaltes für die Lösse.

Um nun aber festzustellen, inwieweit sich die Lösse statistisch gegeneinander abgrenzen lassen, wurden die Unterschiede in den Mittelwerten zunächst für die Lösse innerhalb der Aufschlüsse einem t-Test unterzogen (Tab. 3). Wir erkennen, daß sich die Mittelwerte innerhalb der Aufschlüsse i.d.R. signifikant unterscheiden. Theoretisch sollte Nichtsignifikanz bei gleichaltrigen, Signifikanz bei verschiedenaltrigen Lössen herrschen. Aus Tab. 3 ist jedoch nicht so ohne weiteres zu entnehmen, ob die nichtsignifikanten Beziehungen in jedem Fall gleichaltrige Lösse betrifft.

Tabelle 3

Vergleich der Mittelwerte aller Lösse im Signifikanztest (gegliedert nach Aufschlüssen).

DOLOMITGEHALTE

		BÖTZINGEN				RIEGEL				EICH-STETTEN	EMMEN-DINGEN	ALTDORF	
		A1 L4	A2/5 L2	A3 L1	A4 L1	A1/2 L4/1	A1 L3	A1 L2	A1 L1	L1	L2	L2	L1
BÖTZINGEN	L 5	2,26***	9,72***	9,87***	0,31 n.s.								
	L 4	-----	7,46***	7,61***	2,57***								
	L 2	-----	------	0,15 n.s.	10,03**								
	L 1	------	------	------	10,18**								
RIEGEL	L5/2					2,74**	2,94***	5,20***	3,33***				
	L4/1					-----	0,20 n.s.	2,46***	0,59*				
	L 3					-----	-----	2,26***	0,39 n.s.				
	L 2					-----	-----	-----	1,87***				
EI	L 2									0,55 n.s.			
EM	L 4										6,56**		
ALTDORF	L3/4											6,03**	6,63***
	L 2											----	0,83 n.s.

n.s. = nicht signifikant; * = 5% , ** = 1% und *** = 0,1% Irrtumswahrscheinlichkeit

Um diesen Sachverhalt noch klarer zu demonstrieren, wurden die Lösse in Abb. 8 nicht mehr nach Aufschlüssen, sondern nach Altersgruppen geordnet. Schwarz ausgefüllte Kreise (Nichtsignifikanz) erkennen wir beim Vergleich aller Jüngeren Lösse untereinander. Daraus wird ersichtlich, daß diese nicht nur gleichaltrig, sondern stofflich besonders homogen aufgebaut sind. Die Jüngeren Lösse unterscheiden sich bis auf die Ausnahme bei Eichstetten L1/L2 von den Mittleren und Älteren Lössen signifikant; sie gehören zeitlich und stofflich nicht zusammen.

Beim Vergleich der Mittleren und Älteren Lösse untereinander findet man weniger häufig die theoretisch zu erwartende Nichtsignifikanz. M. E. liegt das nicht so sehr an der stärkeren stofflichen Differenzierung des untersuchten Materials. Der Streurahmen innerhalb der Mittleren und Älteren Lösse ist einfach größer. Natürlich könnte das „Signifikanzbild" noch geändert werden, wenn die Irrtumswahrscheinlichkeit kleiner gewählt würde. Dies ist jedoch bei geowissenschaftlichen Untersuchungen nicht üblich. Störend in dem Bild (Abb. 8) wirken nicht so sehr die signifikanten Unterschiede zwischen gleichaltrigen Lössen (offene Sechsecke) als vielmehr die vier Fälle nichtsignifikanter Beziehungen unterschiedlich alter Lösse (Eichstetten L1/L2 und Riegel L1—L3). Wie bereits für Riegel erwähnt, kann dieses Verhalten noch nicht geklärt werden.

4.3.2. Beziehungen zwischen Dolomit- und Gesamtcarbonatgehalt

Aufgrund der unterschiedlichen Löslichkeit von Calcit und Dolomit war nicht zu erwarten, daß sich das ursprüngliche, d. h. genetisch vorgegebene Dolomit-Gesamtcarbonat-Verhältnis bis heute bewahrt hat. Syn- und postgenetische Carbonatlösungen und -Verlagerungen, z. T. im Zuge der Pedogenese der Paläoböden, mögen das ursprüngliche

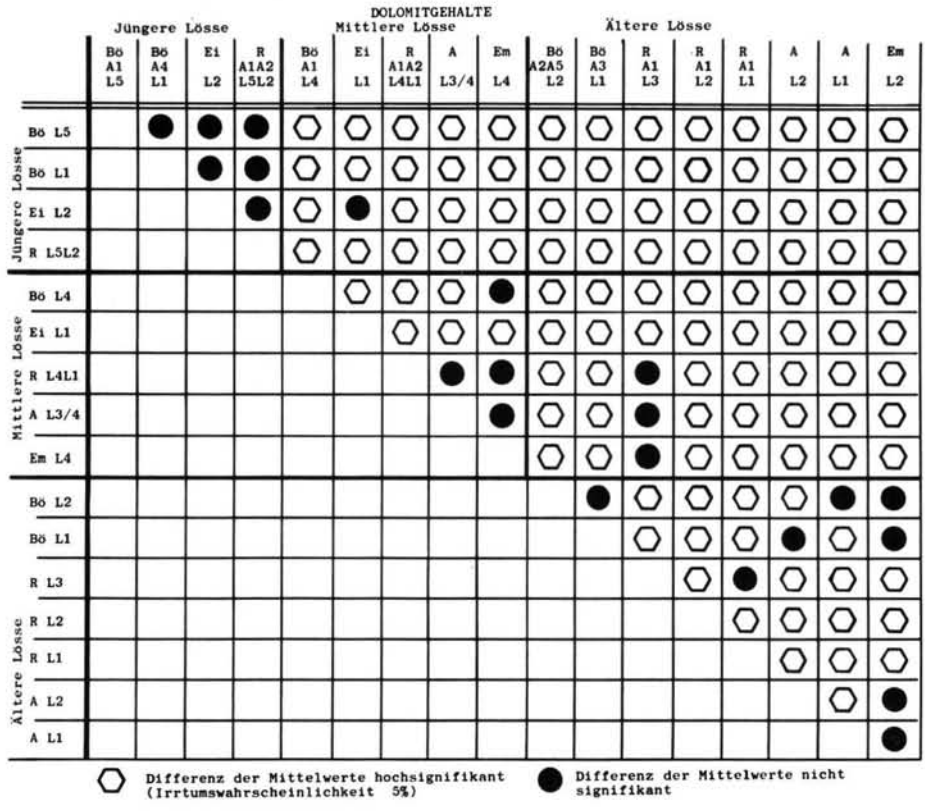


Abb. 8. Vergleich der Mittelwerte aller Lösse im Signifikanztest (gegliedert nach Altersgruppen).

Verteilungsmuster verändert haben. Um festzustellen, ob die Dolomitabnahme mit zunehmendem Alter der Lösse auch mit einer Abnahme der Gesamtcarbonatgehalte einhergeht oder nicht, wurde für jede einzelne Probe der Anteil von Dolomit in % vom Gesamtcarbonat berechnet. Diese „Relativ-Prozente" wurden für jeden Löß gemittelt, die Streuung und die Variationskoeffizienten berechnet. Die entsprechenden Daten sind in Tab. 2 rechts dargestellt Wir erkennen, daß diese Relativ-Prozente mit zunehmendem Alter der Lösse von ca. 34, über 29 auf 15 % abnehmen und sich daher ähnlich wie die Dolomitgehalte verhalten. Dieser Trend kommt auch deutlich in der Häufigkeitsverteilung der Relativ-Prozente zum Ausdruck (Abb. 9).

Der diagnostische Wert dieser Daten für eine Differenzierung der Lösse ist sicher nicht größer als der der Dolomitdaten in Tab. 2, weswegen nicht weiter damit argumentiert werden soll. Es ist jedoch nicht zu leugnen, daß diese Relativ-Prozente ein wichtiges Kriterium für das Ausmaß sekundärer Carbonatausscheidung in den Lössen ist; denn die Abnahme der Dolomitgehalte mit zunehmendem Lößalter machen die Gesamtcarbonatgehalte aufgrund der sekundären Calcitfällung ja bekanntlich nicht im selben Maße mit, so daß die Relativ-Prozente mit zunehmendem Lößalter deutlich sinken müssen (vgl. auch Abschnitt 5.).

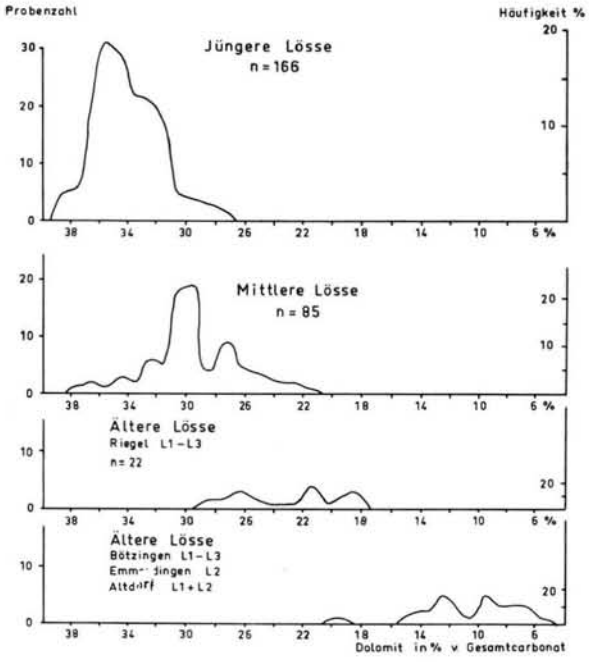


Abb. 9. Häufigkeitsverteilung, Dolomit in % vom Gesamtcarbonat, für die Lösse.

4.4. Die Dolomitgehalte von Einzelproben

In Abbildung 6 und Tabelle 2 sind auch Ergebnisse von Einzelproben aufgeführt. Es handelt sich hierbei um Lößproben, die unmittelbar unterhalb der Verlehmungsfront rezenter Parabraunerden aus der Emmendinger Vorbergzone (HÄDRICH 1966) und der Teninger Fläche (FRESLE 1969) entnommen waren.

Die Dolomitgehalte der vier Einzelproben aus der Emmendinger Vorbergzone liegen im Mittel bei nur 10,9 %. Damit ist es unsicher, ob es sich hierbei um Jüngeren oder Mittleren Löß handelt. Berücksichtigt man aber die Relativ-Prozente (Tab. 2 rechts), dann wird ersichtlich, daß der Dolomitgehalt 35,6 % des Gesamtcarbonats ausmacht — ein Hinweis dafür, daß es sich doch um Jüngeren Löß handeln muß. Der Gesamtcarbonatgehalt ist unmittelbar unterhalb der Verlehmungsfront durch Lösungsverwitterung wohl z. T. schon vermindert, während der Dolomitgehalt noch relativ hoch geblieben ist.

Besonders interessant ist die Probe von der Teninger Fläche, einem um wenige Meter das holozäne Auenniveau der nördlichen Freiburger Bucht überragenden höheren und damit relativ früh trockengefallenen Rest der Niederterrasse. Hier lagert auf einer Fläche von 3,24 km² jüngster, spätglazialer Löß bis zu einer Mächtigkeit von 6,25 m (nach FRESLE 1969), von mehr als 7,0 m nach Aussagen eines ortsansässigen Landwirtes. Die einzige bisher von mir untersuchte Probe aus einer Position unmittelbar unterhalb der dort bis zu einer Tiefe von 90 cm entwickelten Parabraunerde erbrachte einen Dolomitgehalt von 11,6 % bei einem Gesamtcarbonatgehalt von 33,9 %. Das Relativ-Prozent liegt hier bei 34,2 %. Nicht nur die Höhe dieser Werte, sondern vor allem die topographische Position auf höherem Niederterrassenniveau sprechen eindeutig für würmzeitlichen und damit Jüngeren Löß. MÜNZING (1973) stuft diesen Löß ins Jungwürm ein, im

Sinne von WOLDSTEDT (1962). Solche Lößvorkommen auf Niederterrasse gibt es in der Freiburger Bucht und im Umkreis des Kaiserstuhls noch einige mehr (SCHREINER 1958). Bei allen diesen kleinen Lößvorkommen handelt es sich um den einzigen, mir bisher bekannten Fall, daß ein Löß aufgrund seiner Position auf einer Pleistozänterrasse im südlichen Oberrheingebiet überhaupt zeitlich fixiert werden kann.

4.5. Zur Anwendbarkeit der Methode der Carbonatfraktionierung bei der Lößparallelisierung

Das Hauptanliegen solcher Untersuchungen zur Carbonatfraktionierung ist, altersspezifische Kriterien zu finden, damit Lösse, deren stratigraphische Position nicht zweifelsfrei ist, einander zugeordnet werden können. Wie wir im Falle der Einzelproben gesehen haben, konnten die betreffenden Lösse über ihren charakteristischen Dolomitgehalt bzw. durch ihre Relativ-Prozente einwandfrei den Jüngeren Lössen der untersuchten Aufschlüsse zeitlich zugeordnet werden.

Ich möchte hier ein weiteres Beispiel anführen, wie die Methode der Carbonatfraktionierung helfen kann, profilmorphologisch unabhängig erscheinende Straten als lithologisch und damit auch chronologisch zusammengehörig zu erkennen:

Im Aufschluß 1 von Riegel a. K. trägt der oberste Paläobodenrest vom Typ einer Parabraunerde nicht direkt Jüngeren Löß, sondern es schaltet sich ein etwa 110 cm mächtiger Geröllhorizont ein. Dieser Geröllhorizont besteht aus aufgearbeiteten Lößkindeln, die etwa 60—70 % der Masse ausmachen und in Löß eingebettet sind (Abb. 10).

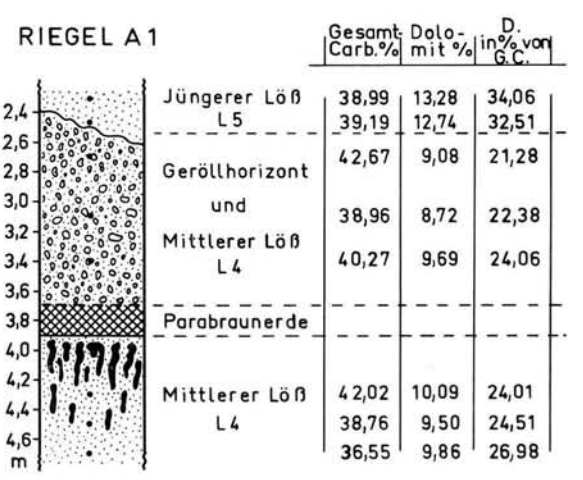


Abb. 10. Beispiel für die Zuordnung von Lössen mit Hilfe der Carbonatfraktionierung.

Profilmorphologisch war nicht sicher zu entscheiden, ob der zwischen die Gerölle eingelagerte Löß genetisch zum Jüngeren Löß im Hangenden (L 5) oder zum Mittleren Löß im Liegenden (L 4) des Paläobodenrestes gehört. Die Dolomitgehaltsbestimmung und die Berechnung der Dolomitgehalte in Prozent vom Gesamtcarbonat konnten einwandfrei klären, daß der Löß zum Mittleren Löß (L 4) dieses Aufschlusses gehört. Löß und Kindelgerölle stammen aus höherer Hangposition, wo der offensichtlich rißwürmzeitliche Paläoboden völlig abgetragen zu sein scheint und sogar ein Teil des liegenden Kindelhorizontes mit weggeräumt wurde.

5. Die Deutung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Carbonatfraktionierung, wie sie in Abschn. 4 dargestellt wurden, bedürfen m. E. einer Erklärung. Es ist die Frage zu stellen, ob die charakteristische Tiefenfunktion der Dolomitgehalte lößgenetisch vorgegeben war oder postgenetischen Veränderungen im Carbonatregime zu verdanken ist.

Betrachten wir zunächst die Tiefenfunktion des Gesamtcarbonats und sehen diese im Lichte der morphologisch überall in den Profilen — besonders deutlich aber in den Mittleren und Älteren Lössen — zu erkennenden sekundären Calcitfällungen in Form von Pseudomycelien, Bieloglaski und Lößkindeln, dann muß das Gesamtcarbonat postgenetisch entsprechenden Veränderungen unterworfen gewesen sein, deren Richtung und Größenordnung heute allerdings kaum mehr feststellbar sind, weil sie in den Analysendaten kaum aufscheinen.

Diese Veränderungen bestanden beim Jüngeren Löß offensichtlich nur in einer lokal begrenzten Umlösung der Carbonate und einer Calcitfällung, nicht aber in starken Hydrogencarbonat-Infiltrationen aus den Hangendpartien. Dieses Bild steht mit der Tatsache in Einklang, daß die Jüngeren Lösse der untersuchten Profile ausnahmslos Pararendzinen mit noch relativ hohen Carbonatgehalten bis zur Oberfläche tragen.

Da nun im Jüngeren Löß Anzeichen stärkerer Carbonatfällungen zurücktreten — Lößkindel gibt es nur wenige, und diese sind meist von geringer Größe sowie vereinzelt ziemlich regellos im Jüngeren Löß verteilt — muß daraus gefolgert werden, daß die holozänen Böden nie den Entwicklungsgrad der warmzeitlichen Pleistozänböden erreichten (Entkalkung, Verwitterung, Tonbildung, Entwicklungstiefe), wenn sie sich auch unter ungestörten Verhältnissen über das Pararendzinastadium hinaus entwickelt haben mögen (Hädrich 1966, Bronger 1969).

Die Mittleren und die Älteren Lösse haben in den Warmzeiten des Pleistozäns eine länger andauernde und intensivere Pedogenese über sich ergehen lassen müssen, während der sich jeweils mächtige, carbonatfreie Paläoböden entwickelten. Im Zuge dieser Pedogenese wurden die jeweils liegenden Lösse in starkem Maße mit Calcit angereichert.

Wie erklären sich aber nun die Tiefenfunktionen der Dolomitgehalte? Wir halten an dieser Stelle noch einmal fest: Die Dolomitgehalte zeigen innerhalb der Lößpakete keine tendenzmäßige Veränderung in der Tiefenfunktion; diese erfolgt vielmehr beim Übergang zum nächstälteren bzw. nächstjüngeren Löß sprungartig, so daß ein Treppenprofil der Tiefenfunktion vorliegt.

Aus der Kenntnis der Dolomitgenese heraus dürfen wir wohl davon ausgehen, daß der in den obersten Lößabschnitten im Zuge der Pedogenese gelöste Dolomit abwärts nicht wieder als solcher ausgefällt wird. In tieferen Profilabschnitten vorhandener Dolomit kann daher mengenmäßig entweder nur erhalten oder vermindert worden sein, entweder relativ, durch Zufuhr von Calcit oder absolut, durch bevorzugte Dolomitlösung.

5.1. Zur relativen Verminderung des Dolomitgehaltes

Das Argument der relativen Verminderung des Dolomitanteiles durch Calcitzufuhr aus dem Hangenden entfällt als alleinige Erklärung für die heutigen Verhältnisse, wenn man davon ausgeht, daß am Dolomit selbst seit der Lößablagerung keine Verwitterung stattgefunden hat, da die Calcitzufuhr niemals das Ausmaß erreichte, um die Tiefenfunktionen des Dolomitgehaltes zu erklären.

5.2. Zur absoluten Verminderung des Dolomitgehaltes

Im Falle einer absoluten Verminderung des Dolomitgehaltes müßte es zu einer postgenetischen bevorzugten Dolomitverwitterung gekommen sein. Es gibt sicher mehrere Argumente und Erkenntnisse dafür, daß eine postgenetische spezifische Dolomitverwitterung ausscheidet. Ich möchte im folgenden nur auf Ergebnisse von FEZER (1969) und auf einen eigenen Modellversuch zur Carbonatlösung eingehen.

5.2.1. Zur „Tiefenverwitterung" des Lösses

FEZER (1969) hat in Schotterprofilen im Alpenvorland eine sog. Tiefenverwitterung festgestellt, die er vor allem an der Zermürbung der Dolomitgerölle zu „Dolomitasche" erkannte und an der er u. a. auch die Dauer der pleistozänen Warmzeiten abzuschätzen versuchte. Die Zermürbung schritt deutlich der Lösungsfront aller Carbonate voraus.

Es könnte nun jemand auf den Gedanken kommen, im Löß seien postgenetisch ähnliche Vorgänge abgelaufen. M. E. ist aber ein Vergleich mit den Ergebnissen FEZERS für den Löß nicht zulässig. FEZER erklärt seine Dolomitverwitterung aus der besonderen Wasserbewegung im Schotter, aus der Porosität der Dolomitgerölle, bei denen er bis zu 14 % Gesamtporenvolumen feststellte und aus der selektiven Lösung geringer Mengen der $CaCO_3$-Komponente in den Dolomitgeröllen, wonach die Dolomitstruktur rasch zusammenbräche. Darüber, was danach mit der Dolomitasche passiert, sagt FEZER m. W. nichts aus.

Im Löß haben wir es im Gegensatz zu Geröllen überwiegend mit Einzelmineralen zu tun, bei denen man von der Zermürbung der Struktur und von Porosität nicht mehr sprechen kann. Auch die Wasserbewegung im Löß ist eine völlig andere als im Schotter. Nach vorläufigen Ergebnissen aus noch unveröffentlichten hydrologischen Untersuchungen des Geographischen Instituts I der Universität Freiburg i. Br. [7]) im Löß des Ostkaiserstuhls ist bei Löß eine mittlere Sickergeschwindigkeit von 1 m/Jahr anzunehmen. Bei solch geringer Geschwindigkeit muß sich die Bodenlösung schon beim Durchlaufen der obersten Dezimeter des Lösses im Wechselspiel eines sich dort ständig verändernden CO_2-Partialdruckes bis zu einem Gleichgewicht mit Hydrogencarbonat sättigen, so daß in größeren Profiltiefen, die immerfeucht, gleichmäßig temperiert und ohne nennenswerte Durchwurzelung sind, aufgrund konstanten CO_2-Partialdruckes keine weitere Lösungsaktivität mehr denkbar ist.

Eine selektive Dolomitlösung aufgrund leicht höherer Löslichkeit von Dolomit bei niedrigem CO_2-Partialdruck gegenüber Calcit, wie sie FEZER für die Schotter annahm, dürfte im Löß kaum zu dieser Dolomitverteilung geführt haben, sonst hätte sich das analytisch aus der Tiefenfunktion des Dolomits ablesen lassen müssen.

Eine bevorzugte Dolomitverwitterung müßte in höheren Profilteilen eingesetzt haben, so daß die Dolomitgehalte in einem Lößpaket heute von oben nach unten zunehmen müßten. Es ist aber nichts dergleichen festzustellen.

5.2.2. Modellversuch zur Carbonatlösung

Um zu klären, ob durch perkolierendes Sickerwasser im Löß eine spezifische Dolomitlösung im Sinne einer absoluten Dolomitverminderung erfolgt, habe ich in der Zeit vom 7. 3. bis zum 7. 5. 1975 im Labor einen Carbonatlösungsversuch durchgeführt.

Zu diesem Zwecke wurde dolomitreiches Lößmaterial aus der Tiefe 6,9—7,1 m des Aufschlusses A 4 von Bötzingen (Jüngerer Löß) in Säulen von 6 cm Innendurchmesser eingefüllt und durch leichtes Einstampfen auf ca. 40 cm Füllhöhe gebracht. Die Lößfüllung war jeweils oben und unten

---

[7]) Freundliche mündliche Mitteilung der Herren G. LUFT und G. MORGENSCHWEIS.

durch eine ca. 2 cm dicke Quarzsandschicht abgeschlossen. Die Säulen besaßen einen Boden aus Glasfrittenmaterial und wurden so auf Nutschen mit Saugflasche montiert, daß jederzeit ein geringer Unterdruck von etwa 300—500 cm WS angelegt werden konnte. Der Versuch wurde in einfacher Wiederholung durchgeführt.

Zunächst wurde der Löß über einen Zeitraum von ca. 24 Stunden völlig gesättigt, dann wurde ein Unterdruck von etwa 400 cm WS angelegt, um überschüssiges Wasser zu entfernen und um die Funktionsfähigkeit der Anlage zu prüfen. Danach wurden die beiden Säulen im Abstand von 1—25 Tagen — die Verweilzeit wurde absichtlich variiert — mit je 50 ml aqua dest. perkoliert, das zuvor bei + 5 bis + 6°C im Kühlschrank aufbewahrt und danach ca. 1 Stunde lang unter weiterer Kühlung mit CO_2 angereichert worden war. Das frisch aufgegebene Perkolationswasser besaß eine Temperatur von + 6 bis + 9°C. Nach etwa 3—4 Stunden war unter dem Einfluß des angelegten und halbstündlich kontrollierten Unterdruckes gewöhnlich die Perkolation zum Stillstand gekommen. Das gewonnene Filtrat wurde mit 20 ml 10%iger HCl aufgenommen, in Polyäthylenflaschen überführt und bis zur Messung im Kühlschrank aufbewahrt. Im Labor herrschten zu keiner Zeit höhere Temperaturen als 15°C, so daß für eine Carbonatlösung relativ optimale Bedingungen vorlagen. Nach Abschluß des Versuches kamen die Proben zur Messung im AAS, wobei die Konzentration von Ca und Mg festgestellt wurde. Für jede Probe wurde das Konzentrationsverhältnis Ca zu Mg gebildet und die Verhältnisse gemittelt.

Das Ergebnis des Carbonatlösungsversuchs ist in Tabelle 4 dargestellt. Das Ca : Mg-Verhältnis belief sich im Mittel der 15 Perkolationen auf 8,3315.

Vergleichsweise betrug das Mittel ($\bar{x}_5$) der Verhältnisse für die beiden Kationen bei 5 untersuchten Proben aus der Tiefe 6,7—7,3 m des Aufschlusses A 4 von Bötzingen bei vollständiger Carbonatlösung (HCl/AAS-Methode) 7,2060, das entsprechende Mittel ($\bar{x}_{162}$) für alle untersuchten Jüngeren Lösse 7,5746.

Wenn also Calcit und Dolomit im Verhältnis ihrer Gehalte im Löß gelöst worden wären, hätte der Säulenversuch ein Verhältnis bringen müssen, das dem der HCl/AAS-Messung für den gleichen Löß entspräche, also 7.2. Wenn Dolomit bevorzugt gelöst worden wäre, dann hätte das Verhältnis noch kleiner sein müssen, also $<7{,}0$. Das gefundene Verhältnis von im Mittel 8,3315 bestätigte voll die Vermutung, daß im Löß eine bevorzugte Dolomitlösung nicht erfolgt. Wenn dies schon in den nur knapp 40 cm hohen Lößsäulen nicht der Fall ist, wo das Perkolationswasser aufgrund des hohen CO_2-Partialdruckes eine stark carbonatlösende Kraft besitzt, wieviel weniger kann das in Natur in größerer Lößtiefe passieren!

Tabelle 4

Ergebnisse eines Modellversuches zur Carbonatlösung unter Laborbedingungen

Datum	Säule	Ca γ/ml	Mg γ/ml	Ca/Mg
11. 3.	II	2,55	0,391	6,5217
18. 3.	II	1,27	0,214	5,9345
24. 3.	I	0,76	0,092	8,2609
	II	0,46	0,054	8,5185
18. 4.	I	1,60	0,170	9,4118
21. 4.	I	0,29	0,028	10,3571
	II	0,33	0,032	10,3125
22. 4.	I	0,65	0,071	9,1549
	II	0,39	0,043	9,0698
23. 4.	I	0,47	0,056	8,3929
	II	0,39	0,043	9,0698
6. 5.	I	1,89	0,250	7,5600
	II	1,63	0,214	7,6168
7. 5.	I	2,53	0,348	7,2701
	II	2,73	0,363	7,5207
$\bar{x}_{15}$				8,3315
$\bar{x}_5$				7,2060 (HCl/AAS-Methode)
$\bar{x}_{162}$				7,5746 (HCl/AAS-Methode)

5.3. Zur Möglichkeit der Kombination von absoluter Verminderung des Gesamtcarbongehaltes und nachfolgender relativer Verminderung des Dolomitgehaltes

Wie aus Abschnitt 5.2.2. ersichtlich, halte ich eine absolute Verminderung des Dolomitgehaltes durch selektive Dolomitlösung für unwahrscheinlich. Es wäre aber zumindest theoretisch denkbar, daß der Löß postgenetisch, noch während der Kaltzeit, in der er gebildet wurde, durch Carbonatlösung und Abfuhr in den Untergrund, ins Grundwasser im Sinne des von mir ermittelten Kationenverhältnisses von 8,33 doch einen Teil seines Gesamtcarbonats absolut eingebüßt hätte, womit auch der Dolomitanteil vermindert worden wäre. Der heute ermittelte hohe Gesamtcarbonatgehalt könnte dann der sekundären Calcitfällung aus der hangenden Pedosphäre während der nachfolgenden Warmzeiten zu verdanken sein.

Gegen diese Auffassung spricht folgende Überlegung: Die Gesamtcarbonatlösung hätte aufgrund der oben in einem Lößpaket höheren Lösungsbereitschaft des Sickerwassers stärker sein und abwärts allmählich aufhören müssen. Der Dolomit, da er nicht durch sekundäre Fällung aus höheren Profilteilen hat ergänzt werden können, hätte oben weniger, weiter abwärts stärker erhalten bleiben müssen, während das mögliche Calcitdefizit durch sekundäre Fällung später hätte wieder ausgeglichen werden können.

Leider zeigt aber die Tiefenfunktion der Dolomitgehalte innerhalb eines Lößpaketes keine Zunahme von oben nach unten. Dies wäre nur dann durch die o. g. Theorie zu erklären, wenn eine Gesamtcarbonat- und Dolomitlösung so gleichmäßig über eine Tiefe von z. T. mehr als 10 m erfolgen könnte, und das halte ich für ausgeschlossen.

Die Gleichmäßigkeit der Dolomittiefenfunktion und die deutlichen Sprünge beim Übergang in ein anderes Lößpaket müssen daher anders zu erklären sein.

5.4. Über die Möglichkeit der Erhaltung des ursprünglichen Dolomitanteiles — Anlieferungshypothese

Wenn auch eine geringe relative Verminderung des Dolomitanteiles durch sekundäre Calcitzufuhr aus dem Hangenden der Lößpakete im Sinne von Abschn. 5.1. nicht ganz ausgeschlossen werden kann, kommt m. E. doch der Erhaltung der mit der Lößablagerung vorgegebenen Dolomitgehalte die größere Wahrscheinlichkeit zu. Wir müßten dann allerdings nach einem Mechanismus suchen, der den Zusammenhang mit der Lößgenese erhellt. Die sog. Anlieferungshypothese läßt zumindest theoretisch zwei Erklärungsmöglichkeiten zu:

5.4.1. Hypothese einer direkten Anlieferung

Diese Hypothese geht davon aus, daß während der verschiedenen Kaltzeiten des Pleistozäns im Hauptabtragungsgebiet, den Alpen, Gesteine mit zunehmendem Dolomitgehalt an der Oberfläche anstanden, so daß über die glazigenen und glazifluvialen Sedimente, sozusagen auf direktem Wege und ohne postgenetische Veränderungen, den jeweiligen Lössen ganz bestimmte Dolomit-Gesamtcarbonatverhältnisse aufgeprägt worden seien, so wie wir sie heute feststellen. Ich halte diese Möglichkeit für unwahrscheinlich, da sie durch nichts zu beweisen ist.

5.4.2. Hypothese der Anlieferung nach prägenetischer Dolomitanreicherung

Viel mehr Wahrscheinlichkeit besitzt die Hypothese der Dolomitanlieferung nach prägenetischer Anreicherung, wobei der Begriff „prägenetisch" auf die Lößgenese zielt.

Diese Hypothese geht davon aus, daß in den glazialen und glazifluvialen Sedimenten aller Altersstufen zu allen Zeit im Alpenvorland im Sinne von FEZER (1969) eine Aufbereitung der Dolomitgerölle zu Dolomitsand und -schluff stattfand. Dies führte jeweils in den — bezogen auf eine sich anbahnende neue Vereisung und damit neue Lößbildung — voraufgegangenen Ablagerungen zur absoluten Anreicherung äolisch verwertbarer Dolomitpartikel. Die absolute Anreicherung bezieht sich auf den Ausgangsgehalt an feinen Dolomitpartikeln zum Zeitpunkt der zu betrachtenden Ablagerung. Beim jeweils folgenden Gletschervorstoß wurde das so angereicherte Material entweder direkt vom Gletschereis oder von seinen Schmelzwässern umgelagert und in die der neuen Vereisung zugehörigen Sedimente inkorporiert, wobei der Dolomitgehalt in der Sand- und Schlufffraktion gegenüber dem des direkt aus den Alpen herantransportierten Materialanteiles anstieg.

So mußten die Pleistozänsedimente im Alpenvorland aber auch in der Oberrheinebene, als dem Hauptausblasungsgebiet der oberrheinischen Lösse, ständig dolomitreicher werden, weil es bei jeder neuen Vereisung zum Ablauf des gleichen Mechanismus kam.

Auf diese Weise konnten die Lösse immer dolomitreicher werden, obwohl die jeweils im Hauptabtragungsgebiet bereitgestellten neuen Sedimente im Sinne von Abschn. 5.4.1. primär nicht dolomitreicher zu sein brauchten.

Diese Hypothese wird gestützt durch zwei Erkenntnisse bzw. Befunde:

1. Vom Älteren zum Mittleren Löß erfolgt der größte Dolomitsprung nach oben. Den Mittleren Löß stelle ich in die Rißeiszeit. So benötige ich für die Rißeiszeit [8]) ein außergewöhnliches Maß an Aufarbeitung und Dolomitanreicherung in älterem Material, das vom Rißgletscher durch seinen weiten Vorstoß fast vollständig überfahren und damit weitgehend in die Rißsedimente aufgenommen wurde. Dieses ältere Material wurde im Rheingletscherbereich, dem der oberrheinische Löß wohl zum größten Teil entstammt, durch den am weitesten vorstoßenden Mindelgletscher im Sinne von GRAUL (1968) bereitgestellt, das während der relativ langdauernden Mindel/Riß-Warmzeit einer besonders tiefgreifenden Dolomitverwitterung im Sinne FEZERS und damit Dolomitanreicherung in den feinen Fraktionen unterlegen haben dürfte.

2. Aus den Ergebnissen der Untersuchungen von FEZER (1969) ist abzuleiten, daß im Mittel der Schluff von Würmschottern mit ca. 1 : 600 ein engeres Ca : Mg - Verhältnis aufweist als der von Günzschottern, das bei ca. 1 : 1200 liegt. Dieses Ergebnis muß nicht zwangsläufig eine bevorzugte Schluffverwitterung im Sinne von „je älter der Schluff, um so mehr an Dolomit verarmt" bedeuten; sie kann auch im Sinne meiner Hypothese der Dolomitanlieferung nach prägenetischer Dolomitanreicherung gedeutet werden und lauten: „Je jünger das Sediment, um so mehr Dolomit durch Anreicherung im Schluff."

Wenn letztere Erscheinung schon für unbedeckte Terrassenschotter gilt, wieviel mehr muß das dann für den Schluff in Lößprofilen zutreffen, wo aufgrund wiederholter Sedimentüberdeckungen im Vergleich zu unbedeckten Schotterkörpern keine über große Teile des Pleistozäns hin am gleichen Löß fortwirkende Tiefenverwitterung möglich erscheint?

Schriften

BIBUS, E.: Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **101**, 346—361, Wiesbaden 1973.

BRONGER, A.: Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schriftenr. Geogr. Inst. Univ. Kiel **14**, 2, 113 S., Kiel 1966.

— : Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Peterm. Geogr. Mitt., 113. Jg., 2, 112—124, Gotha 1969.

8) Im Sinne von GRAUL (1968).

Bronger, A. & Hädrich, F.: Le Loess du Sud-Ouest de L'Allemagne. — Suppl. au Bull. de l'Ass. Franc. pour l'Etude du Quarternaire, VIIIe Congr. INQUA, 23—27, Paris 1969.

Brunnacker, K.: Beiträge zur Stratigraphie des Quartärprofils von Kärlich am Mittelrhein. — Mz. Naturw. Arch., 10, 77—100, Mainz 1971.

Fezer, F.: Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. — Heidelb. Geogr. Arb., H. 24, 144 S., Heidelberg 1969.

Fresle, F.: Zur Genese der Lößinseln auf den würmzeitlichen Schwemmfächern von Dreisam und Elz (nördliche Freiburger Bucht). — Unveröff. maschinenschr. Diss. Freiburg i. Br. 1969.

Graul, H.: Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet, August 1968, S. 31—75 in: Beiträge zu den Exkursionen anläßlich der DEUQUA-Tagung August 1968 in Biberach an der Riß. — Heidelb. Geogr. Arb., H. 20, 124 S., Heidelberg 1968.

Guenther, E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen. Teil I: Methodische Grundlagen mit Erläuterung an Profilen. — Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte, Reihe B, 1, 91 S., Köln und Graz 1961.

Hädrich, F.: Die Böden der Emmendinger Vorbergzone (Südliches Oberrheingebiet). — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **56**, 23—76, Freiburg 1966.

— : Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartär-geologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **60**, 103—137, Freiburg 1970.

Khodary-Eissa, O.: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freibg. Bodenkundl. Abh. **2**, 149 S., Freiburg 1968.

Müller, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung; Sedimentpetrologie, Teil I, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1964.

Münzing, K.: Beiträge zur quartären Molluskenfauna Baden-Württembergs. — Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ **15**, 161—185, Freiburg i. Br. 1973.

Nommik, H.: An examination of procedures for determining carbonates in soils and related materials. — Comm. in Soils Sci. and Plant Anal., Vol. 5, 4, 319—330, 1974.

Paepe, R.: Les unites litho-stratigraphiques du pleistocene superieur de la Belgique. — Suppl. au Bull. de l'Ass. Franc. pour l'Etude du Quarternaire. VIIIe Congr. INQUA, 45—51. Paris 1969.

Petersen, G. W. & Chesters, G.: Quantitative determination of calcite and dolomite in pure carbonates and limestones. — Soil Sci. **17**, 2, 317—327, 1966.

Schönhals, E., Rhodenburg, H. & Semmel, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **15**, 199—206, Öhringen 1964.

Schlichting, E. & Blume, H. P.: Bodenkundliches Praktikum, 209 S., Parey Hamburg/Berlin 1966.

Schreiner, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). — Mitt. Bad. Landesver. Naturkde. u. Natursch., N. F. **7**, 2, 113—125, Freiburg i. Br. 1958.

Semmel, A.: Stratigraphie du loess dans les Hesses meridionales et Rhenanes. — Suppl. au Bull. de l'Ass. Franc. pour l'Etude du Quarternaire. VIIIe Congr. INQUA, 81—83, Paris 1969.

Semmel, A. et al.: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische Forsch. **78**, 215 S., Frankfurt a. M. 1974.

Woldstedt, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart **13**, 115—124, Öhringen 1962.

Manuskript eingeg. 9. 7. 75.

Anschrift des Verf.: Dr. F. Hädrich, Inst. f. Bodenkunde u. Waldernährungslehre d. Univ. Freiburg, 78 Freiburg i. Br., Bertoldstraße 17.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 118-130	Öhringen/Württ. 1975

Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildung und Klimaentwicklung im südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland

Von Hartmut Leser, Basel & Neek Maqsud, Mainz

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Unter den reliktischen Steppenböden der postglazialen Wärmezeiten kann in Südrheinhessen ein fossiler Boden beobachtet werden. Er ist bis zu 100 cm mächtig und stellt einen Steppenboden-A-Horizont dar. Dessen Bildung erfolgte vermutlich im Alleröd. Ein Tuffbändchen, das diese Datierung erhärten könnte, wurde nicht gefunden. Gleichzeitig wird vorausgesetzt, daß während der Jüngeren Dryaszeit eine Lößaufwehung erfolgte. Auf diesem Löß entwickelte sich später der postglaziale Steppenboden.

Summary. In Southern Rheinhessen a fossil soil is to be found beneath the relictic steppe-soil of the postglacial warm periods. It is of up to 100 cm in thickness and is an A-horizon of a steppe-soil, the formation of which probably took place in the Alleröd-period. A layer of tuffs which could substantiate this date was not found. It is also supposed that during the Younger Dryas-period accumulation of loess took place. At a later time the postglacial steppe-soil developed on it.

1. Einleitung

Rheinhessen ist eines der wärmsten und trockensten Gebiete Deutschlands und gleichzeitig eines der Hauptverbreitungsgebiete von Steppenböden. Diese nehmen als Reliktböden große Flächen der zumeist lößbedeckten Plateaus und Riedel der Landschaft ein. Entsprechend den allgemeinen Erkenntnissen der Bodengeographie datiert man diese Böden in die postglazialen Steppenzeiten, wie sie aufgrund zahlreicher Boden- und Vegetationsuntersuchungen, auch durch historische und geomorphologische Befunde belegt, für Mitteleuropa nachgewiesen werden konnten.

Die rheinhessischen Steppenböden wurden grundlegend von Zakosek (1962) untersucht, der auch die Literatur aufarbeitete, so daß darauf verwiesen werden kann. Die damit in Verbindung stehende geomorphologische Problematik wurde für Rheinhessen von Leser (1967) angegangen. Im Zuge dieser Untersuchungen konnten Profilgliederungen beobachtet werden, die von Zakosek (1962) nicht beschrieben wurden, die aber mit gewissen Beobachtungen von Schönhals (1960) und Arbeiten aus anderen Räumen, in denen Steppenböden auftreten (z. B. Kopp 1965; Rau 1965; Scharpenseel & Pietig 1969), in Einklang stehen.

2. Untersuchungsgebiet und Problem

Zwischen dem Donnersberg (Pfalz) und der Rheinebene bei Worms ist eine klare morphographische und morphogenetische Gliederung der Landschaft (Abb. 1) zu beobachten, die — nach geographischen Untersuchungen — auch Auswirkungen auf Klima- und Bodendifferenzierungen hat: An die in 300—270 m NN liegenden Rotliegend-Flächen um Kirchheimbolanden, aus denen sich der Donnersberg (667 m NN) erhebt, schließen sich nach Osten die etwas niedrigeren Rheinhessischen Kalkplateaus an, die auf den Hochflächen mehrere Meter mächtige Lößdecken tragen. Mit

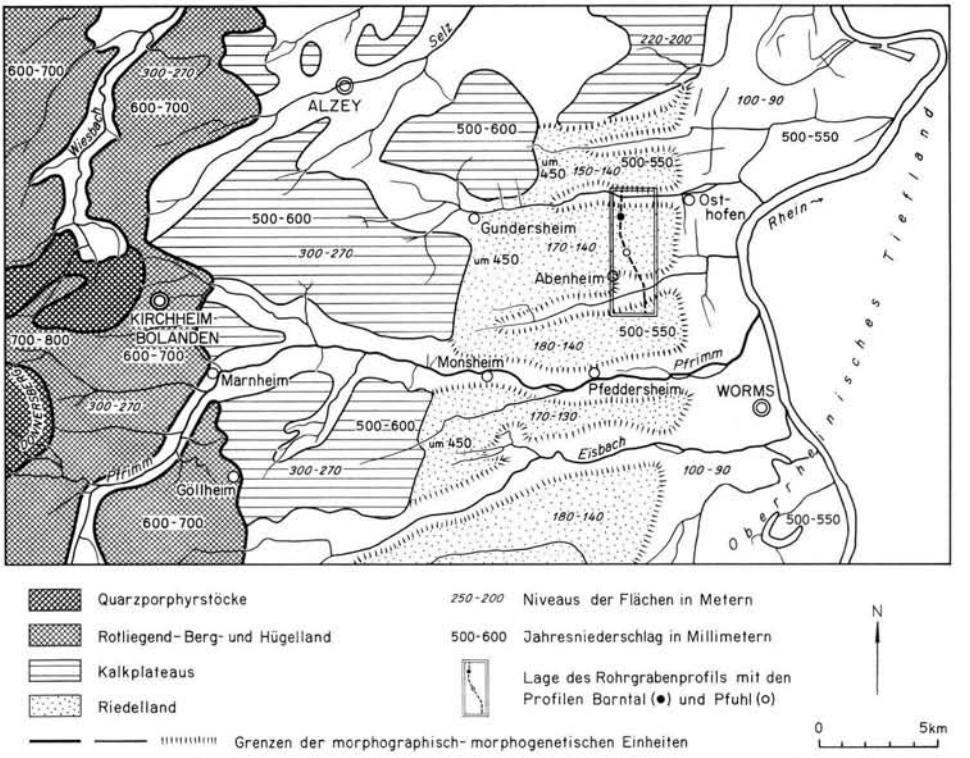


Abb. 1. Südliches Rheinhessisches Tafel- und Hügelland mit Lage des Untersuchungsgebiets: Im Westen befindet sich das Saar-Nahe-Bergland, daran schließen sich die Kalkplateaus des Südwestlichen Rheinhessen an, von denen sich die Riedel Südostrheinhessens morphogenetisch, hydrologisch und klimatologisch deutlich absetzen.

einer auch morphologisch sichtbaren Bruchstufe fallen sie im Raume Nieder-Flörsheim nach Osten zu einem rund einhundert Meter niedriger in ca. 150 m NN liegenden Riedelland ab. Die Riedel sind mit ihrer Längsachse West—Ost orientiert und dachen sich gegen den Rhein hin ab. Sie werden von kleinen, z. T. kaum wasserführenden Bächen, die ebenfalls alle nach Osten — zum Oberrheinischen Tiefland hin — gerichtet sind, zerschnitten. Einer dieser Riedel wurde im Rahmen vorliegender Studie genauer untersucht, nachdem bereits eine Profilserie (Leser 1967, Karte 1, S. 423; Karte 2, S. 424) veröffentlicht worden war, welche die entscheidenden Profile mit enthielt.

Ohne hier auf die morphogenetische und morphographische Entwicklung des Gesamtraums und des engeren Untersuchungsgebiets genauer einzugehen, wäre zu erwähnen, daß die seinerzeit (Leser 1967) erforschte Reliefentwicklung besonders am Übergang vom Spätglazial zum Holozän recht kursorisch behandelt werden mußte, obwohl durch Untersuchungen zu den rezent-klimatischen Bedingungen schon bekannt war, daß es sich in Südrheinhessen um ein besonders trockenes Gebiet handelte, das auch in der Vorzeit eine andere Klima- und Bodenentwicklung durchlaufen haben dürfte als die übrigen Teile Rheinhessens (Klug 1961; Schweigmann 1967; Ziehen 1970). Allerdings konnten über die vorzeitlichen Klima- und Bodenverhältnisse noch keine genauen Angaben gemacht werden. Hinweise erbringen jedoch fossile und reliktische Böden: In großen Teilen der Riedelbereiche, das zeigte sich sowohl bei den Geländearbeiten 1963 und 1964 als auch bei

jenen in den Jahren 1973 und 1974, kommen an vielen Stellen unter den Steppenböden oder ihren Derivaten B_t-Horizonte großer Mächtigkeit vor, die pedogenetisch nicht in das von ZAKOSEK (1962: 32) gegebene Schema der Steppenbodenentwicklung im Oberrheinischen Tiefland einzupassen sind. Dieses Schema berücksichtigt lediglich die an der Erdoberfläche liegenden (reliktischen) Steppenböden, deren Genese — auch in Übereinstimmung mit den für andere mitteleuropäische Landschaften gegebenen Deutungen — von den vorliegenden Untersuchungen bestätigt werden konnte. Die bei ZAKOSEK (1962: 33) mitgeteilte Beobachtung, daß die Steppenböden von mächtigen Kolluvien überlagert sein können, wurde bei den noch folgenden Profilansprachen mitberücksichtigt.

Als Beobachtungstatsache liegt demnach folgender Befund vor: Unter dem reliktischen Steppenboden der postglazialen Wärmezeiten befindet sich in zahlreichen Positionen — und zwar nicht nur in Muldenlage — ein mächtiger A/B_v- oder B_t-Horizont, der *in situ* auf Löß gebildet worden sein muß und der in keinem direkten genetischen Zusammenhang mit dem hangenden Steppenbodenprofil steht, dessen Mächtigkeiten mit den von ZAKOSEK angegebenen Werten grundsätzlich übereinstimmen. Das gilt auch für Angaben in anderen Arbeiten in vergleichbaren Gebieten (ANDRES 1967; LESER 1970; SCHÖNHALS 1954). Dieser B_t-Horizont konnte im Sommer 1974 über hunderte von Metern außerhalb des in LESER (1967: 424) angegebenen und östlich von Abenheim verlaufenden „Rohrgrabenprofils" nordöstlich von Gundheim auf einer um wenige Grade geneigten Riedelflanke beobachtet werden, wo keine besonders konservierende oder pedogenetisch intensivierende Muldenlage auftritt. Entsprechend dem zeitlichen Schema der Bodenentwicklung des Spätglazials und Holozäns muß der flächenhaft vorkommende, weitausgedehnte fossile Boden vor dem heute an der Erdoberfläche befindlichen postglazialen Steppenboden entstanden sein, was aber andere, und zwar wesentlich differenziertere Klimaverhältnisse voraussetzt, als die bisher für Rheinhessen angenommenen.

3. Beobachtungsbefunde und genetische Deutung

Zunächst soll anhand von vier ausgewählten und kurz kommentierten Profilen (Abb. 2) eine Bestandsaufnahme vorgenommen werden, die aus Platzgründen auf die Vorlage der Analysendaten, Profilskizzen und einige Bemerkungen beschränkt bleiben muß. Anschließend wird die lokale Genese der Böden entwickelt, wie sie sich aus den Befunden des „Rohrgrabenprofils" (LESER 1967) und der Gesamtsituation — ergibt. In Kapitel 4 werden Be-

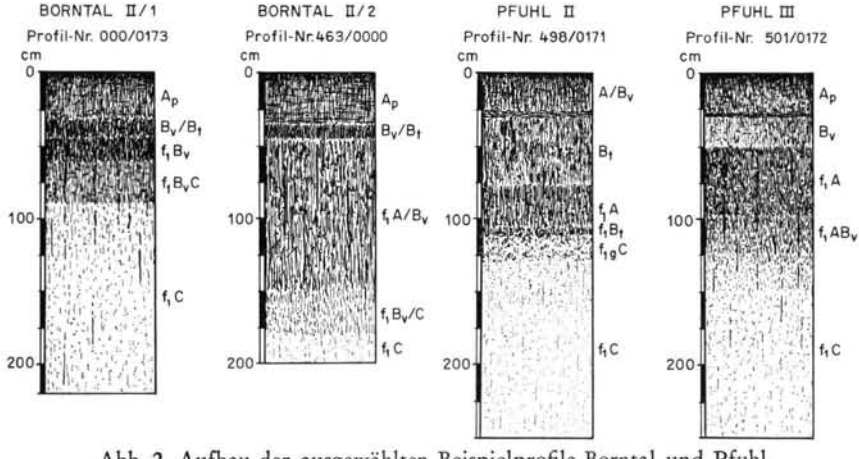


Abb. 2. Aufbau der ausgewählten Beispielprofile Borntal und Pfuhl.

ziehungen zu den überregionalen Boden- und Klimaphasen hergestellt, jedoch unter Beschränkung der Aussage auf das Südliche Rheinhessische Tafel- und Hügelland.

3.1. Die Profile Pfuhl II und III und Borntal II/1 und II/2: Bestandsaufnahme

Die Aufnahme erfolgte 1963 und erneut (zusammen mit MAQSUD) 1973 nördlich der Gemeinde Abenheim in den Flurteilen Pfuhl und Borntal. Die Profile wurden bis 200 bzw. 250 cm gegraben (Abb. 2 u. 3). Der Aufbau der Profile zeigt grundsätzlich die gleichen Horizonte und Mächtigkeiten, wenn von kleinen — hier nicht näher erläuterten — Differenzierungen abgesehen wird, die meist mit der unterschiedlichen topographischen Position zusammenhängen, die sedimentologische, pedogenetische und bodenfeuchtehaushaltliche Folgen zeitigte. Alle Profile sind zweigliedrig und stehen damit im Gegensatz zu den Angaben von ZAKOSEK (1962) bzw. den Beispielen von SCHÖNHALS (1954). Im Oberteil erscheint ein Steppenboden, der farblich, physiognomisch und analytisch als solcher angesprochen werden kann. Er tendiert zu einer Steppenboden-Braunerde oder -Parabraunerde, wie die B_v- bzw. gelegentlichen B_t-Merkmale zeigen. Im Profil Pfuhl II ist die Differenzierung sogar noch weitergegangen: der A/B_v wird von einem recht markanten B_t unterlagert. Beide sind durch einen geringmächtigen Verdichtungshorizont voneinander getrennt, der die Pflugsohle markiert. Unter diesem insgesamt als reliktischen Steppenbodenrest anzusprechenden Profiloberteil folgt im Liegenden ein deutlich abgegrenzter fA-Horizont beträchtlicher Mächtigkeit, der auch B_v- oder B_t-Merkmale aufweisen kann. Dieser geht dann mit einigen B_v- und B/C-Übergangshorizonten, die sich einmal stärker und ein andermal schwächer ausgebildet finden, in den liegenden C-Löß über. Dessen besonders im Profil Pfuhl III differenziert erfolgte Untersuchung erbrachte keine wesentlichen pedogenetischen oder sedimentologischen Aussagen.

Für die Zweigliedrigkeit sprechen auch die Analysendaten der Profile, die hier nur kurz kommentiert werden können (Abb. 3). Der Karbonatgehalt ist beispielsweise im Oberteil des Profils, wo sich der reliktische Steppenboden befindet, deutlich geringer als im liegenden Profilteil mit dem fossilen Boden. An den Horizontgrenzen von f_lA zeigen selbst die sonst nicht so aussagekräftigen T-Werte einen Substratsprung an. Das gilt auch für die pedogene Eisenbildung, die im Unter- und Oberteil der Profile jeweils unterschiedlich ist. Die Korngrößenverteilung ist ohne bedeutende Aussage, wenn einmal davon abgesehen wird, daß im Profil Pfuhl III der Hangendlöß etwas sandreicher ist als der liegende Löß. Markanter sind die Farbunterschiede und die Gefügedifferenzierungen, die auch auf die zweigegliederte Genese hinweisen. Dem Profilaufbau und den Analysendaten zufolge muß — über die differenzierte Bodenbildung hinaus — auch auf ein unterschiedliches Ausgangssubstrat geschlossen werden.

3.2. Die Pedogenese der Steppenbodenprofile auf den Riedeln des Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes

Begonnen werden soll mit dem komplizierteren Oberteil des Profils Pfuhl II, weil er eine differenziertere Pedogenese auch aus den Analysendaten belegen läßt: Der reliktische Steppenboden mit dem Charakter einer Braunerde-Parabraunerde (A/B_v—B_t) muß als Bodenrest angesprochen werden, dessen C-Horizont nicht mehr nachweisbar ist. Die Bodenbildung weist sich durch einen hohen Humusanteil und hohe Raten des pedogenen Eisens und des Gesamteisens aus. Während der hohe Humusgehalt auf kontinentale Entstehungsbedingungen schließen läßt, zeigen der niedrige $CaCO_3$-Gehalt und die Durchschlämmung zusammen mit den Eisengehalten humide Bedingungen an, die nach der Steppenbodenbildung eintraten und den Braunerde-Parabraunerdecharakter des Steppen-

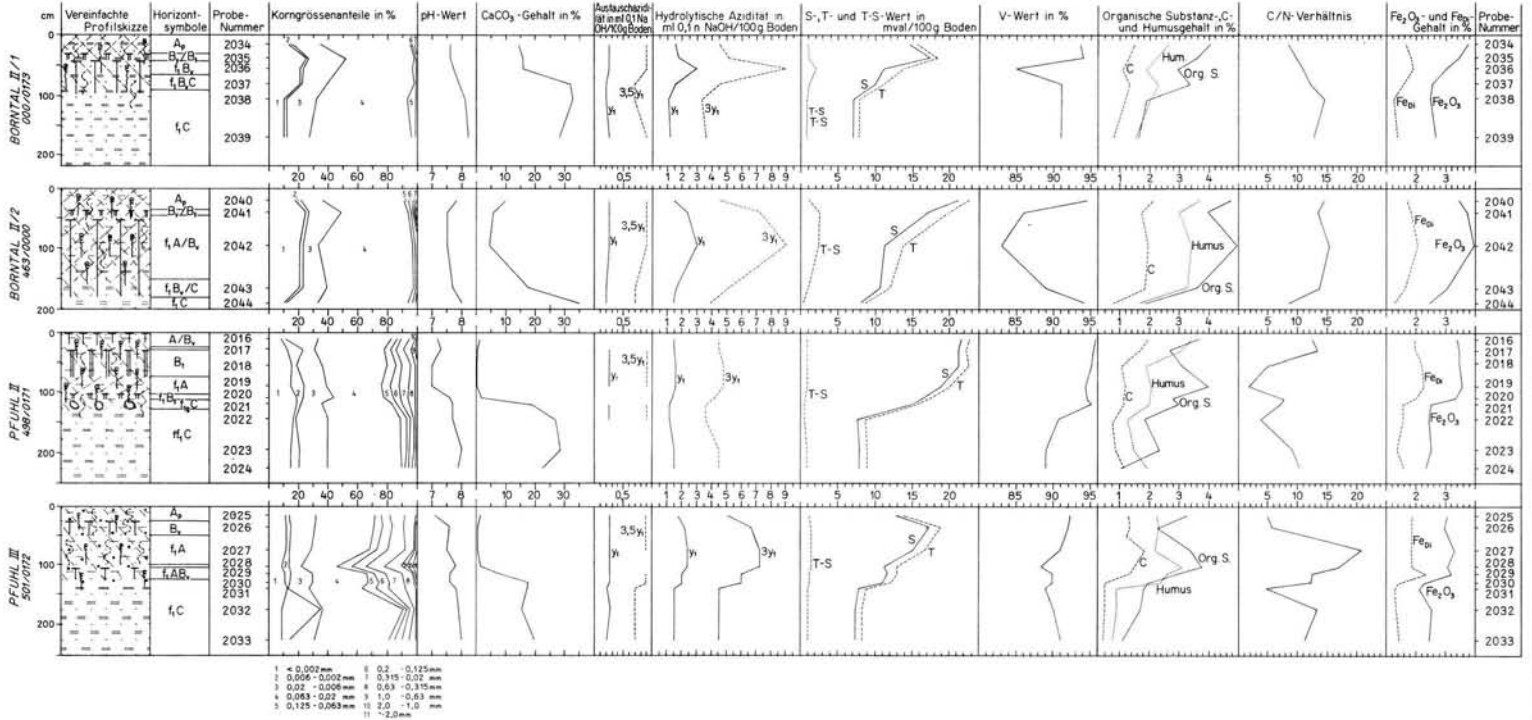


Abb. 3. Darstellung der Analysendaten der Beispielprofile Borntal und Pfuhl.

bodens bewirkten. Die Intensität der Bodenbildung deutet sich auch im neutralen pH-Wert an (relativ stärkere chemische Verwitterung) und in den höheren T-Werten. Der B_t-Horizont zeichnet sich durch sichtbare Tondurchschlämmungsmerkmale aus. Besonders markant ist deswegen auch das Polyedergefüge, das auch im B_v/B_t-Horizont des Profils Borntal II/2 zu sehen ist. — Die unter diesem Profilteil folgende Grenze ist teilweise analytisch nachzuweisen (siehe dazu auch 3.1.), ganz sicher ist sie jedoch durch Feldbeobachtung belegbar. Der analytische Nachweis ist vor allem bei Profil Pfuhl II zu führen. Der Farbwechsel um ungefähr zwei Stufen ist das wesentliche äußerliche Merkmal der Zweigliederung der Profile. Der Unterteil steht immer noch mit dem C-Horizont in Verbindung, die Profile sind meist vollständig, d. h. auch mit einem fA-Horizont ausgestattet (f_1A - f_1A/B_v - f_1AC - f_1C oder f_1A - f_1A/B_v - f_1B_t - f_1B_t/C - f_1C oder f_1A - f_1B_t - f_1C oder weitere Varianten). Innerhalb dieses Profil-Unterteils sind die analytischen Unterschiede beträchtlich, besonders zwischen den f_1A- und den f_1C-Horizonten. Der gesamte von der fossilen Bodenbildung erfaßte Profilunterteil zeichnet sich gegenüber den liegenden C-Horizonten, die in sich nur gewisse Farb- und Sedimentationsunterschiede aufweisen, durch allgemein starke Tonzunahmen, durch höhere Eisenanteile sowie höhere T-Werte aus. Die Hinweise auf die unterschiedlichen Intensitäten in der Pedogenese der Horizonte sind beträchtlich: Im Profil Pfuhl III zeigt der f_1AB_v-Horizont eine stärkere pedogene und Gesamteisenbildung, einen höheren Humusgehalt und höhere Tonanteile als der f_1A-Horizont. Zwischen beiden besteht auch eine $CaCO_3$-Differenz mit deutlicher Zunahme des Kalkgehaltes im AB_v-Horizont nach unten zu. — Am besten sind die Steppenbodenmerkmale in dem relativ einfachen Profil Borntal II/2 ausgebildet, wo auch der höchste Humusgehalt auftritt. Der f_1A/B_v-Horizont dieses Profils ist übrigens auch gegen den hangenden reliktischen Steppenboden gut abgesetzt, weil seine Verwitterungsmerkmale ausgeprägter sind, was sich z. B. in der hohen Eisenrate ausdrückt. Im gleichen Profil dokumentiert sich auch der enge pedogenetische Zusammenhang zwischen Hangend- und Liegendteil in der großen Intensität der Bodenbildung im unteren Profil, das sicher von der (oberen) postglazialen Steppenbodenbildung an der Erdoberfläche überprägt worden ist, wie es grundsätzlich auch Scharpenseel & Pietig (1969) für möglich halten. Die Röntgenanalyse der Proben 2041 (B_v/B_t), 2042 (f_1A/B_v) (beide aus Profil Borntal II/2) und 2038 (f_1C = aus dem Profil Borntal II/1, das sich nur 10 m von II/2 entfernt befindet) erbrachte, daß der B_v-Horizont des reliktischen Steppenbodens gegenüber dem f_1C-Horizont des fossilen Steppenbodens relativ stark verwittert ist, daß jedoch seine Verwitterungsintensität noch deutlich unter der des f_1A/B_v-Horizontes liegt. — Zu den C-Horizonten wäre noch zu bemerken, daß sich zwischen diesen — auch innerhalb eines Profils — relativ wenige Unterschiede ergeben, die zudem pedogenetisch kaum ins Gewicht fallen. Teilweise handelt es sich um primären fossilen Löß (Probe 2044), der kalk-

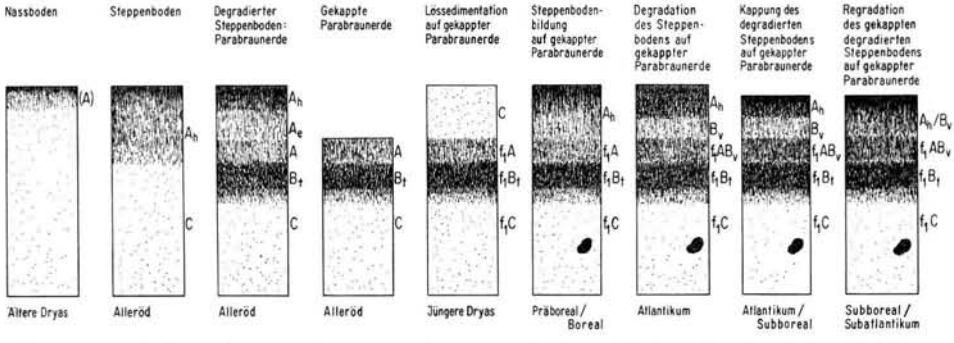


Abb. 4. Vermutliche Pedogenese der Steppenbodenprofile des Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes von der Älteren Dryaszeit bis zum Subatlantikum.

reich ist und kaum oder nur geringe Anteile pedogenen Eisens enthält. Röntgenanalytisch waren in den Tonmineralgarnituren innerhalb der C-Horizonte keine Unterschiede feststellbar. Demgegenüber zeichneten sich die fossilen B-Horizonte neben den Chlorit(-Montmorillonit)-Mineralen durch einen etwas ausgeprägteren Illit-Kaolinit-Anteil aus, der auf eine spürbare chemische Verwitterung weist, die den liegenden f_lC-Löß nur schwach erfaßte.

Entsprechend den paläopedologisch-pedogenetisch-geomorphologischen Regeln kann aufgrund der Feldbefunde folgende Entwicklung für die hier beschriebenen und andere, den Überlegungen zugrunde liegenden Profile des Südlichen Rheinhessen angenommen werden, die im Detail gleich noch ausgeführt werden soll:

1. Lößsedimentation (f_lC)
2. Steppenbodenbildung (f_lA/B_v etc.)
3. Bodendegradation, teilweise mit nachfolgender Kappung von f_l-Profilteilen
4. Lößsedimentation (Ausgangsmaterial für den reliktischen Steppenboden)
5. Steppenbodenbildung (A/B_v rel.)
6. Degradation
7. Regradation.

Damit ergibt sich für das südliche Rheinhessen die Konsequenz, daß die bisher angenommene und bei ZAKOSEK (1962) auch unter Berufung auf andere Autoren dargestellte Klimaentwicklung für den Übergang vom Spätglazial zum Holozän verfeinert werden muß. Als Entwicklungsreihe wären jene Bodentypen denkbar, die in Abb. 4 wiedergegeben sind. Genetisch ist diese Sequenz so erklärbar: Die Lößsedimentation für den f_lC-Horizont und den darauf entwickelten fossilen Boden reichte mindestens bis ca. 75 cm unter die rezente Landoberfläche. Sie erfolgte in der ausgehenden Würm-Kaltzeit, möglicherweise in der Älteren Dryaszeit. Der darauf entwickelte Boden (= f_lA/B_v etc.) ist dem Typ nach ein Steppenboden mit Braunerde-Parabraunerdedynamik: er kann nur in einem Klimaabschnitt gebildet worden sein, in welchem Möglichkeiten zur Steppenbodenbildung sowie anschließender Degradation — ausgedrückt in der Verbraunung — bestanden. Da der reliktische Steppenboden, der h e u t e an der Erdoberfläche liegt, nach ZAKOSEK (1962) und anderen Autoren einwandfrei in die postglazialen Steppenzeiten gehört, bleibt — nach den gegenwärtigen Erkenntnissen — als Bildungsabschnitt nur die A l l e r ö d - Z e i t (= Mittlere Subarktische Zeit; Zeiteinteilungen in Text und Abbildungen immer nach STRAKA 1970) übrig. (Zur Diskussion der Ergebnisse siehe auch Kap. 4.) Damit wäre eine chronologische und genetische Deutung für den unteren Profilteil gegeben, die nun noch ausgeführt werden muß. — Aus der Horizontsequenz und den Analysendaten konnte zum hangenden Profilteil mit dem reliktischen Steppenboden ein deutlicher Materialunterschied festgestellt werden, der gewiß nicht nur pedogenetisch, sondern auch sedimentologisch bedingt ist. Es darf also eine Lößüberwehung vermutet werden, die das Substrat erbrachte, auf welchem sich der reliktische Steppenboden entwickelte. Diese Sedimentation reichte von ca. 75 cm bis mindestens zur heutigen Landoberfläche. Wie aus anderen Teilen Rheinhessens und auch der näheren Umgebung des Profils bekannt ist, spielen im leicht abtragbaren Löß Denudations- und Erosionsprozesse eine große Rolle. Daher läßt sich eine teilweise Verringerung der ursprünglichen Substratmenge durch Abtragung erwarten: Der geringmächtige A-Horizont in fast allen rheinhessischen Steppenbodenprofilen weist darauf hin. Die Lößsedimentation erfolgt vermutlich in der Jüngeren Dryas-Zeit (= Jüngere Subarktische Zeit), weil während dieser die Bedingungen für Lößbildung noch am ehesten gegeben waren, wenngleich man heute davon ausgehen kann, daß auch in anderen Zeitabschnitten — z. B. im (postglazialen) Präboreal — mit Lößbildung gerechnet werden muß, d. h. zu einem Zeitpunkt, als keine glazialen und periglazialen Bedingungen mehr

geherrscht haben. Für die Jüngere Dryas-Zeit spricht indirekt auch die Weiterentwicklung des fossilen Steppenbodens: dabei ist weniger an seine Degradation gedacht als an die Kappung des Profiloberteils. Möglicherweise war der ca. 50 cm mächtige f_lA/B_v- bzw. der f_lB_v-Horizont (wenn er allein auftritt) ursprünglich mächtiger, wie die gelegentlich fehlenden A-Horizonte der fossilen Parabraunerdeprofile vermuten lassen. Vor allem deutet die markante Obergrenze zum hangenden reliktischen Steppenboden darauf hin, daß Abtragungsprozesse erfolgt sind. Für diese käme das ausgehende Alleröd oder die beginnende Jüngere Dryas-Zeit in Frage. — Nach dem gleichen Schema vollzog sich auch die Entwicklung des oberen Profilteils: nach der vermutlich jungdryatischen Lößsedimentation kam es in den postglazialen Steppenzeiten, d. h. beginnend im Präboreal und endend im Boreal, zur Bildung des heute an der Erdoberfläche befindlichen Steppenbodens, für dessen Alterseinstufung von Zakosek (1962) zahlreiche eindeutige Kriterien beigebracht wurden. Die Analysendaten lassen vermuten, daß die Steppenbodenbildungsdynamik dieses oberen, reliktischen Steppenbodens wesentlich intensiver gewesen sein muß als die des fossilen. Der rezent an der Erdoberfläche befindliche reliktische Steppenboden hat in der Regel mächtigere A-Horizonte, sofern beim liegenden fossilen Steppenboden zum Vergleich ein fossiler A-Horizont ausgeschieden werden konnte. Diese fossilen Steppenböden dürften übrigens von der Dynamik des reliktischen Steppenbodens beeinflußt gewesen sein, d. h. der f_lA/B_v- bzw. f_lA/B_t-Horizont wurde weiterentwickelt, weil im durchlässigen Löß nicht damit zu rechnen ist, daß die pedogenetischen Prozesse ca. 75 cm unter der Erdoberfläche zum Stillstand kommen [1]). Auch die für den reliktischen Steppenboden nachweisbare Degradation wird auf die Parabraunerdedynamik im fossilen Steppenboden Einfluß gehabt haben, wie die starke f_lB_t-Bildung im Profilunterteil vermuten läßt. Hinweise auf Auslaugung, Durchschlämmung oder Degradation nach unten hin geben wenigstens z. T. die Tonwerte, die Dithioniteisenwerte und möglicherweise auch die Humusverteilung. Nach Zakosek (1962) muß die Hauptdegradationsphase in das Atlantikum, die Hauptregradationsphase in das Subatlantikum gelegt werden. — Die Regradation läßt sich hier an den hier beschriebenen Profilen wie folgt nachweisen: Bei allen Profiloberteilen, so beispielsweise bei den Profilen Bornthal II/1 und II/2, ist eine im Zuge der Regradation aufgetretene sekundäre Aufkalkung zu verzeichnen. Dadurch und infolge der Steppenbodenbildung, also durch starke Humusanreicherung, liegen die A-Horizonte heute als einheitliche und relativ mächtige Gebilde vor, die ursprünglich deutlich in A_p-A_h-A_h (oder ähnlich) gegliedert gewesen sein dürften. Die Zunahme der Mächtigkeit ist sicher auch auf Kosten der unterlagernden, bei der Degradation entstandenen B_v-Horizonte erfolgt. Da zwischen A_p- bzw. A_h- und B_v-Horizonten heute selten eine scharfe Grenze feststellbar ist, heißt dies, daß inzwischen die beiden A-Teilhorizonte und der B_v-Horizont miteinander zu verfließen beginnen, so daß gegenwärtig mehr von einem A_p/B_v- oder A_h/B_v-Horizont — als Steppenbodenoberteil — zu sprechen ist. Wenn danach gefragt wird, welche rezent sichtbaren Horizontmerkmale der reliktischen B_v-Horizonte von der Regradation geprägt sind, wären folgende Kriterien anzuführen: (1) der fließende Übergang zu den oberen Profilteilen des reliktischen Steppenbodens, also den A_h- bzw. A_p-Horizonten, (2) Gefügemerkmale, wie der lockere, schwammartige oder erdige Charakter der reliktischen B_vHorizonte, (3) die gegenwärtig vorhandene geringe Mächtigkeit der B_v-Horizonte der reliktischen Steppenböden sowie (4) die geringe und nur blasse Restverbraunung. — Das bedeutet, daß die Regradation die B_v-Horizonte der reliktischen Steppenböden Rheinhessens nicht auf-

---

1) Aufgrund intensiver und langandauernder hydrologischer Untersuchungen im Lößgebiet des Ostkaiserstuhls konnten erhebliche tiefreichende Bodenfeuchtebewegungen festgestellt werden (freundl. mündl. Mitteilung durch G. Morgenschweis 1973 und 1974). Daraus wäre zwanglos zu schließen, daß die im Löß wasserhaushaltlich gesteuerte Pedogenese nicht nur auf die obersten Dezimeter des Solums beschränkt bleiben dürfte.

gehoben hat, sondern ihre Merkmale in Richtung auf die des A-Horizontes verschob, so daß die obersten Horizonte der heute vorhandenen reliktischen Steppenböden des Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes oben durch einen A_p- bzw. A_h- oder durch einen A_h/B_v-Horizont ausgewiesen sind. Dabei können die A-Horizonte, von denen in einem Profil auch mehrere übereinander auftreten, wegen der B_v-Aufzehrung sehr mächtig werden.

4. Diskussion und Ergebnisse

Wie für andere Klimaabschnitte der Würm-Kaltzeit in Rheinhessen nachgewiesen werden konnte, muß mit recht differenzierten vorzeitlichen Klimaverhältnissen gerechnet werden (LESER 1970). Das ausgehende Würm, so zeigte das Beispiel des Profils W a l l e r t h e i m , weicht grundsätzlich nicht von den Verhältnissen in anderen Bereichen des Rhein-Main-Gebiets ab. Die für die übrigen mitteleuropäischen Lößlandschaften vermuteten oder auch nachgewiesenen beträchtlichen Klimaschwankungen am Übergang von der Würm-Kaltzeit zum Holozän können aufgrund der in Rheinhessen relativ großflächig beobachteten f o s s i l e n S t e p p e n b ö d e n im jüngsten Löß bestätigt werden. Während ZAKOSEK (1962) auf diese Steppenböden n i c h t eingeht, obwohl seine Karte auch zahlreiche Vorkommen von Oberflächenböden aus dem engeren Untersuchungsraum enthält, beschreiben verschiedene Autoren ähnliche Verhältnisse aus weiter entfernten Gebieten. Das zu diskutierende Problem besteht darin, mit welcher Wahrscheinlichkeit solche intensiven spätglazialen Bodenbildungen, die die beschriebenen fossilen Steppenböden repräsentieren, auftreten können und inwieweit die Annahme von Lößbildung in der Jüngeren Dryas-Zeit gerechtfertigt ist, während die klassische Auffassung diese dem Hochglazial zuschreibt, das knapp 2 000 Jahre vor Beginn der Jüngeren Dryas-Zeit endete.

Sowohl die Frage der Bodenbildung als auch die der Lößsedimentation steht im Zusammenhang mit der spät- und postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung. Hierbei muß auf die Arbeiten verschiedener älterer Autoren zurückgegriffen werden, die für die Subarktische Zeit des Spätglazials bereits steppenzeitliche Bedingungen vermuten (POSER 1948, 1951; WILHELMY 1950). Vor allem pollenanalytische Untersuchungen, die n a c h den grundlegenden Arbeiten von FIRBAS (1949, 1952) durchgeführt wurden, weisen ausgesprochene Steppenvegetation nach. Die referierende Arbeit von ZIEHEN (1970) kann für Rheinhessen zumindest teilweise den entsprechenden Nachweis führen. Im weiteren süddeutschen Raum läßt sich für die Ältere Dryas-Zeit „Klima mit einer stark kontinentalen Tendenz" (TEUNISSEN & SCHOONEN (1973) nachweisen, das für Rheinhessen als sicher vermutet werden kann, weil die Landschaft wegen ihrer Leelage zum Saar-Nahe-Bergland und bestimmten lokalen Klimaeffekten (KLUG 1961; LESER 1969; SCHWEIGMANN 1967) erst recht kontinentalen Charakter aufweisen mußte. Da die Reliefformen Rheinhessens sich am Ende der Würm-Kaltzeit nicht mehr in mesoklimatisch entscheidenden Dimensionen veränderten und weil gleichzeitig für höhere und damit feuchtere Grabenrandgebirge Steppenklima- und Steppenvegetationsbedingungen bewiesen werden, gilt die Annahme von steppenzeitlichen Verhältnissen auch für die oberrheinische Randlandschaft des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes. Es kommt noch hinzu, daß auch gegenwärtig für das Aufnahmegebiet der hier beschriebenen Steppenböden besonders trocken-kontinentale Bedingungen festgestellt wurden (KLUG 1961; SCHWEIGMANN 1967), die aus den o. a. Gründen auch für das ausgehende Würm vermutet werden müssen. Für andere Gebiete wird die gleiche Problematik von KOPP (1965) ausführlich diskutiert: diese Bedingungen müssen zumindest auch in der als klimatisch günstiger beurteilten Alleröd-Zeit bestanden haben, weil für jene mit einem beträchtlichen Hinaufrücken der Vegetationsgrenzen in den oberrheinischen Randgebirgen (TEUNISSEN & SCHOONEN 1973) zu rechnen ist. Für die trockene Lößlandschaft Rheinhessens bedeutete das ganz sicherlich eine Verstärkung der

steppenhaften Bedingungen. Dies führte auch zur Entstehung der fossilen Steppenböden, die als mäßig intensive Bodenbildungen bezeichnet werden können. Die in solch einem Zusammenhang sofort auftauchende Frage nach den lokalen Feuchteverhältnissen, die u. a. SCHEFFER, FÖLSTER & MEYER (1960) oder auch ROHDENBURG & MEYER (1968) in den Mittelpunkt der Diskussion rücken, stellt sich in Rheinhessen aufgrund der makro- und mesoklimatischen Situation und den heutigen hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnissen nicht (siehe dazu LESER 1969). Zum anderen konnte, wie bereits erwähnt, die Verbreitung derartiger fossiler f_lA/B_v- etc. Horizonte auch außerhalb von topohydrologisch günstigen Arealen festgestellt werden, d. h. auf leicht geneigten flachen Riedelflanken, die in der Lößlandschaft einwandfrei als trocken zu bezeichnen sind und die wegen der dort relativ günstigen Abtragungsverhältnisse sogar schwache Erosionslagen darstellen. Damit soll gezeigt werden, daß vom Bodenfeuchtehaushalt her keine besonderen Gunstsituationen für sämtliche Bodenbildungen des Untersuchungsraums gegeben waren und daß auch die orographischen und damit die morphodynamischen Verhältnisse einer Bodenerhaltung entgegenlaufen.

Wie KOPP (1965) ausführt, bedarf die Erscheinung von Steppenböden unter spätglazialen Bedingungen einer besonderen Erklärung. Er weist darauf hin, daß in den Lößlandschaften Mitteleuropas die Steppenbodenbildungsbedingungen und die -dauer gebietsweise sehr unterschiedlich gewesen sind, was mit den reliefbedingten Klima- und Wasserhaushaltsdifferenzierungen erklärt werden kann. Bemerkenswert erscheint vor allem der Satz „Die spätglazialen Bodenbildungsprozesse können nicht als eine überall gleichgerichtete Erscheinung (Tundrenböden) aufgefaßt werden" (S. 106). Davon war u. a. auch noch LESER (1967), z. T. mangels geeigneter Aufschlußverhältnisse, für gewisse Profile Südrheinhessens ausgegangen. Sicher lassen sich, wie vor allem die Großprofile Monsheim oder Wallertheim zeigten, hoch- bzw. spätglaziale Naßböden nachweisen. Ihre genaue Altersbestimmung mußte aber offen bleiben, wenn davon abgesehen wird, daß ein Teil der Böden unter und ein Teil der Böden über dem alleröd zeitlichen Tuffband auftritt: diese Skala der in Rheinhessen auftretenden jungwürmzeitlichen Bodenbildung kann also um echte Steppenbodenbildungen, d. h. den hier beschriebenen f_lA/B_v-Typ und seine Varietäten, bereichert werden. Bei Durchsicht der Literatur zeigt sich auch, daß die einhellige Meinung zu herrschen scheint, daß tiefhumose, intensive Bodenbildungen — bis hin zum Parabraunerdetyp — also nicht nur Steppenböden — möglich sind. Dies beweisen frühe Untersuchungen von SCHÖNHALS (1960), der Parabraunerden aus Löß unter alleröd zeitlichen Bimstuffen fand. Auch die Untersuchungen von BECKER (1967 a, 1967 b) lassen vermuten, daß parabraunerdeartige Steppenböden während des Alleröd entstehen konnten. Gleichfalls von Parabraunerdebildung im Jungwürm und im beginnenden Holozän sprechen BRUNNACKER (1954, 1959) und PLASS (1966). Auch SCHARPENSEEL & PIETIG (1969)korrigieren ihre frühere Auffassung (SCHARPENSEEL, TAMERS & PIETIG 1968) dahingehend, daß die aus methodischen Gründen zunächst ins Atlantikum und ins Boreal gestellten heutigen Schwarzerden „bereits ins Jungwürm (Dryas, Alleröd, vielleicht sogar schon Bölling)" gehören (1969: 150). Die Autoren schneiden auch die zweite hier interessierende Frage nach der spätglazialen Lößanwehung an. Sie gelangen zu der Auffassung, daß diese im Jungwürm noch lange angehalten hat. Solche Sedimentbewegungen im Oberrheinischen Tiefland hält auch BECKER (1967 a) für wahrscheinlich. Die eindeutigen periglazialen Verhältnisse, die FRECHEN & ROSAUER (1959) für das Neuwieder Becken registrierten, konnten in den vorliegenden Profilen mit letzter Sicherheit nicht nachgewiesen werden: verschiedene sedimentologische Merkmale sprechen jedoch für eine solifluidale Umlagerung des Lösses, der in der Jüngeren Dryaszeit sedimentiert worden ist. Dies braucht jedoch in keinem Gegensatz zu steppenzeitlichen Verhältnissen zu stehen, wenn an den Zeitraum gedacht wird, der für postalleröd zeitliche Lößaufwehung und präboreale bis boreale Steppenbodenbildung zur Verfügung stand. Dabei darf nicht übersehen

werden, daß Lößauswehung in Steppengebieten auch ohne periglaziale Klimabedingungen erfolgen kann und daß trotz Lößaufwehung eine Weiterentwicklung der Steppenböden möglich ist. SCHARPENSEEL & PIETIG (1969) sprechen von einem langsamen „Hindurchwachsen" der Schwarzerden durch einen sich allmählich aufhöhenden Lößschleier. Die ausgeprägte Grenze zwischen dem liegenden fossilen Steppenboden und dem aus dem jungtundrenzeitlichen Löß gebildeten reliktischen Steppenboden, über dessen Entstehungszeit seit ZAKOSEK (1962) nicht mehr diskutiert zu werden braucht, geht unter anderem darauf zurück, daß die sich aus dem fossilen Steppenboden entwickelnde Braunerde-Parabraunerde infolge der bisweilen beträchtlichen Tongehalte eine relativ stabile Erscheinung darstellt. Darauf deutet auch die fast vollständige Erhaltung dieser fossilen Böden auf großen Flächen hin, obwohl eine nachträgliche Kappung die ursprüngliche Mächtigkeit verringert hat.

Als genetische Deutung der fossilen Steppenböden des Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes kann also ausgesprochen werden, daß die Böden — entsprechend den Datierungen in anderen westdeutschen und süddeutschen Lößlandschaften — während der Alleröd-Zeit gebildet worden sind, weil die reliktischen Steppenböden aus den postglazialen Wärmezeiten stammen, die bisher a l l e i n für Steppenbodenbildung in Frage kamen. Die klimatischen Verhältnisse des ausgehenden Würm, speziell diejenigen ab der Ältesten Subarktischen Zeit (= Älteste Dryas-Zeit), müssen als äußerst schwankend angenommen werden, so daß die aus diesen Zeiten stammenden Bodenbildungen auch makroklimatisch repräsentativ sind. Im Falle Rheinhessen kommt hinzu, daß vom Mesoklima her und von den Wasserhaushaltsverhältnissen der Landschaft sich eo ipso steppenhafte Verhältnisse vermuten lassen, die die Annahme wahrscheinlich machen, daß noch weitere Steppenböden aus dem Übergang vom Würm zum Holozän gefunden werden können, die n i c h t aus den postglazialen Steppenzeiten stammen.

Auch bei den rheinhessischen Steppenböden wäre zu beachten, und darauf soll abschließend nur kurz hingewiesen werden, daß auch während der Vorzeit verschiedene Bodenlandschaften existierten, die auf die Entwicklung der subrezenten und fossilen Böden Einfluß hatten. Darauf wiesen u. a. ZAKOSEK (1962, Abb. 1) und ZIEHEN (1970) hin. Unter Berücksichtigung dieser Arbeiten und eigener Untersuchungen zwischen 1963 und 1974 kann festgehalten werden, daß je nach Klimateillandschaft und je nach topohydrologischer Situation von den Steppenböden verschiedener E n t w i c k l u n g s r e i h e n durchlaufen wurden, die zu den heutigen an der Erdoberfläche befindlichen Böden führten, die sich auf dem rheinhessischen Löß zwischen der S t e p p e n b o d e n - S e q u e n z und der P a r a b r a u n e r d e - S t e p p e n b o d e n - S e q u e n z anordnen (Tab. 1). Dabei kann zumindest für große Teile des Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes postuliert werden, daß diese Entwicklungsreihen

1. mindestens auf dem postglazialen Steppenboden aufbauen,
2. nur teilweise die Regradationsphase durchliefen und
3. teilweise von fossilen Steppenböden unterlagert werden, deren Dynamik sie mitbeeinflußten.

Das hat zur Konsequenz, daß unter den postglazialen Steppenbodenvorkommen gelegentlich auf großen Arealen fossile Böden verbreitet sind, die

1. grundsätzlich immer Steppenböden gewesen sein müssen, wie ihr Profilaufbau zeigt und die
2. fast dem gleichen Geneseprinzip unterlegen haben, wie die jüngeren und auf sie — nach einer Lößsedimentation — folgenden postglazialen Steppenböden des Präboreals und Boreals, indem sie eine Degradationsphase durchmachten, die zur Über-

Zeiteinteilung nach H.STRAKA, '70		Steppenboden-Reihe	Braunerde-Steppenboden-Reihe	Parabraun-/Braunerde-Steppenboden-Reihe	Parabraunerde-Steppenboden-Reihe
+ 1000 0	S'Atl	Reliktischer Steppenboden	Braunerde	Parabraunerde	Parabraunerde
- 1000 - 2000 - 3000	S' Bor	Regradierter Steppenboden	Braunerde	Braunerde	Parabraunerde
- 4000 - 5000	Atlan	Degradierter Steppenboden	Braunerde Degradierter Steppenboden	Braunerde Degradierter Steppenboden	Degradierter Steppenboden
- 6000 - 7000	Boreal	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden
- 8000	Prä Bor	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden
- 9000	Jü Dryas				
-10 000	Alleröd	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden
-11 000	Äl Dryas				
-12 000	Hoch Glaz	Nassböden	Nassböden	Nassböden	Nassböden

Tabelle 1

Mögliche Entwicklungen der Steppenböden Rheinhessens vom ausgehenden Würm bis zur Gegenwart. Die angegebenen Sequenzen sind typisch für Catenen bestimmter rheinhessischer Lößlandschaften.

prägung in Richtung auf Braunerde bzw. Parabraunerde (oder Varietäten) führte, wobei

3. sich die Degradationsmerkmale infolge der Degradation des hangenden und heute reliktischen Steppenbodens verstärkten, während sich
4. die Regradationsphase der postglazialen Steppenböden auf den Profilaufbau der liegenden fossilen Steppenböden anscheinend nicht auswirkte, soweit Analysendaten und profilmorphologische Merkmale erkennen lassen.

Schriftenverzeichnis

ANDRES, W.: Beobachtungen zur Gliederung eines Würmlößprofiles und zur spätwürmzeitlichen und holozänen Hangüberformung bei Marienborn (Rheinhessen). — Mainzer Naturwiss. Arch. **7**, 131—140, Mainz 1968.

BECKER, E.: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart **18**, 5—50, Öhringen 1967 (1967 a).

—: Zur Stratigraphie der Flugsande im nördlichen Oberrheintalgraben. — Z. deutsch. geol. Ges. 116, 983—984, Stuttgart 1967 (1967 b).

Brunnacker, K.: Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. — Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, 83—86, Öhringen 1954.
— : Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern). — Geol. Jb. **76**, 129—150, Hannover 1959.
Firbas, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — 1. Bd. Allgemeine Waldgeschichte, 480 S., Jena 1949.
— : Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2. Bd. Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. 256 S., Jena 1952.
Frechen, J. & Rosauer, E. H.: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **4**, 267—282, Krefeld 1959.
Klug, H.: Das Klima Rheinhessens in seiner kleinräumigen Gliederung. — Mitt. Bl. rheinhess. Landeskde. **10**, 321—327, Mainz 1961.
Kopp, E.: Über Vorkommen „degradierter Steppenböden" in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. — Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, 97—112, Öhringen 1965.
Leser, H.: Beobachtungen und Studien zur quartären Landschaftsentwicklung des Pfrimmgebietes (Südrheinhessen). — Arb. rhein. Landeskde., H. 24, 442 S., Bonn 1967.
— : Landeskundlicher Führer durch Rheinhessen. Rheinhessisches Tafel- und Hügelland. — Samml. geogr. Führer **5**, 253 S., Berlin-Stuttgart 1969.
— : Die fossilen Böden im Lößprofil Wallertheim (Rheinhessisches Tafel- und Hügelland). — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 108—121, Öhringen 1970.
Plass, W.: Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. — Z. Pflanzenern. Bodenkde. **114**, 12—26, Weinheim 1966.
Poser, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. — Naturwiss. **35**, 307—312, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.
— : Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. — Eiszeitalter u. Gegenwart **1**, 27—55, Öhringen 1951.
Rau, D.: Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken. — Abh. Zentr. Geol. Inst., H. 4, 71 S., Berlin 1965.
Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — Gött. Bodenkdl. Ber. **6**, 127—212, Göttingen 1968.
Scharpenseel, H., W. Tamers & Pietig, F.: Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. I. Methode und vorhandene ^{14}C-Daten. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. **119**, 34—44, Weinheim 1968.
Scharpenseel, H. W. & Pietig, F.: Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. III. Böden mit B_t-Horizonten und fossile Schwarzerden. — Z. Pflanzenern., Bodenkde. **122**, 145—151, Weinheim 1969.
Scheffer, F., Fölster, H. & Meyer, B.: Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden. I. Mitt.: Der indische Regur als Beispiel für tropische Schwarzerdebildung. — Chemie der Erde **20**, 302—330, Jena 1960.
Schönhals, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1 : 300 000. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 2, 288 S., Wiesbaden 1954.
— : Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Gegenwart **8**, 5—18, Öhringen 1957.
— : Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. — Proc. 7th Int. Congr. Soil Sci. Madison USA, 1960, 283—290.
Schweigmann, F.: Die Niederschlagsverhältnisse im Raume Worms, aufgezeigt an Meßergebnissen neueren Datums. — Mitt. Bl. rheinhess. Landeskde. **16**, 327—334, Mainz 1967.
Straka, H.: Arealkunde — Floristisch-historische Geobotanik. Einführung in die Phytologie, Bd. III, Teil 2, 478 S., Stuttgart 1970.
Teunissen, D. & Schoonen, J. M. C. P: Vegetations- und sedimentationsgeschichtliche Untersuchungen am Grand Étang bei Gérardmer (Vogesen). — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 63—75, Öhringen 1973.
Wilhelmy, H.: Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Osteuropas. — Erdkde. **IV**, 5—34, Bonn 1950.
Zakosek, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., H. 37, 46 S., Wiesbaden 1962.
Ziehen, W.: Wald und Steppe in Rheinhessen. Ein Beitrag zur Geschichte der Naturlandschaft. — FDL **196**, 154 S., Bad Godesberg 1970.

Manuskript eingeg. 25. 11. 1974.

Anschrift der Verf.: Prof. Dr. H. Leser, Geographisches Institut der Universität, CH-4056 Basel (Schweiz), Klingelbergstraße 16 und Dr. N. Maqsud, Geographisches Institut Universität Mainz, D-6500 Mainz, Saarstraße 21.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 131-154	Öhringen/Württ. 1975

Paläoböden als Klimazeugen — dargestellt an Löß-Boden-Abfolgen des Karpatenbeckens

Von Arnt Bronger, Kiel

Mit 4 Abbildungen, 1 Tafel und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Für eine Löß-Boden-Stratigraphie und daraus folgend für eine pleistozäne Klimageschichte SE-Mitteleuropas eignen sich die großen Lößaufschlüsse im ungarischen und jugoslawischen Donauabschnitt infolge der sehr günstigen Aufschlußverhältnisse besonders gut. Außerdem sind hier die jungpleistozänen Böden — im Gegensatz zu den jungpleistozänen Böden NW-Mitteleuropas — den rezenten Böden des Karpatenbeckens genetisch-typologisch im ganzen recht ähnlich und dadurch auch untereinander gut vergleichbar. Da wesentliche diagnostische Merkmale, die bei rezenten Böden im Gelände erfaßbar sind, bei fossilen Böden verlorengingen, kommt der Mikromorphologie für die Aufhellung der Bodengenese eine besondere Bedeutung zu. Zusammenfassend war eine gesicherte stratigraphische Korrelation der jungpleistozänen Paläoboden-Abfolgen F_5 bis F_2 in diesem Raum möglich, wobei der F_5 dem basalen Braunerde-Lessivé des Profils von Unter-Wisternitz bzw. der basalen Braunerde des „Stillfrieder Komplexes" stratigraphisch entspricht und damit in das Riß/Würm-Interglazial gestellt wird.

Für eine paläoklimatische Auswertung sind über die genaue bodentypologische Ansprache hinaus Untersuchungen notwendig, die Aussagen über Art und Intensität der Verwitterung gestatten. Da hierfür die sonst üblichen bodenchemischen Methoden, einschließlich der Untersuchung der pedogenen Eisenoxide ausscheiden, bleibt nur der zeitraubende Weg der mineralogischen, besonders tonmineralogischen Untersuchungen. Danach ergab sich — zusammen mit den o.g. Befunden —, daß die altpleistozänen Böden F_{11}, F_{10} und F_9 sowie der mittelpleistozäne F_6 (Taf. I), alle vom Typ des rubefizierten erdigen Braunlehms, zu den jungpleistozänen Böden der Genese und Verwitterungsintensität nach keine Analogie haben und der submediterranen bis subtropischen Bodenprovinz i. S. Kubienas entsprechen. Die innerwürmzeitlichen Tschernoseme (in Ausnahmen Braunerden) F_4 bis F_2 erreichen nach dem Ausmaß der pedochemischen Feintonbildung ($< 0{,}2\ \mu m$) die Verwitterungsintensität der rezenten Böden gleichen Typs; sie repräsentieren daher in diesem Raum jeweils Warmzeiten (Perioden mit warmzeitlichem Klima, etwa vergleichbar dem heutigen von mehreren tausend Jahren Dauer).

Summary. The major loess sections of the Hungarian and Yugoslavian Danubian lowlands are particularly well suited for establishing a comparative loess pedostratigraphy and, by inference, a record of the pleistocene climatic fluctuations of the southeastern part of Central Europe. As a rule, and contrary to the situation encountered with the soils of the northwestern part of Central Europe in upper pleistocene strata, the upper pleistocene soils of the Carpathian Basin are quite similar to the recent soils of the area, and in addition, mutually well comparable. Micromorphology here is of outstanding importance since essential diagnostic characteristics as observable with recent soils in the field disappeared in the case of fossil soils. In summarizing it may be said, that a reliable stratigraphic correlation of the F_5 to F_2 upper pleistocene paleosol sequences appears possible, with the F_5 stratigraphically corresponding to the basal gray brown podzolic of the Dolní Věstonice section or the basal brown forest soil of the "Stillfried Komplex", respectively; hence the F_5 represents the Riß/Würm-interglacial.

Furthermore paleoclimatic deductions imply, beyond typological statements, analytical research into the ways and intensity of weathering processes involved. As the habitual pedochemical methods, including the determination of pedogenic iron oxides, are not applicable only time-consuming mineralogical, especially clay mineralogical analyses yield the results desired. I. e. the lower pleistocene soils F_{11}, F_{10} and F_9, and the mid-pleistocene F_6 soil (cf. planche I) are rubefied earthy braunlehms and thus not comparable to the upper pleistocene soils with regard to pedogenesis and weathering intensity but rather to those of the submediterranean to subtropical soil province sensu Kubiena. The intra-würm age chernozems (and, exceptionally, the stratigraphically corresponding brown forest soils) F_4 to F_2 have the same weathering intensity as the recent soils of the same type judged from by the extent of pedochemical clay formation ($< 0{,}2\ \mu m$); in the area studied they represented substantially warm periods (i. e. pronounced interstadial periods of several thousand years' duration and a climate more or less comparable to the present one).

1. Einführung und Zielsetzung

In den letzten beiden Jahrzehnten wurden zahlreiche Versuche unternommen, für das Eiszeitalter, insbesondere für das Jungpleistozän eine Löß-Boden-(Chrono-)Stratigraphie zu erstellen und eine Klimageschichte für diesen Zeitabschnitt abzuleiten. Hierüber wurden auch in der letzten Zeit zahlreiche, oft sich widersprechende Ergebnisse mitgeteilt. Der Grund lag meistens darin, daß man sich fast ausschließlich auf den Geländebefund stützte, manchmal ergänzt durch einfache Bodenanalysen wie Humusbestimmungen, pH-Werte oder die Untersuchung der pedogenen Eisenoxide, die aber für p a l ä o pedologische Aussagen wertlos sind. Die Paläopedologie verlor dadurch im Vergleich zu den Nachbarwissenschaften, die ebenfalls wichtige Erkenntnisse zu den o. g. Fragestellungen liefern, immer mehr an Bedeutung.

Ziel dieses Absatzes ist es, Ergebnisse zu einer Löß-Boden-Stratigraphie und darauf aufbauend zu einer alt-, mittel- und vor allem jungpleistozänen Klimageschichte des Karpatenbeckens vorzulegen und sie kontroversen Ergebnissen aus anderen Teilen Mitteleuropas gegenüberzustellen. Im Vordergrund steht dabei weniger die Absicht, zu bestehenden Hypothesen neue hinzuzufügen, sondern die hier vertretenen Meinungen durch ein System sich gegenseitig stützender und kontrollierender Untersuchungen möglichst von verschiedenen Seiten zu belegen. Hierfür sollen einige kurze Ausführungen zu den Untersuchungen selbst gemacht werden. Denn bei unseren bisherigen Arbeiten an rezenten und fossilen Lößböden stellte sich heraus, daß nicht alle Methoden, die bei r e z e n t e n Böden Hinweise auf Genese und Verwitterungsintensität geben, entsprechende Resultate bzw. Rückschlüsse bei f o s s i l e n Böden erwarten lassen.

2. Stratigraphie der Löß-Boden-Abfolgen im Karpatenbecken

2.1. Zur Untersuchungsmethodik. — Die Bedeutung der Bodenmikromorphologie.

Für eine Löß-Boden-Stratigraphie und daraus folgend für eine pleistozäne Klimageschichte Südost-Mitteleuropas eignen sich die großen Lößprofile entlang dem rechten Steilufer der Donau im ungarischen und jugoslawischen Abschnitt in mehrfacher Hinsicht besonders gut [1]). Einmal sind hier die fossilen Böden vor allem des Jungpleistozäns (Begründung Kap. 2.2.) jeweils durch mehrere Meter mächtige, sehr häufig sog. „typische", nicht oder kaum verlagerte, stärker carbonathaltige Lösse getrennt (Taf. I). Dazu kann man die Paläoböden vor allem im Südteil des Karpatenbeckens entlang den Steilabfällen der Fruska Gora bzw. des Titeler Lößplateaus oft über Kilometer verfolgen. Die vergleichenden Geländeuntersuchungen ergaben u. a. ferner, daß in den meisten der großen hier untersuchten Lößprofilen die Abfolge der stärker entwickelten jungpleistozänen Böden jeweils annähernd vollständig ist, was eine sichere stratigraphische Korrelation über den ganzen Raum sehr erleichterte.

---

[1]) Untersuchungen zur vertikalen Gliederung der großen Lößprofile mit Rückschlüssen auf die paläogeographischen Verhältnisse des Pleistozäns begannen in Ungarn erst in den 30er Jahren mit dem Lößprofil von Paks, das bis zu Beginn der 60er Jahre das bevorzugte Studienobjekt blieb (Literaturübersicht s. Bronger 1970). Erst in jüngster Zeit untersuchte vor allem Pécsi (1964, 1965, 1966, 1971) eine Reihe weiterer Lößaufschlüsse. — Die großen Lößprofile im jugoslawischen Teil des Karpatenbeckens entlang der Donau und der Theiß wurden durch die Arbeiten von Laskarev (z. B. 1951) und besonders von Marković-Marjanović (1954, 1964, 1969) bekannt. Jedoch sind in diesen und weiteren Arbeiten die Profile des gesamten Raumes mit dem Versuch einer stratigraphischen Korrelation und klimatischen Bewertung der einzelnen Löß-Paläoböden noch nicht mit Methoden, die wesentlich über den geomorphologischen Geländebefund hinausgehen, untersucht worden.

Voraussetzung für eine Bodenstratigraphie ist ferner eine genetisch-typologische Ansprache der fossilen Böden, wodurch erst ihr sicherer Vergleich untereinander ermöglicht wird. Dazu sind oft Geländebeobachtungen allein nicht ausreichend. Denn für die Paläoböden muß betont werden, daß wesentliche diagnostische Merkmale, die bei rezenten Böden im Gelände erfaßbar sind, bei fossilen Böden verlorengingen, oder sekundär verändert wurden (s. u.). Deshalb erscheint das Studium der bodenbildenden Prozesse zur Aufhellung der Bodengenese um so notwendiger. Hierfür kommt der Bodenmikromorphologie eine besondere Bedeutung zu, da sie allein ein Gesamtbild der Bodenentwicklung, oft in ihren einzelnen Entwicklungsstadien (Polygenese, s.u.) vermittelt (vgl. auch SMOLÍKOVÁ 1971). Zur Verdeutlichung seien einige Beispiele angeführt.

Häufig ist der A-Horizont eines fossilen Waldbodens ganz oder aber nur teilweise abgetragen; wieder einsetzende (geringe) Lößakkumulation und nachfolgende pedogene Überprägung, die bis auf den liegenden B-Horizont hinabgreifen kann, lassen einen sog. „Pedokomplex" entstehen. Die genetische Ansprache des A-Horizontes oder der A-Horizonte ist auf makroskopischem Wege allein oft sehr unsicher. Kalkgehalts- und Korngrößenanalysen helfen auch nicht immer weiter. Zusätzliche mikromorphologische Untersuchungen können dagegen in den meisten Fällen die Aufeinanderfolge der bodenbildenden Prozesse und damit die polygenetische Entwicklung aufhellen. Andererseits gibt es gut erhaltene Löß-Braunerden wie auch Parabraunerden mit einem bis zu 50 cm mächtigen, nicht kolluvial bedingten A-Horizont. Hier konnte vor allem mikromorphologisch gezeigt werden, daß es sich um monogenetische Böden handelt, d. h. Ober- und Unterboden genetisch eine Einheit bilden (Beispiele s. BRONGER 1966, 1969/70, 1970). Dazu kommt, daß besonders bei höherem Alter und größerer Mächtigkeit der Überlagerung von Paläoböden eine Gefügeverdichtung eintritt: aus einem ehemaligen Krümelgefüge kann so durch Reduzierung der Hohlräume ein mehr oder weniger stark verdichtetes Kohärentgefüge werden (BRONGER 1970). So ist es oft nur durch mikromorphologische Beobachtungen möglich, einen fA_l-Horizont einer Parabraunerde durch sein Eluvialgefüge von einem fA_h-Horizont einer Schwarzerde mit komprimiertem Feinschwammgefüge zu unterscheiden; makroskopisch sind die A-Horizonte durch Farbe und Gefüge kaum auseinanderzuhalten.

Weniger gut brauchbar als bisher allgemein angenommen ist das diagnostische Merkmal der Tonbeläge oder „coatings" als Anzeichen für eine Tonverlagerung. Durch diesen Prozeß wird bekanntlich die Braunerde vom Braunerde-Lessivé (Parabraunerde) unterschieden. Mikromorphologisch zeigt sich die Tonverlagerung in optisch orientiertem, d. h. doppelbrechendem Fließplasma oder Feintonplasma (Braunlehm-Teilplasma nach KUBIENA 1956) besonders in den Leitbahnen, das sich vom geflockten Braunerdegrundgefüge scharf absetzt. Lediglich Orientierungsdoppelbrechung in Teilen des Bodengefüges bedeutet dagegen, daß keine nennenswerte Tonverlagerung im Zentimeter- oder gar Dezimeterbereich stattgefunden hat, dieser Boden genetisch also nicht als Braunerde-Lessivé angesprochen werden kann. Da schwache, makroskopisch sichtbare Tonwandbeläge („coatings") wohl mit Orientierungsdoppelbrechung korrelieren können, nicht aber mit dem Vorhandensein von Fließplasma identisch sein müssen, wird eine Unterscheidung von Braunerde und Braunerde-Lessivé (resten) am Aufschluß oft sehr erschwert, mikromorphologisch ist diese Unterscheidung jedoch sicher möglich. — Korngrößenanalysen, nicht selten für den „Nachweis" einer Tonverlagerung herangezogen, geben für diesen Prozeß keine Beweise oder auch nur Belege.

Da die in Lößprofilen häufig zu findenden Tschernoseme rezent in einem weiten Klimabereich vorkommen, ist ihre Unterteilung in Subtypen wichtig. Denn nur für die Bildung und Erhaltung des (noch) primär carbonathaltigen Tschernosems ist ein echtes Steppen- bis Waldsteppenklima Voraussetzung (BRONGER 1973). Die Unterteilung der Tscher-

noseme stützt sich u. a. auf die auch im Gelände ermittelbare Bodenreaktion (pH-Wert), die jedoch durch die fast stets erfolgte sekundäre Carbonatinfiltration vom hangenden Löß bei fossilen Böden verfälscht und damit unbrauchbar wird. — Makroskopisch sichtbares Pseudomycel, das nach mikromorphologischen Untersuchungen in genetisch sehr verschiedenen Modifikationen vorkommt (BRONGER 1973), kann in Paläoböden sowohl vom liegenden wie vom hangenden Löß stammen, ebenso die von Regenwürmern ausgeschiedenen Calcite (BRONGER 1970). Klastische Carbonate, vor allem in den Fraktionen 20—100 μm, regellos in der Bodenmatrix bzw. im -skelett verteilt, sind demgegenüber als primär anzusehen.

Von wenigen Ausnahmen abgesehen wurden alle Paläoböden der auf Taf. I dargestellten Lößprofile im Karpatenbecken (dazu vergleichend fossile Böden aus bulgarischen, rumänischen, niederösterreichischen und südmährischen Lößprofilen) mikromorphologisch untersucht und so ihre genetisch-typologische Ansprache ermöglicht. Die Paläoböden sind an anderer Stelle (BRONGER 1973) nach ihren makro- und besonders mikromorphologischen Merkmalen dargestellt und genetisch-typologisch gedeutet.

Wie aus Taf. I ersichtlich, sind die Löß-Boden-Abfolgen des Alt- und Mittelpleistozäns im Vergleich zu denen des Jungpleistozäns seltener und höchstens mit einer Ausnahme sehr lückenhaft aufgeschlossen. Das gilt auch für den alt- und mittelpleistozänen Abschnitt des bekannten Lößprofils von Paks, das lange Zeit für eine komplette Serie des Pleistozäns gehalten wurde. In Stari Slankamen (gegenüber der Mündung der Theiß in die Donau) ist die Löß-Boden-Abfolge allerdings so vollständig wie nirgends sonst — vielleicht mit einer Ausnahme [2]) — im mittleren und östlichen Donauraum einschließlich Bulgariens und Rumäniens. Die Abfolgen von autochthonen Paläoböden der übrigen Lößprofile im Karpatenbecken stellen wahrscheinlich (Taf. I) nur Ausschnitte dieses Profils dar [3]). Basal liegen in Stari Slankamen, durch Löß bzw. Lößderivate getrennt, drei Böden F_{11}, F_{10} und F_9, von denen die beiden oberen stark gekappt sind. Sie sind alle drei als rubefizierte erdige Braunlehme anzusprechen. Darüber folgen zwei Braunerden F_8 und F_7, die gelegentlich typologisch zu den erdigen Braunlehmen überleiten. Abgeschlossen wird diese alt- und mittelpleistozäne Abfolge durch einen rubefizierten erdigen Braunlehm(-Lessivé) F_6, der den drei basalen rubefizierten erdigen Braunlehmen F_{11}—F_9 im ganzen typologisch recht ähnlich ist. Wie diese hat auch der F_6 zu den Böden des Jungpleistozäns (und des Holozäns in diesem Gebiet) seiner Genese und Verwitterungsintensität (s. Kap. 3.1.) nach keine Analogie. Die Abfolge der Paläoböden F_{11}—F_6 unterscheidet sich typologisch wesentlich von den bisher bekannten alt- und mittelpleistozänen Löß-Boden-Abfolgen im westlichen Mitteleuropa, etwa in Südbaden oder Hessen (BRONGER 1966, 1969, 1969/70, SEMMEL 1974).

Wie eingangs schon erwähnt, sind die jungpleistozänen Löß-Boden-Abfolgen viel häufiger und vollständiger als die des Alt- und Mittelpleistozäns; für diesen Zeitabschnitt findet man so günstige Aufschlußverhältnisse nirgendwo sonst in Mitteleuropa. Zum anderen sind die jungpleistozänen Böden im Karpatenbecken — Tschernoseme, degradierte

---

2) Wahrscheinlich ist die alt- und mittelpleistozäne Löß-Boden-Abfolge in Červený kopec bei Brünn detaillierter gegliedert. Dabei erscheint die Rekonstruktion der stratigraphischen Verhältnisse infolge einer sehr komplizierten Verschachtelung von Lockerablagerungen problematisch, auch weil dieser Aufschluß eine einmalige Singularität unter den Lößprofilen der ČSSR darstellt. Kein Lößaufschluß in Mitteleuropa und im östlichen Donauraum enthält zahlenmäßig auch nur die Hälfte der alt- und mittelpleistozänen Böden, die KUKLA (1961, 1969) hier aussondern zu können glaubt.

3) Stratigraphische Parallelisierungsmöglichkeiten auf pedogenetischer Grundlage wurden an anderer Stelle näher diskutiert (BRONGER 1973). — Im Einklang damit steht der kürzlich von PÉCSI und PEVZNER (1974) mitgeteilte Befund, daß die Grenze zwischen der Brunhes- und Matuyama-Epoche im Löß unterhalb des hier als „F_8" bezeichneten Bodens gefunden wurde.

Tschernoseme, Tschernosem-Braunerden, Braunerden und Braunerde-Lessivés (Parabraunerden) — typologisch den rezenten Böden dieses Raumes im ganzen recht ähnlich, dadurch auch untereinander gut vergleichbar. Die typologische Ähnlichkeit der jungpleistozänen mit den rezenten Lößböden gilt z. B. nicht für den nordwest-mitteleuropäischen Raum [4]). — Unter diesen günstigen Voraussetzungen war eine sichere stratigraphische Korrelation der Paläoboden-Abfolgen F_5 bis F_2 im Karpatenbecken möglich. In zwei Aufschlüssen, Basaharc und Mende, ist der F_4 jeweils unterteilt in einen kräftig entwickelten F_{4b} und einen schwach entwickelten F_{4a}. Nur in Mende (Taf. I) liegt auf dem basalen Braunerde-Lessivé F_{5b} noch ein Tschernosem F_{5a}, der mindestens teilweise als eine Neubildung aus frisch angewehtem carbonathaltigem Löß anzusehen und deshalb in den Beginn der Würm-Kaltzeit zu stellen ist (vgl. auch BRONGER 1970).

2.2. Die bodenstratigraphische Fixierung des Riß/Würm-Interglazials.

Für einen chronostratigraphischen Vergleich besonders mit jungpleistozänen Löß-Boden-Abfolgen in nordwestlich anschließenden Nachbargebieten und daraus folgend einer paläoklimatischen Auswertung ist zunächst die bodenstratigraphische Fixierung des Riß/Würm-Interglazials als Beginn des Jungpleistozäns erforderlich. Eine Grundlage hierfür bietet der auf dem VI. INQUA-Kongreß in Warschau formulierte „stratigraphische Leitsatz". Danach wurde der jüngste fossile ausgeprägte Waldboden im Riß/Würm-Interglazial gebildet. Dieser Leitsatz „gilt für alle Länder Mitteleuropas" und „ist ganz besonders in den ungarischen Profilen zu beachten" (FINK 1962: 19, 20). Jedoch muß gefragt werden, ob z.B. auf Grund der hier hinzugewonnenen Erkenntnisse der stratigraphische Leitsatz für das Karpatenbecken noch seine so allgemeine Gültigkeit haben kann. Diese Problematik stellt sich nicht so sehr in den beiden Typuslokalitäten Dolní Věstonice und Stillfried, wo über dem als Riß/Würm-Interglazial anzusehenden Braunerde-Lessivé bzw. Braunerde(rest) lediglich degradierte Tschernoseme vorkommen. Dagegen findet sich im süd-östlichen Teil des Karpatenbeckens in zwei Lößprofilen (Vukovar und Mošorin/Titel) über dem F_5, der ebenfalls als Bildung des Riß/Würm-Interglazials angesehen wird, bereits eine kräftig entwickelte Braunerde in der bodenstratigraphischen Position des F_4. Deshalb kann der o.g. „stratigraphische Leitsatz" hier keine entsprechende Anwendung finden. Seine Gültigkeit muß auf das Gebiet der beiden o.g. Typuslokalitäten und auf den südöstlich sich anschließenden NW-Teil des Karpatenbeckens reduziert werden.

Aus dieser Reduktion des „stratigraphischen Leitsatzes" und aus bodengeographischen Überlegungen (Vergleich mit der Verbreitung der rezenten Böden) folgt, daß keiner der im Lößprofil von Basaharc aufgeschlossenen Böden — jeweils primär carbonathaltige Tschernoseme (Taf. I) dem Braunerde-Lessivé von Dolní Věstonice bodenstratigraphisch entsprechen kann. Im — unvollständigen — Profil von Nógrádveröce entspricht dieser Boden wahrscheinlich der basalen, intensiv verwitterten (Tschernosem)-Braunerde (Taf. I). Im Profil von Mende, wo die jungpleistozäne Löß-Boden-Abfolge am detailliertesten untergliedert ist (s. o.), kann der Braunerde-Lessivé von Dolní Věstonice erst dem Braunerde-Lessivé F_{5b} bodenstratigraphisch entsprechen, d. h. dieser Boden wurde im Riß/Würm-Interglazial gebildet. Das gleiche gilt für den F_5 in Paks. Die stratigraphischen Parallelisierungen der Böden der übrigen Lößprofile des Karpatenbeckens sind in Taf. I zu-

4) Die Schwierigkeiten der bodentypologischen Einordnung (und damit der paläoklimatischen Ausdeutung) der Innerwürmböden insbesondere im nördlichen Mitteleuropa liegt daran, daß diese z. T. eingehend untersuchten Paläoböden (bes. ROHDENBURG & MEYER 1966) keine Analoga unter den rezenten Böden besitzen. Bezeichnungen wie „Brauner Verwitterungshorizont", „Verbraunungszone", „Verlehmungszone", „Lamellenfleckenzone", „Humuszone" oder „Naßboden" machen dies deutlich.

sammenfassend dargestellt, wobei der Boden jeweils unmittelbar unter der durchgezogenen Linie als Bildung des Riß/Würm-Interglazials angesehen wird.

Die wenigen bisher vorliegenden ^{14}C-Daten stützen diese aus paläopedologischen Untersuchungen und bodengeographischen Überlegungen abgeleitete chronostratigraphische Gliederung der Löß-Boden-Abfolgen. Holzkohlenstücke an der Oberkante des F_2 im Profil von Mende („Mende C" nach PÉCSI 1965) ergaben ein Alter von 29 800 ± 600 Jahren [5]) (PÉCSI 1966: 245). Ebenfalls Holzkohlestücke aus dem mittleren Teil des gleichen Bodens wurden auf ein ^{14}C-Alter von 27 200 $^{1100}_{1400}$ Jahren B.P. [6]) datiert (SEPPÄLÄ 1971: 116). Der hier als F_3 bezeichnete Boden des Lößprofils von Batajnica zwischen Stari Slankamen und Belgrad (MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ 1969, BRONGER 1973) ergab ein ^{14}C-Alter von ca. 36 000 Jahren [7]). — Fossile Vertebraten wurden bisher in den Lößprofilen nur vereinzelt gefunden. Für die hier diskutierte Fragestellung soll der Fund von *Elephas primigenius* [8]) direkt oberhalb des F_5 in Paks nicht unerwähnt bleiben.

3. Paläoklimatische Schlußfolgerungen

3.1. Art und Ausmaß der Verwitterung der fossilen Böden im Vergleich zu den rezenten Böden im Karpatenbecken.

Für eine weitere Stützung der hier in aller Kürze abgeleiteten Löß-Boden-Stratigraphie sowie für daraus ableitbare Hinweise über die Klimageschichte des Pleistozäns sind zusätzliche Untersuchungen notwendig, die Aussagen über Art und Intensität der Verwitterung gestatten.

Das wird um so deutlicher, wenn bodentypologische Bezeichnungen von rezenten Böden, deren Genese und klimatische Bildungsbedingungen bekannt sind, für fossile Böden in einem viel weiteren Sinne verwendet werden, wodurch eine mögliche paläoklimatische Ausdeutung sehr schwierig wird. Beispielsweise werden von HAASE, LIEBEROTH, RUSKE et al. (1970: 148, 150) Braunerden, „die sowohl syn- als auch postsedimentär gebildet werden konnten" einerseits charakterisiert als „meist entkalkte Böden mit einer intensiven Verwitterung ...". Sie werden von den o.g. Autoren in den Lößgebieten der DDR sowohl als Eem-Böden wie andererseits auch auf Alt- wie Mittel- und Jungweichsellössen ausgeschieden. „Die Braunerden scheinen demzufolge unter verschiedenen klimatischen Bildungen entstanden zu sein." „Für die altweichselzeitliche Braunerde wurde schon immer ein kaltzeitliches Klima postuliert." — Gerade im Hinblick auf die Fragestellung, ob und wodurch Paläoböden als Klimazeugen herangezogen werden können, scheint es wenig nützlich, die mitteleuropäische Löß-Braunerde, die im Holozän bzw. im Eem-Interglazial gebildet wurde, mit kaltzeitlich gebildeten „Arctic brown soils" bzw. den Kryotagaböden Transbaikaliens und Jakutiens zu „Braunerden" zusammenzufassen (HAASE, LIEBEROTH, RUSKE et al. 1970: 150).

Auf Grund der großen Zahl fossiler „B_t-Horizonte" in hessischen Lößprofilen — im Profil von Bad Soden/Taunus sind es acht über einem wahrscheinlich altpleistozänen Pseudogley — stellt SEMMEL (1967) die berechtigte Frage, ob dort jeder fossile B_t-Horizont als Rest einer warmzeitlichen Bodenbildung gedeutet werden kann. Die möglichen Folgerungen, entweder gebe es mehr Warmzeiten als früher angenommen wurde, oder jeder fossile B_t-Horizont könne nicht immer einer echten Warmzeit entsprechen, sind nach SEMMEL (1974) beide berechtigt. — Aus Tongehaltsschwankungen in den B_t-Horizonten „zwischen 27 % und 35 %" und aus einer gleichbleibenden qualitativen Tonmineralzusammensetzung in den Profilen von Bad Soden, Reinheim und Ostheim zu dem Schluß zu kommen, daß „stratigraphisch verwertbare Ergebnisse dabei nicht erzielt" wurden, ist allerdings nicht weiter verwunderlich. Absolute Tongehalte lassen weder stratigra-

---

5) Bestimmung durch das geochemische Institut der Sowjet. Akademie d. Wiss. in Moskau (Lab.No. Mo 422), vgl. auch GEYH et al. 1969, dort weitere ^{14}C-Daten von Funden bekannter Höhlen Ungarns.

6) Bestimmung durch das Isotopes, Inc., Westwood laboratories (USA), (Lab. No. I-3130, vgl. auch Radiocarbon 1969: 81).

7) Bestimmung ebenfalls in Moskau; freundl. mündl. Mitteilung von Frau Prof. Dr. IVANOVA, Sept. 1972.

8) det. M. KRETZÓI, in PÉCSI & SZEBÉNYI 1971: 28.

phische Aussagen noch solche über das Ausmaß der Verwitterung zu, wenn nicht das Ausgangssubstrat gleicher ursprünglicher petrographischer Zusammensetzung mit in die Untersuchungen einbezogen wird. Daß quartäre Parabraunerden sich in ihrem qualitativen Tonmineralbestand sowohl untereinander wie auch beim Vergleich mit dem jeweiligen Ausgangslöß kaum oder nicht unterscheiden, ist schon früher dargelegt worden (BRONGER 1966, 1969/70, 1970, 1971). Nur Ergebnisse über das Ausmaß der pedochemischen Bildung einzelner Tonmineralarten in den Paläoböden im Vergleich zu den jeweiligen Ausgangslössen oder vollständige Verwitterungsbilanzen an sedimentär homogenen Bodenprofilen lassen im Vergleich zu entsprechenden Untersuchungen an rezenten Böden (Abb. 1 u. 2) paläoklimatische und stratigraphische Schlußfolgerungen zu.

Für die Frage nach Art und Intensität der Verwitterung scheiden — infolge der bereits eingangs erwähnten postpedogenen, z. T. diagenetischen Veränderungen der Paläoböden — ein großer Teil der üblichen bodenchemischen Methoden aus: erwähnt wurden die sekundäre Aufkalkung der Böden, wodurch pH-Werte unbrauchbar werden, ferner sei der mit zunehmendem Alter der Böden fortschreitende Abbau der organischen Substanz erwähnt.

Weniger bekannt ist die offensichtlich postpedogene Veränderung nicht nur der röntgenamorphen, sondern auch der „pedogenen" (dithionitlöslichen) Eisenoxide, die als „brauchbarer Maßstab für die Charakterisierung der lösungschemischen Verwitterung" gelten (ROHDENBURG & MEYER 1966). — Während bei rezenten Tschernosemen im Vergleich zu Braunerden die unterschiedlich hohe Freisetzung des dithionitlöslichen Eisens (Fe_d) die verschieden hohe pedochemische Tonbildungsrate, speziell das Ausmaß der lösungschemischen Schluffglimmer → Tonmineral-Umwandlung widerspiegelt, treffen diese Bezeichnungen für zahlreiche hierfür untersuchte fossile Böden aus mehreren großen Lößprofilen meist nur noch in eingeschränktem Maße oder garnicht mehr zu, wobei die Korrelationen im allgemeinen mit höherem Alter immer weniger signifikant und schließlich nicht mehr gegeben sind (BRONGER 1974). Überlegungen, das pedogene Eisen (im Verhältnis zum Gesamteisen) als relatives Alterskriterium oder für paläoklimatische Schlußfolgerungen zu verwenden (BRUNNACKER 1970, HÄDRICH 1970/71), können deshalb leider nicht zum Ziel führen.

Vor allem für paläoklimatische Schlußfolgerungen bleibt nur der sehr zeitraubende Weg, die primären sowie die sekundären oder pedogenen Minerale, besonders die Tonminerale nach einzelnen Kornfraktionen getrennt zu untersuchen.

Für eine tonmineralogische Untersuchung ist es notwendig, die Tonfraktion $< 2\,\mu m$ weiter aufzuteilen. Dadurch wird einmal das Identifizieren erleichtert, weil einzelne Tonminerale im wesentlichen nur in einzelnen Teilfraktionen vorkommen, was dann eine relativ quantitative Auswertung sehr erleichtert (BRONGER 1966, 1969, 1969/70, 1970, 1971, 1973). Zum anderen haben ROHDENBURG & MEYER (1966) an innerwürmzeitlichen Böden in der Umgebung von Kassel festgestellt, daß die pedochemische (Fein)-Tonbildung in erheblichem Maße von einer kryoklastischen Grobtonbildung der Fraktion 2—0,6 μm überlagert werden kann. Auch hierfür ist es notwendig, die Tonfraktion weiter in die Teilfraktionen 2—0,6 μm, 0,6—0,2 μm (Mittelton) und $< 0{,}2\,\mu m$ (Feinton) aufzuteilen. Leider sind diese Untersuchungen außerordentlich zeitaufwendig.

In den vergangenen Jahren wurde der Tonmineralbestand von alt-, mittel- und besonders jungpleistozänen Lößböden und, soweit möglich, vom Ausgangsmaterial der Profile von Nógrádveröce, Mende, Kulcs, Paks, Erdut und Stari Slankamen (Taf. I) untersucht, um Auskunft über Art und Ausmaß der kryoklastischen und/oder pedochemischen Tonbildung zu erhalten (BRONGER 1970, 1971, 1973). Durch zusätzliche Korngrößenanalysen der Paläoböden der übrigen in Taf. I dargestellten Lößprofile ließ sich von den

meisten Paläoböden die pedogene Tonbildung ermitteln [9]). Schließlich konnte im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Tonmineralogie" von vier fossilen und zum Vergleich vier rezenten Böden, die nach mehreren Kriterien als sedimentär homogen gelten können, Mineralverwitterungsbilanzen erstellt werden. Sie sind in den Abb. 1 (A—D), Abb. 2 (a—d) und Abb. 3 (A—D), Abb. 4 (a—d) als Beispiele dargestellt. Einige der im Hinblick auf unsere Fragestellung wichtigsten Ergebnisse sollen im folgenden zusammengefaßt werden:

1a) Die pedogene Tonbildungsrate in den jungpleistozänen Tschernosemen (bis Braunerde-Tschernosemen) F_4, F_3 und F_2 lag mit 8—12 % mindestens so hoch bzw. höher als in den rezenten Tschernosemen (i.w.S.) aus Löß im Karpatenbecken als auch anderer Löß-Tschernoseme Mitteleuropas (Beispiel s. Vergleich Abb. 1 A+B mit 3B, im einzelnen s. BRONGER 1973). Dazu muß berücksichtigt werden, daß die jungpleistozänen Tschernoseme im nördlichen Karpatenbecken bei annähernd vollständiger Erhaltung mindestens ebenso mächtig, im südlichen Teil nach Süden zunehmend bis doppelt so mächtig werden (Taf. I). — Die Tonbildungsrate der Tschernosem-Braunerden F_3 und/oder F_4 lag mit 8,5—13 % nur wenig über der der Tschernoseme (i.w.S.).

b) Demgegenüber war die pedogene Tonbildung in den letztinterglazialen Braunerden F_5 mit 16—19,5 % wesentlich höher als in den hangenden Tschernosemen bis Tschernosem-Braunerden F_4 bis F_2, wobei eine nennenswerte Tonverlagerung in keinem Fall in Betracht kommt. Sie liegt auch noch höher als die der rezenten Braunerden von Somogyvár und Banovo Brdo, obwohl die Ausgangssubstrate der letzteren deutlich höhere Glimmergehalte (vgl. Abb. 2c+d mit 4c), speziell höhere Anteile der besonders verwitterungsanfälligen Biotite aufweisen als die letztinterglaziale Braunerde F_5 von Stari Slankamen. — Dazu kommt, daß die noch erhaltenen B_v-Horizonte der jungpleistozänen Braunerden etwa doppelt so mächtig, die der mittelpleistozänen (F_7, F_8) mehr als doppelt so mächtig sein können wie die B_v-Horizonte der rezenten Braunerden.

c) Im Vergleich zu den Braunerden ist der Grad der Verlehmung im mittelpleistozänen erdigen Braunlehm-(Lessivé) F_6 von Stari Slankamen mit über 28 % erheblich höher als der der mittel- und jungpleistozänen Braunerden (Abb. 3 D), wobei die Tonverlagerung nur eine sehr geringe Rolle gespielt hat. Auch die Tonbildungsrate der beiden unteren Braunlehmreste F_{10} und F_9 in Stari Slankamen ist immer noch höher als die — der mit 19,5 % schon hohen — des F_5 (Abb. 3 C), obwohl der Tonmineralbestand des F_{10} bzw. des F_9 jeweils nur mit dem eines pedogenen überprägten „Lösses", der noch Material vom hangenden Unterboden enthält, verglichen werden kann (Taf. I).

2) Die pedogene Tonbildung drückt sich bei allen Böden zum größten bis allergrößten Teil, bei manchen Böden sogar ausschließlich in einer Zunahme der Feintonfraktion $< 0{,}2\ \mu m$ aus. Dabei ist die sehr starke Zunahme der Feintonanteile in den Braunlehmen besonders auffallend. — Selbst im Löß-Syrosem F_1 von Erdut, in dem so gut wie keine Mineralverwitterung (Abb. 4a), auch keine nennenswerte Verschiebung der Mineralarten-Korngrößenspektren stattgefunden hat (Abb. 3 A), ist lediglich eine geringe Zunahme der Feintonanteile zu beobachten.

---

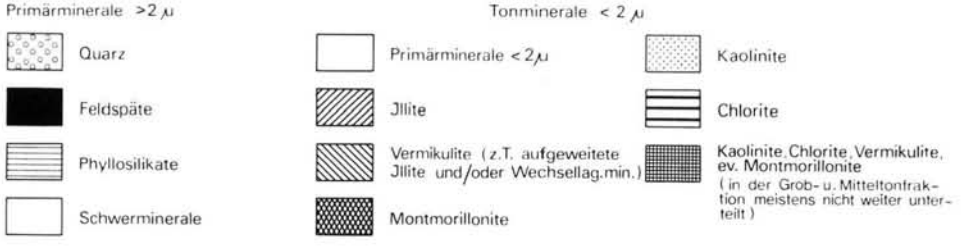
[9]) Dabei müssen diejenigen Böden unberücksichtigt bleiben, deren Ausgangssubstrat auf Grund ihrer Korngrößenzusammensetzung als ursprünglich sedimentär inhomogen anzusehen ist. Das ist z. B. der Fall beim unteren degradierten Tschernosem des „PK II" und dem des „PK III" im Profil von Unter-Wisternitz.

3) Auf Grund der stets nur geringen bis fehlenden pedogenen Grob- und auch Mitteltonbildung (s. o.), dazu der minimalen Anteile von Feldspäten in diesen Fraktionen (wie auch in den vier Beispielen im Feinschluff (Abb. 3 A—D) kann weder in den würmzeitlichen Tschernosemen noch in den jung- und mittelpleistozänen Braunerden und auch nicht in den mittel- und altpleistozänen Braunlehmen eine signifikante, durch Frostverwitterung erklärbare Tonmineralbildung in der Fraktion 2—0,6 μm abgeleitet werden, speziell auch keine Anreicherung von Feldspäten im Grobton. Das gilt selbst für den mindestens teilweise synsedimentär entstandenen Löß-Syrosem F_1 von Erdut, für den — nach den Ergebnissen von ROHDENBURG & MEYER (1966) an Böden gleicher, jungwürm(weichsel)zeitlicher Entstehungsperiode im Raume Kassel — die Möglichkeit für einen progressiven kyroklastischen Mechanismus vorwiegend der Grobtonbildung besonders günstig schienen. Folglich dürfte die Tonmineralentstehung allein durch pedochemische Umbildung und Neubildung erfolgt sein.

4a) Bei der pedochemischen Entstehung und Umwandlung der Tonminerale entfällt sowohl bei den Tschernosemen wie bei den Braunerden und auch bei den erdigen Braunlehmen der weitaus größte Teil auf die Bildung von Illiten mit ca. 25—40 % und besonders von Montmorilloniten mit ca. 45—60 % (Beispiele s. Abb. 4 a—d). — Die pedochemische Illit- und besonders Montmorillonitbildung ist in den Braunerden (i.e.S.) stets deutlich höher als in den Tschernosemen (i.w.S.), in den Braunlehmen — soweit feststellbar — noch deutlich höher als in den Braunerden.

b) Bemerkenswert ist schließlich die sehr geringe Kaolinitbildung auch in den Braunlehmen, obwohl z. B. im F_6 von Stari Slankamen eine starke Feldspatverwitterung festgestellt wurde, die über 40 % der vorhandenen Vorräte — ca. 8 Gewichtsprozente des gesamten Mineralbestandes! — aufgezehrt hat (Abb. 3 D+4d). Auch in den mengenmäßig stark dominierenden Feintonfraktionen der altpleistozänen Braunlehme, in denen sich (s. o.) zum allergrößten Teil die Endprodukte der pedochemischen Verwitterung finden, sind Kaolinite aufgrund relativ schwacher 7,2 Å-Interferenzen nur zu < 5 % enthalten, gegenüber ca. 80 % an Montmorilloniten. In dem besonders intensiv ausgeprägten rubefizierten erdigen Braunlehm in Kulcs an der Plio-Pleistozängrenze (Taf. I) sind in der mengenmäßig ebenfalls stark dominierenden Feintonfraktion überhaupt keine Kaolinite enthalten (BRONGER 1973).

Diese Befunde widerlegen das Postulat von PÉCSI (in PÉCSI & SZEBÉNYI 1971: 10), wonach „an einigen Stellen an der Basis von mächtigeren Lößabfolgen rote Tonböden, insbesondere kaolinitische rote Tone, angetroffen werden (Fig. 4)", wobei damit gerade auf den basalen Boden von Kulcs („Kulcs red clay") hingewiesen wird.



Signaturen zu den Abb. 1—4.

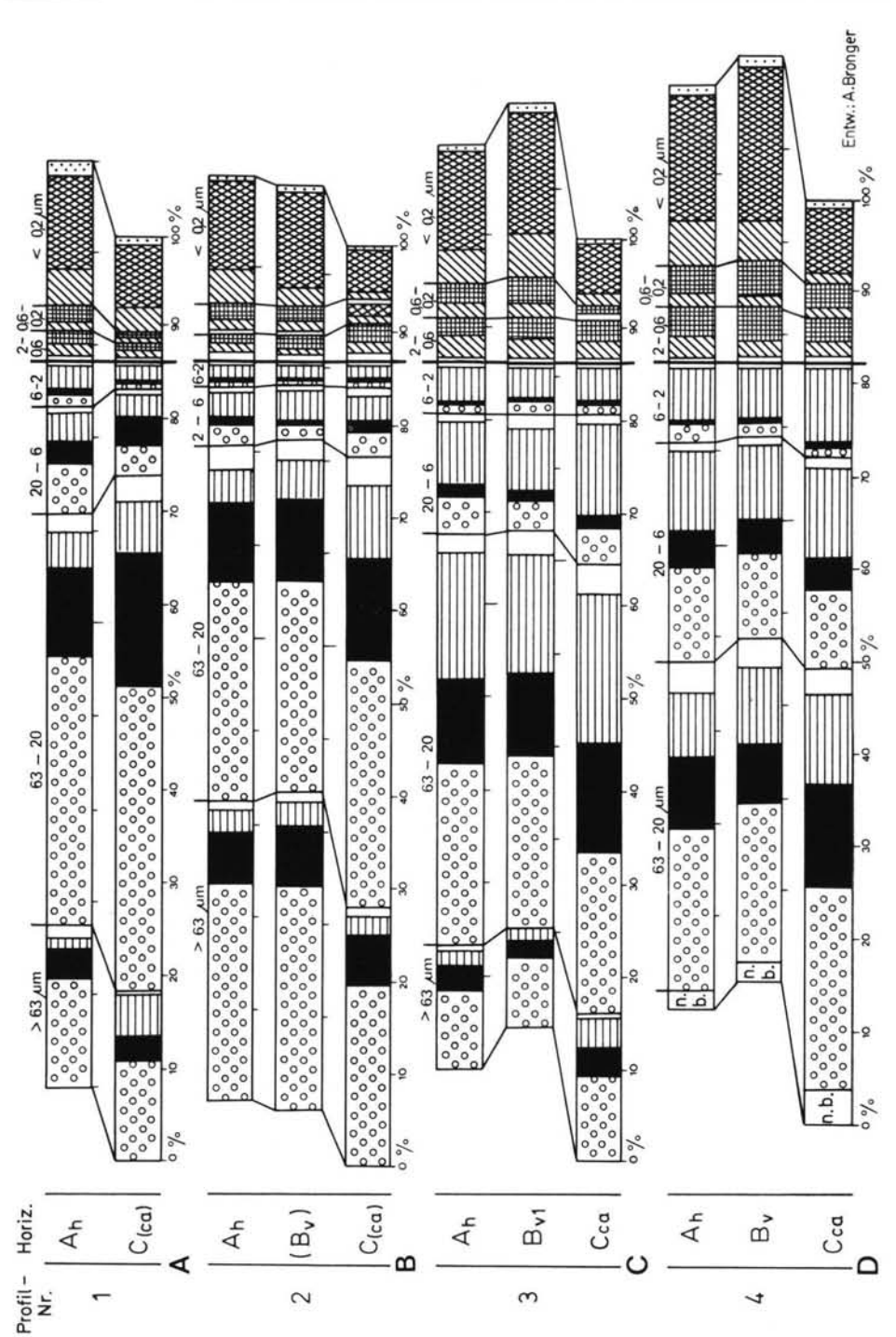


Abb. 1. (A—D). Mineralzusammensetzung von 4 r e z e n t e n Lößböden (Feinsand-, Schluff- und Tonfraktionen).

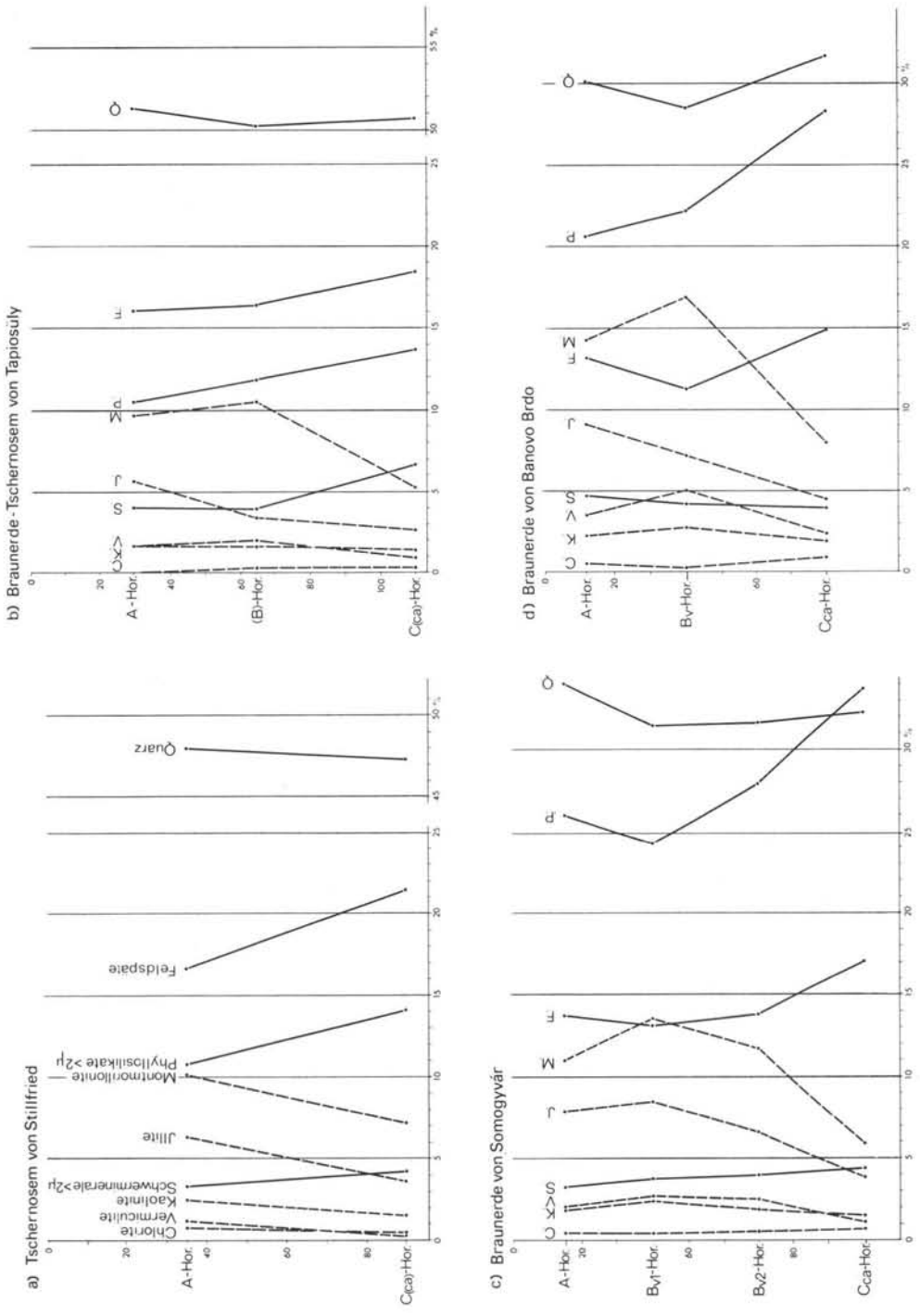


Abb. 2. (a—d). Mineralzusammensetzung der 4 r e z e n t e n in Abb. 1 dargestellten Lößböden (Summenkurven).

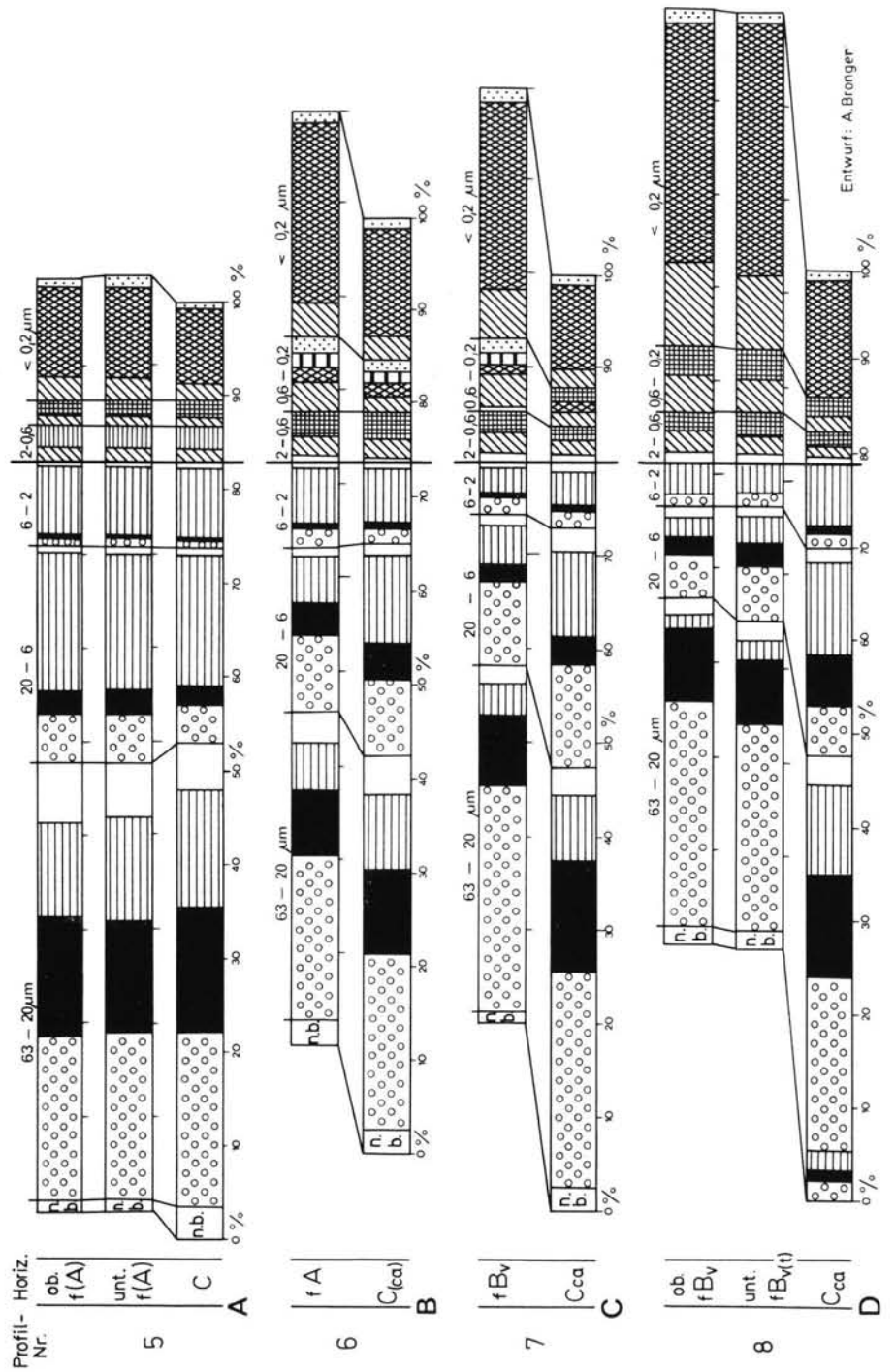


Abb. 3. (A—D). Mineralzusammensetzung von 4 fossilen Lößböden (Schluff- und Tonfraktionen).

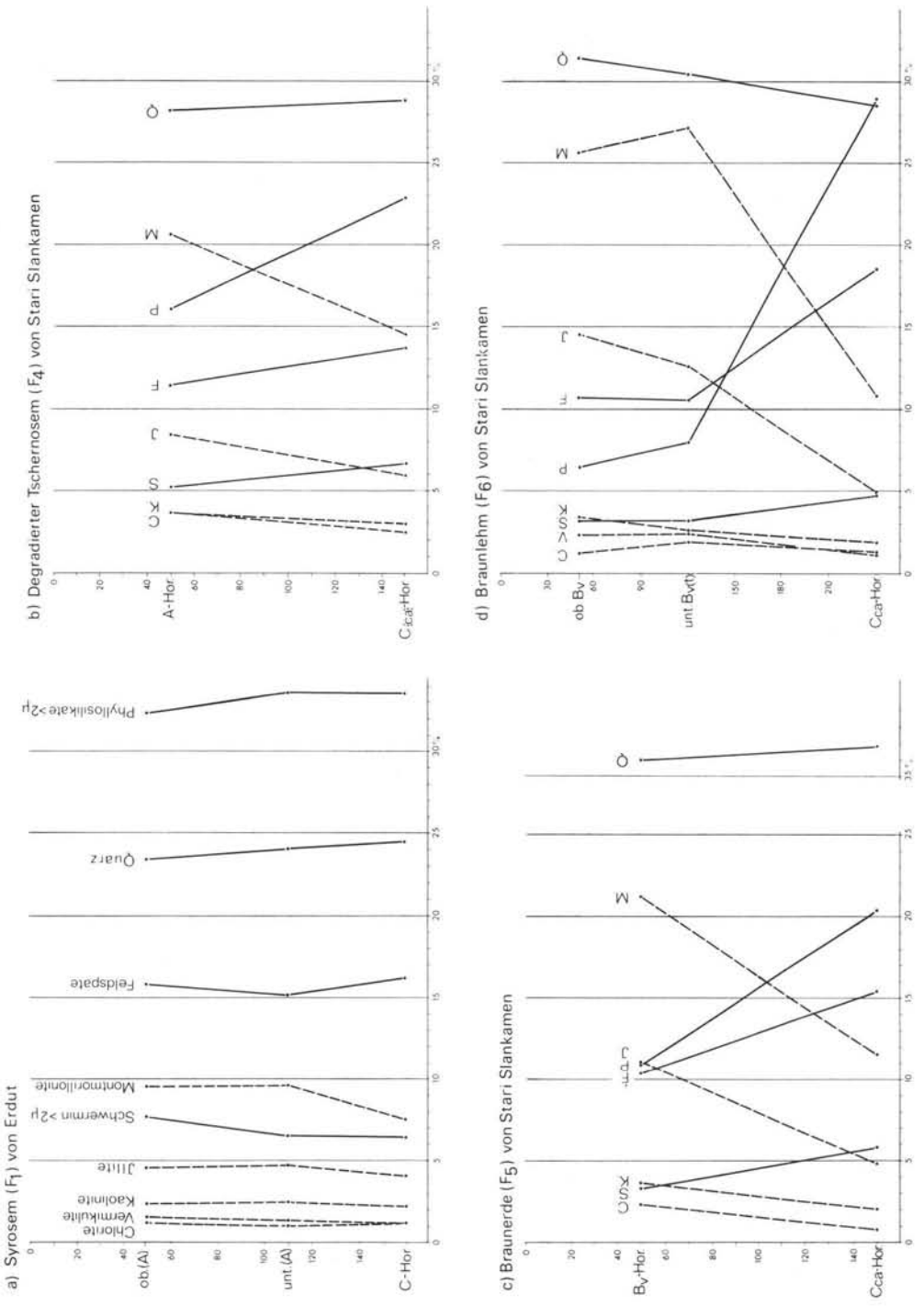


Abb. 4 (a—d). Mineralzusammensetzung der 4 fossilen in Abb. 3 dargestellten Lößböden (Summenkurven).

3.2. Zur Klimaentwicklung im Alt- und Mittelpleistozän

Die Grundlage für die Beantwortung dieser Fragestellung bilden in erster Linie die paläpedogenetischen und (ton)mineralogischen Untersuchungsergebnisse der basalen Löß-Boden-Abfolge des Profils von Stari Slankamen. Wahrscheinlich stellen die Abfolgen von autochthonen Paläoböden der übrigen Lößprofile im Karpatenbecken nur Ausschnitte dieses Profils dar (BRONGER 1973). Auch von den bisher bekannten Lößprofilen des östlichen Donauraumes (CONEA 1970, FOTAKIEWA 1970) ist keines für den Zeitraum des Alt- und Mittelpleistozäns so detailliert gegliedert (vgl. Kap. 2.1.).

Für eine paläoklimatische Ausdeutung ergeben sich Schwierigkeiten einmal dadurch, daß besonders die altpleistozänen Böden meist stark gekappt sind und dicht übereinanderliegen (Taf. I), ferner daß rezente Analoga zu den rubefizierten erdigen Braunlehmen des Alt- und Mittelpleistozäns aus Löß bzw. lößähnlichen Sedimenten bisher nicht bekannt sind. Jedoch kann wahrscheinlich gemacht werden, daß die rubefizierten erdigen Braunlehme des Alt- und Mittelpleistozäns auf Grund des im wesentlichen gleichen Verwitterungstyps — gleiche Art der pedochemischen Tonmineralbildung und -umwandlung bei höchstens geringer Quarzverwitterung, lediglich wesentlich höherer Verwitterungsintensität — wahrscheinlich Weiterbildungen von Braunerden sind. Das wird zusätzlich belegt durch die mikromorphologischen Untersuchungsergebnisse, wonach in diesem Zeitraum Übergänge zwischen beiden Bodentypen in Form von z. T. bereits deutlich rubefizierten Braunlehm-Braunerden vorkommen (Taf. I). Damit soll jedoch nicht gesagt sein, daß allein der Faktor Zeit für die (Weiter)Bildung von erdigen Braunlehmen verantwortlich war. Auch unterschiedliche Klimate müssen eine wesentliche Rolle gespielt haben. — Vorteilhaft für die paläoklimatische Ausdeutung ist, daß die Böden auch dieses Zeitabschnittes — Braunerden wie Braunlehme — im ganzen aus relativ einheitlichem Ausgangsmaterial entstanden sind. Schließlich darf angenommen werden, daß sich die Böden im allgemeinen innerhalb einer Warmzeit gebildet haben, wenn auch nicht ausgeschlossen werden soll, daß der eine oder andere Boden das Produkt vielleicht mehr als einer Warmzeit sein könnte.

Die Ursachen, weshalb es in diesem Zeitabschnitt — im Gegensatz zum Jungquartär — vor allem zur Bildung von rubefizierten erdigen Braunlehmen neben Braunerden kam, dürfte weniger an möglicher längerer Dauer als an anderen Klimabedingungen liegen. Diese Böden entsprechen der „subtropischen Bodenprovinz" KUBIENAS (1964). Ihre Bildung setzt höhere Temperaturen und größere Durchfeuchtung bei wechselfeuchtem Klima voraus, was neben bedeutend stärkerer Silikatverwitterung und Tonmineralbildung zur Rubefizierung führte (nähere Diskussion zur Rubefizierung s. BRONGER 1973). Zur Entstehungszeit der drei alt- (F_{11}—F_9) und des mittelpleistozänen Braunlehms (F_6) muß die mediterrane Klimakomponente wesentlich stärker als im letzten Interglazial (Kap. 3.3.) und im Holozän[10]) gewesen sein.

Bereits im unteren Pannon war nach ungarischen floristischen Arbeiten (ANDREÁNSKY & KOVÁCS 1955) das Klima zwar noch subtropisch feuchter (ca. 1300 mm Jahresniederschlag), aber nicht viel wärmer als heute, mit einer Jahresmitteltemperatur von fast 15°C (heute 10—11°C). Ähnliche Temperaturen herrschten auch noch im Oberpannon bei fast 15°C mittlerer Jahrestemperatur, mit ca. 6,5°C im kältesten Monat, ca. 22,5°C im wärmsten Monat[11]); die Jahresniederschläge waren auf ca. 1150 mm zurückgegangen[11]). Ins-

---

10) Auch für das augenblickliche Klima Ungarns betont ZÓLYOMI (1958) einen bedeutenden submediterranen Klimaeinfluß, der im Atlantikum wahrscheinlich noch stärker war.

11) Heute beträgt im inneren Teil des Karpatenbeckens die Temperatur des kältesten Monats —1 bis —2,5°C, die Jahresniederschläge 510—620 (650) mm für die Tschernosem-, bis etwa 720—740 mm für die Löß-Braunerde- und darüber für die Braunerde-Lessivé-Gebiete (s. Klima-Atlas v. Ungarn Bd. II, 1967; vgl. auch BRONGER 1973).

gesamt wird das Klima des Oberpannons als „ausgeglichen, feucht, an der Grenze der subtropischen und gemäßigten Zone" bezeichnet (ANDREÁNSKY & KOVÁCS 1955: 14, 15). Leider sind oberpliozäne (levantinische) und unterpleistozäne Floren nicht bekannt, es „fehlt eine Verbindung zwischen den Tertiärfloren und der gegenwärtigen" (ANDREÁNSKY & KOVÁCS 1955: 256). — Daraus darf mit großer Wahrscheinlichkeit gefolgert werden, daß auch in den altpleistozänen Warmzeiten, in denen sich die rubefizierten erdigen Braunlehme bildeten, das Klima nicht oder kaum wärmer und feuchter als im Oberpannon war, also ein wechselfeucht-subtropisches (mediterranes) Klima nahe dem Übergang zur gemäßigten Zone angenommen werden kann.

Zusammengefaßt lassen sich für die hier als Alt- und Mittelpleistozän bezeichneten Abschnitte zunächst drei Warmzeiten unterscheiden, in denen die mediterrane Klimakomponente sehr stark, wenn nicht dominierend gewesen sein muß. Mindestens die älteste Warmzeit umfaßt einen ganz erheblich längeren Zeitraum als das Holozän. Diese drei Warmzeiten wurden jeweils von „Lößkaltzeiten" unterbrochen, die möglicherweise von kurzer Dauer waren. — Im mittleren Abschnitt des Pleistozäns werden die „Lößkaltzeiten" durch zwei Warmzeiten unterbrochen, in denen es zur Ausbildung von Braunerden kam, die gelegentlich typologisch zu den erdigen Braunlehmen überleiten, jedoch schwächer verwittert und kaum rubefiziert sind. Wo die B_v-Horizonte noch weitgehend erhalten blieben, wie z. B. in Paks, ist ihre Mächtigkeit bis zu $2^1/_2$ mal so groß wie bei rezenten Löß-Braunerden, bei vergleichsweise höherer Tonbildungsrate (BRONGER 1970). In diesen Warmzeiten war der mediterrane Klimaeinfluß aller Wahrscheinlichkeit nach noch deutlich stärker als im letzten Interglazial (Kap. 3.3.) und im Holozän; die Bildung der Braunerden bis Braunlehm-Braunerden umfaßte einen erheblich längeren Zeitraum als die des Holozäns. — Das Mittelpleistozän wird in den Lößprofilen des Karpatenbeckens abgeschlossen durch einen rubefizierten erdigen Braunlehm-(Lessivé) F_6, der im ganzen typologisch den drei basalen rubefizierten erdigen Braunlehmen recht ähnlich ist. Auch hier hat ein Klima mit einer sehr starken, wenn nicht dominierenden mediterranen Komponente geherrscht, und die Dauer der Warmzeit muß wesentlich länger gewesen sein als die des Holozäns.

Sicherlich ist auch in Stari Slankamen die alt- und mittelpleistozäne Löß-Boden-Abfolge nicht vollständig. Aber selbst wenn sie nur wenige Lücken aufweisen würde, so folgt aus der vergleichenden Betrachtung der alt- und mittelpleistozänen Bodenabfolgen in den übrigen Lößprofilen des Karpatenbeckens (Taf. I), daß die Abtragungsprozesse einmal im Altpleistozän, sodann im oberen Mittelpleistozän besonders stark gewesen sein müssen. Denn die drei basalen rubefizierten erdigen Braunlehme F_{11}—F_9 von Stari Slankamen finden sich weder im Profil von Mošorin/Titel, noch im Profil von Neštin und auch nicht in Paks, vom „roten Tonboden" in der dortigen Bohrung abgesehen. Lediglich in Kulcs (Taf. I, und möglicherweise in Dunaföldvár) ist ein möglicherweise dem F_{11} entsprechender Boden(rest) noch erhalten. Der mittelpleistozäne rubefizierte erdige Braunlehm-(Lessivé) F_6 fehlt gleichfalls in Paks, ebenso in Erdut und aller Wahrscheinlichkeit nach in Mošorin/Titel, abgesehen von den großen Profilen, die nur jungpleistozäne Löß-Boden-Abfolgen enthalten wie Basaharc, Nógrádveröce, Mende und Vukovar (Taf. I). Deshalb müssen auch in der Kaltzeit — vielleicht mehreren Kalt- (und Warm)zeiten — zwischen der Bildung des F_6 und des Riß/Würm-interglazialen F_5 die Abtragungsprozesse dominierend gewesen sein. — Der hier aus paläopedologischen Untersuchungen abgeleitete Versuch einer zeitlichen Einordnung der rhythmischen Morphodynamik am Rande des inneren Karpatenbeckens läßt auffallende Parallelen zwischen den Rhythmen der Sedimentationsfolgen und den tektonischen Hebungsphasen der umgebenden ungarischen Mittelgebirge (KRETZÓI & KROLOPP 1972) erkennen. Das wurde an anderer Stelle (BRONGER 1973) näher ausgeführt.

Abschließend sei hervorgehoben, daß die alt- und mittelpleistozäne Klimaentwicklung in diesem Teil Mitteleuropas wesentlich anders verlief als z. B. in der südlichen Oberrheinebene. Dort kam es im etwa entsprechenden Zeitabschnitt zur Bildung von 4—5 Braunerde-Lessivés, deren jeweilige Verwitterungsintensität, gekennzeichnet durch die pedochemische Tonbildungsrate, der des rezenten Braunerde-Lessivés aus Löß vergleichbar ist (BRONGER 1966, 1969, 1969/70), woraus folgt, daß das Klima der Warmzeiten dort stets etwa dem heutigen entsprach. Aus der größeren Mächtigkeit der Löß-Paläoböden kann lediglich auf eine längere Dauer der jeweiligen Warmzeiten gegenüber dem Holozän geschlossen werden.

3.3. Zur Klimaentwicklung des Jungpleistozäns

Wie schon mehrfach hervorgehoben, sind die jungpleistozänen Löß-Boden-Abfolgen viel häufiger und vollständiger als die des Alt- und Mittelpleistozäns aufgeschlossen. Die typologische Ähnlichkeit der meisten jungpleistozänen mit den rezenten Böden dieses Raumes, dazu der günstige Umstand, daß es sich nur um klimaphytomorphe Böden handelt, macht eine paläoklimatische Auswertung für diesen Zeitabschnitt auf einer wesentlich besser gesicherten Grundlage möglich. Art und Ausmaß der Silikatverwitterung, vor allem der pedochemischen Bildung und Umwandlung von Dreischicht-Tonmineralen in den drei Tonteilfraktionen der Paläoböden im Vergleich zum Ausgangsmaterial (Kap. 3.1.) erlauben genauere Aussagen über die Intensität der Verwitterung. Die vergleichende Gegenüberstellung mit dem Verwitterungsgrad rezenter Böden gleichen Typs ermöglicht weitere Rückschlüsse auf das jeweilige Bildungsklima der Paläoböden.

Die paläoklimatischen Schlüsse aus diesen Untersuchungsergebnissen lassen sich bei vorsichtiger Auswertung wie folgt zusammenfassen:

1. Auch im inneren trockeneren Teil des Karpatenbeckens kam es im Riß/Würm-Interglazial auf den grundwasserfernen Lößstandorten zur Ausbildung einer typischen Braunerde F_5. Da hier im Holozän primär carbonathaltige Tschernoseme bis Braunerde-Tschernoseme entstanden (näheres s. BRONGER 1973), muß gefolgert werden, daß das Klima im Karpatenbecken einschließlich der nordwestlich angrenzenden Nachbargebiete feuchter (und wahrscheinlich ozeanischer) gewesen ist. Jedenfalls im inneren Teil des Karpatenbeckens war es andererseits nicht so feucht, daß es — trotz höherer pedochemischer Tonbildung im Vergleich zur rezenten Löß-Braunerde — zur Bildung eines ausgeprägten Braunerde-Lessivés kommen konnte. Die bis doppelt so große Mächtigkeit der — meist nicht mehr vollständig erhaltenen — B_v-Horizonte der Riß/Würm-interglazialen gegenüber denjenigen der rezenten Braunerden ist höchstwahrscheinlich in erster Linie durch eine längere Dauer, weniger durch deutlich höhere Temperaturen bedingt. Auch für die grundwasserfernen Lößstandorte im inneren trockenen Teil des Karpatenbeckens mit heute Waldsteppen- bis Löß-Strauchsteppenvegetation (ZÓLYOMI 1967) darf in den mittleren warmen Phasen des Riß/Würm-Interglazials ein Eichenmischwald angenommen werden, ähnlich wie heute in den Braunerdegebieten des Somogyer Hügellandes und der Baranya, vielleicht mit etwas stärkerer mediterraner Komponente (KRETZÓI & VÉRTES 1965, ZÓLYOMI 1967). Diese Aussage gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß die Löß-Braunerde in einem im Vergleich zu den Tschernosemen (i.e.S.) klimatisch anscheinend eng begrenzten Gebiet vorkommt (BRONGER 1973, vgl. auch Fußnote [11]).

2. Auch die innerwürmzeitlichen Tschernoseme und Braunerde-Tschernoseme F_4, F_3 und F_2 zeigen einen mindestens so hohen Verwitterungsgrad wie die rezenten Böden gleichen Typs in diesem Gebiet, ausgedrückt u.a. durch eine mindestens so hohe, in vielen

Fällen höhere pedochemische Tonbildungsrate. Dabei ist zu berücksichtigen, daß in keinem der dafür untersuchten Böden eine signifikante, durch Frostverwitterung erklärbare Tonmineralbildung stattfand (Kap. 3.1.). Hinzu kommt, daß die jungpleistozänen Tschernoseme im nördlichen Teil des Karpatenbeckens bei annähernd vollständiger Erhaltung mindestens ebenso mächtig, im südlichen Teil nach Süden zunehmend bis doppelt so mächtig werden.

Aus diesen Untersuchungsergebnissen muß gefolgert werden, daß die drei Innerwürmböden dieses Raumes (F_4, F_3 und F_2) nicht Zeugen eines Interstadialklimas, sondern eines warmzeitlichen Klimas[12]), im ganzen etwa vergleichbar dem heutigen, gewesen sein müssen.
Bei näherer Betrachtung der stratigraphisch aequivalenten Böden sind weitere Schlußfolgerungen möglich:

a) Mit Ausnahme der Lokalitäten Basaharc und Mende hat der F_4 zwischen Dolní Věstonice und Stari Slankamen stets das Stadium des degradierten, d. h. carbonatfreien Tschernosems bis einer Tschernosem-Braunerde, in zwei Profilen — Mošorin/Titel und Vukovar — sogar das der Braunerde erreicht (Taf. I). Da auch die Tschernoseme aus Löß an der Grenze ihrer Verbreitung zur feuchten Seite in einem klimatisch anscheinend eng begrenzten Raum vorkommen (s. Fußnote [11]; Bronger 1973), darf daraus gefolgert werden, daß das Klima z. Z. der Bildung des F_4-Bodens dem heutigen recht ähnlich gewesen sein muß. Da dieser Boden bei einigermaßen vollständiger Erhaltung mindestens so mächtig, meistens mächtiger als der rezente Boden gleichen Typs ist, bei gleichem Grad der pedochemischen Verwitterung (s. o.), darf weiter gefolgert werden, daß für die Bildung dieses Bodens bei vorsichtiger Schätzung mindestens 5000 Jahre notwendig waren (s. u. Punkt 2b), selbst bei Berücksichtigung der Möglichkeit, daß die größere Mächtigkeit durch ein etwas kontinentaleres Klima und damit größerem Tiefgang der Bioturbation (s. u.) mitbedingt sein könnte. In dieser Zeit dürfte in den Plakorlagen des Karpatenbeckens ähnlich wie heute (Zólyomi 1967) im allgemeinen eine Waldsteppe, in dafür günstigen Gebieten ein Eichenmischwald verbreitet gewesen sein, vielleicht mit geringerer mediterraner und etwas stärkerer kontinentaler Komponente.

b) Demgegenüber ist der F_3 und der F_2 meistens als noch primär carbonathaltiger Tschernosem, seltener als degradierter Tschernosem bzw. als Übergang zwischen Tschernosem und Braunerde ausgebildet. Im Vergleich zu den zuletzt genannten Subtypen ist die Bildung des (noch) primär carbonathaltigen Tschernosems in einem klimatisch weite-

---

[12]) Leider sind die Begriffe Interglazial, Warmzeit und Interstadial nicht genau und verbindlich definiert (Woldstedt & Duphorn 1974: 13 ff.). Der Begriff Warmzeit für die Bildungsklimate des F_4, F_3 und F_2 wurde hier aus mehreren Gründen verwendet. Einerseits erfüllt er für ein Interglazial eines der geforderten Hauptmerkmale einer „intensiven chemischen Verwitterung und Bodenbildung". Jedoch kann nicht gesagt werden, ob zur Zeit der Bildung des F_4 bzw. F_3 bzw. F_2 eine Meerestransgression stattfand, die das Ausmaß der holozänen ganz erreicht hat; vielleicht war dafür die Bildungszeit nicht lang genug. Zwischen den drei Warmzeiten, die von den Böden F_4—F_2 repräsentiert werden, gab es sicherlich Vorstöße des nordischen und alpinen Inlandeises, jedoch reichten die Eisvorstöße nach bisheriger Kenntnis nicht bis nach Norddeutschland bzw. in das Alpenvorland — wofür u. a. auch die zeitlich relativ dicht aufeinanderfolgenden drei Warmzeiten mit verantwortlich sein dürften. — Andererseits verbindet man mit dem Begriff Interstadial die Vorstellung von einer kurzfristigen Klimaverbesserung, wie etwa z. Z. des Alleröd-Interstadials. Frühere Auffassungen, daß es in dieser Zeit bereits zur Bildung einer Schwarzerde, Braunerde oder Parabraunerde kam, sind inzwischen widerlegt (vgl. bes. Rohdenburg & Meyer 1968), wobei nochmals betont werden soll (Kap. 3. 1.), daß es wenig nützlich ist, eine geringmächtige Humuszone bzw. Verbraunungszone gleich als Schwarzerde bzw. Braunerde anzusprechen. Da die Tschernoseme bis Tschernosem-Braunerden F_4 bis F_2 im Karpatenbecken den gleichen (pedochemischen) Verwitterungsgrad aufweisen wie die rezenten Böden gleichen Typs dieses Raumes, kann u. E. für ihre Bildungszeit nicht mehr von einem Interstadial gesprochen werden.

ren Bereich möglich (BRONGER 1973). Dazu muß aber gesagt werden, daß die pedochemische Tonbildungsrate in diesem Bodentyp im trockeneren Bereich (wie heute etwa in der Dobrogea) nach den vorliegenden Daten gering ist (BRONGER 1973). In den hier untersuchten fossilen, primär carbonathaltigen Tschernosemen ist die pedochemische Tonbildung dagegen im allgemeinen mindestens so hoch wie im rezenten Beispiel von Stillfried und nur wenig niedriger als in den degradierten Tschernosemen (Kap. 3.1.). Deshalb darf ihre Bildung in einem klimatischen Bereich angenommen werden, der an den Bildungsbereich des degradierten bis Braunerde-Tschernosems grenzt, zumal er mit diesen Subtypen zusammen in der gleichen stratigraphischen Position wie auch räumlich (vgl. der F_3 in Mende, Taf. I) vorkommt. Ein Bildungsklima im kühlen Grenzbereich kommt wegen der beträchtlichen pedochemischen Tonbildungsrate, speziell der hohen Illit- und vor allem Montmorillonitbildung in der Feintonfraktion nicht in Betracht. — Damit soll nicht gesagt sein, daß das Klima z. Z. der Bildung des F_3 und F_2 dem heutigen im inneren Teil des Karpatenbeckens sehr ähnelte. Wahrscheinlich ist, daß das Klima bei etwas geringeren mittleren Jahrestemperaturen, dann aber eher höheren Sommertemperaturen kontinentaler war; der Meeresspiegel hatte — auch verzögert durch die jeweils vorangegangene stärkere Abkühlungsperiode („Lößkaltzeit") — (noch) nicht die Höhe des heutigen erreicht. Darauf deuten auch die im Vergleich zu den holozänen Tschernosemen besonders im Süden wesentlich mächtigeren Tschernoseme in der stratigraphischen Position des F_3 und F_2: sowohl in den (sommer)trockenen als in den kalten Zeiten sind die Bodentiere gezwungen, tiefer zu graben. Durch diese Bioturbation („faunal pedoturbation", JACKSON 1964) entstanden im Laufe der Zeit die mächtigen A-Horizonte. — Schließlich darf auch für die Bildung des F_3 und des F_2 aus „frischem", carbonatreichem Löß auf Grund der nicht unbedeutenden pedochemischen Verwitterung und der jeweils großen Mächtigkeit bei vorsichtiger Schätzung einer Dauer von mindestens 5000 Jahren angenommen werden. Dabei seien an die Untersuchungen von ZAKOSEK (1962), ROHDENBURG & MEYER (1968) und SMOLÍKOVÁ & LOŽEK (1964) erinnert: nach letzteren hat sich in 1500—2000 Jahren zwischen Hallstadt- und Slawen-Zeit unter offener Vegetation ein nur gut 0,5 m mächtiger Tschernosem gebildet, wobei der Kalkgehalt im A-Horizont nur wenig gegenüber dem C-Horizont zurückgegangen ist. — Zur Bildungszeit des F_3 und des F_2 dürfte in den Plakorlagen des Karpatenbeckens im allgemeinen eine thermisch noch durchaus anspruchsvolle Waldsteppe mit freilich kontinentalerer Komponente, in den trockenen Teilen eher eine (Löß-Strauch-)Steppe verbreitet gewesen sein.

3. Innerhalb der zwischen den genannten Paläoböden liegenden „Lößkaltzeiten", in denen das Klima kalt und vor allem trocken gewesen sein dürfte, sind noch einige feuchtere und wärmere Phasen zu unterscheiden, in denen es an einigen wenigen Stellen ohne nennenswerte Abtragungsphasen zur Bildung von einem noch stärker entwickelten Tschernosem F_{5a} oder nur zu einem Initial-Tschernosem F_{4a} im altwürmzeitlichen Löß oder zu ein bis mehreren schwachen, meist synsedimentär entstandenen Syrosemen im jungwürmzeitlichen Löß kam. In den Profilen, in denen letztere deutlicher entwickelt sind (Taf. I), wurden sie als F_1 bezeichnet. Da der Löß zwischen dem F_3 und dem F_2 maximal bis zu 6—7 m mächtig sein kann und die „Lößkaltzeit" zwischen diesen beiden Warmzeiten nach den ^{14}C-Daten (Kap. 2.2.) etwa 5000 Jahre dauerte, kann geschlossen werden, daß die Aufwehung von einem Meter Löß, von Extremfällen abgesehen, mindestens 1000 Jahre, im allgemeinen wesentlich länger dauerte.

3.4. Diskussion der Ergebnisse

Unsere Ergebnisse und paläoklimatischen Schlußfolgerungen seien zunächst einer jungpleistozänen „Chronologie" vergleichend gegenübergestellt, die aus den ungarischen

Untersuchungen der paläolithischen Kulturen, der Höhlenablagerungen unter besonderer Berücksichtigung der (Klein)Säugerfauna und zahlreichen ^{14}C-Daten erstellt wurde (KRETZÓI & VÉRTES 1965). Diese Gegenüberstellung sei als erster Versuch betrachtet.

Tabelle 1

Versuch einer Parallelisierung der jungpleistozänen „Chronologie" (paläolithische Kulturen, Höhlenablagerungen, (Klein)Säugerfauna und ^{14}C-Daten) von KRETZÓI & VÉRTES (1965) mit den aus lößstratigraphischen und paläopedologischen Untersuchungen gewonnenen Ergebnissen.

S ü t t ö - Phase (= „Eem-Interglazial") Anwesenheit der (letzten) mediterranen Arten Fehlen von arktischen Elementen	Bildung des **F_5** im inneren Karpatenbecken intensiv verwitterte Braunerde, selten ein Braunerde-Lessivé
V a r b ó - Phase (≋„Altwürm") Mediterrane Elemente verschwunden, Fauna von „gemischtem Waldsteppen-Typ". Verbreitet war eine Mousterien-Kultur (i.w.S.)	Bildung des **F_{5a}** stärker entwickelter Tschernosem
S u b a l y u k - Phase Rückzug der warmklimatischen Waldarten, Vorrücken der arktisch-subarktischen Elemente. Typische Mousterien-Kultur	Akkumulation des altwürmzeitl. L ö s s e s zwischen dem F_{5a} und dem F_4
T a t a - Phase (≋„Brörup-Interstadial") mit *Celtis* und *Mastus bielzi*, „d. h. Elemente von interglazialem Charakter". Nach Mammalia- u. Gastropodenfauna u. Arten des laubabwerfenden Waldes: Julitemperatur von 18-19°C (heute 20-21°C); ^{14}C-Alter: 50 000 ± 2 500	Bildung des **F_4** bereits degradierter Tschernosem bis Tschernosem-Braunerde, in Ausnahmen Braunerde; mit gleich hoher pedochemischer Tonbildung wie in heutigen Böden gleichen Typs
S z e l e t a - Phase feuchtes kühles Waldklima im Ungar. Mittelgebirge. ^{14}C-Alter 41 700 J.	Bildung des **F_{4a}** (?) schwach entwickelter bzw. Initial-Tschernosem
T o k o d - Phase „Kältemaximum" zwischen „Altwürm" und „Mittelwürm"	Akkumulation des L ö s s e s zwischen dem F_4 und dem F_3
I s t á l l ó s k ö - Phase Nach Fauna und Kultur (Aurignacien II) scharfer Unterschied zur vorangegangenen Phase. Arktische und definitive Steppenelemente verschwinden, Fauna zeigt „milde Phase von Waldcharakter". — ^{14}C-Alter 30 900 ± 600	Bildung des **F_3** und des **F_2** meistens noch primär carbonathaltiger Tschernosem, seltener degradierter bis Braunerde-Tschernosem mit gleich hoher pedochemischer Tonbildung wie in rezenten Böden gleichen Typs
P i l i s z á n t ó - Phase Dominanz des Ren „in einem Mosaik subarktischer Steppe Taiga und Tundra"	Akkumulation des jungwürmzeitlichen L ö s s e s über dem F_2
A r k a - Phase auch hier unter den Großsäugern das Ren dominant	die an mehreren Stellen über 10 m Mächtigkeit erreichte
P a l á n k - Phase Beginn des Spätglazials	

Auch manche paläontologische Ergebnisse sprechen eher für das im vorigen Kapitel unter Punkt 2 genannte Ergebnis der Existenz von (mindestens) drei ausgeprägten Warmzeiten innerhalb der Würm-Kaltzeit, jedenfalls in SE-Mitteleuropa.

Die bisher fehlende mikromorphologische Untersuchung der basalen Bodenkomplexe „PK III" und „PK II" des Profils von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz) führte zur unrichtigen typologischen Ansprache einiger Bodenhorizonte und dadurch zu Fehlinterpretationen auch der malakologischen und damit der paläoklimatischen Bewertung (Klíma et al. 1962). So gehört der blaßbraune Horizont über dem B_t-Horizont des letztinterglazialen Braunerde-Lessivés nicht als „Eluvialhorizont" zum liegenden B_t-Horizont, wie auch von anderer Seite verschiedentlich behauptet wurde. Nach dem mikromorphologischen Befund [13]) — u. a. regellos verteilte, klastische (primäre) Carbonate, fehlendes Eluvialgefüge — handelt es sich ganz eindeutig um den (A_{ca})-Horizont des hangenden degradierten Tschernosem(restes). Deshalb stammt die Molluskenfauna nicht aus umgelagerten Resten des letztinterglazialen Bodens, sondern aus dem hangenden degradierten Tschernosem, von hangenden umgelagerten Löß- und Bodensedimenten (Zykl B 1c-f nach Klíma et al. 1962) sowie aus dem (A_{ca})-Horizont des darüberliegenden degradierten Tschernosems (Zyklus B 1-g), der aber bereits zum „PK II" (!) gehört. Die Fauna, die neben Lößarten bzw. Arten, die im Verband der Lößfaunen erscheinen können, auch Waldarten (nach Ložek) enthält, muß aller Wahrscheinlichkeit nach dem Ende der Bildungszeit des noch erhaltenen Restes des degradierten Tschernosems über dem Braunerde-Lessivé zugeordnet werden. Da dieser Boden primär entkalkt ist — mikromorphologisch kenntlich am Fehlen klastischer Carbonate — ist der allergrößte Teil der primären Molluskenfauna aufgelöst, nur der letzte Rest zusammen mit der nachfolgenden kalten Fauna blieb erhalten. Die Molluskenfauna aus den beiden Tschernosemen des „PK II" (B 1-g und B 2-b-g) enthält nach Ložek neben den wenigen Lößarten (s. o.) in stets sehr geringer Zahl noch *Abida frumentum* (5 Exemplare allein im oberen Tschernosem), *Clausilia pumila, Monachoides incarnata* und *Euomphalia strigella,* jeweils in 1—2 Exemplaren. Auch diese Fauna stellt aller Wahrscheinlichkeit nach nur noch einen Restbestand aus dem Ende der Bildungszeit des oberen bzw. unteren degradierten, d. h. entkalkten Tschernosems zusammen mit der jeweils nachfolgenden kühlen bis kaltzeitlichen Fauna dar. Dennoch weist sie darauf hin, daß zur Bildung der drei degradierten Tschernoseme des „PK III" und des „PK II" ein warmes Klima herrschte, was eine Ausbreitung von anspruchsvoller Waldsteppe bzw. Wald ermöglichte.

Diese biostratigraphische und damit paläoklimatische Fehlinterpretation bedingt durch unrichtige paläopedologische Ansprache führte zur z. T. krassen paläoklimatischen Unterbewertung der Tschernoseme. Die Meinung von Ložek (1969: 56), die Schwarzerden repräsentierten Interstadiale, die „im Vergleich mit den Interglazialen sowie mit der Gegenwart stets noch als kaltzeitlich" anzusehen seien — „im Rahmen einer Kaltzeit stellen sie jedoch ein günstiges Extrem / die Interstadiale / dar" — erscheint korrekturbedürftig. Auch die Ansicht von Fink (1969), der die Tschernoseme des Stillfrieder Komplexes als interstadiale Böden, „vielleicht besser benannt Oszillationen" (Fink 1969: 37) ansieht, ist mindestens für den südostmitteleuropäischen Raum kaum haltbar.

Bis vor kurzem wurde wiederholt und mit großem Nachdruck die These vertreten, daß der Paudorfer Boden (loc. typ.), namengebend für das „Paudorfer Interstadial", die Würmeiszeit in zwei Abschnitte, Früh- und Hochglazial trennt (Fink 1962, 1965b). Der Paudorfer Boden, von dem mehrere ^{14}C-Datierungen ein Alter von ca. 30 000 Jahren

---

[13]) Mikromorphologisch untersucht wurde der basale Teil („PK III + II") des Profils P4, aus dem auch die Proben für die malakologische Untersuchung von Ložek (In: Klíma et al. 1962) stammen (Bronger 1973).

ergaben (FINK 1962, 1965a), wurde mit dem Stillfried-B-Boden (Interstadial) parallelisiert, dessen Alter auf ca. 28 000 ^{14}C-Jahre bestimmt worden war (FINK 1962). Beide Paläoböden sind klimatisch als „geringfügige Oszillationen" interpretiert worden (FINK 1960). — Aus dem C$_{(ca)}$-Horizont(!) des Paudorfer Bodens entnahm KUKLA eine Molluskenfauna, in der LOŽEK „eine reiche, deutlich interglaziale Gesellschaft mit 24 Arten" bestimmte (KUKLA 1969), von denen angeführt werden: *Aegopis verticillus, Pagodulina pagodula, Discus perspectivus, Cepaea vindobonensis* und *Helicodonta obvoluta.* Der „Paudorfer Horizont" soll nach KUKLA (1969) nunmehr „den zusammengeflossenen Bodenkomplexen PK II + III, wahrscheinlich auch einschließlich PK I" entsprechen. An anderer Stelle (KUKLA 1969, Abb. 41 a) wird die o. g. Fauna auch als *Banatica*-Fauna charakterisiert, obwohl die interglaziale Leitart *Helicigona banatica* (ROSSM.) hier n i c h t angeführt wird (wie auch nicht in D. Věstonice!). — Die bodenstratigraphische Parallelisierung des noch primär carbonathaltigen Paudorfer Bodens (loc. typ., BRONGER 1973) mit dem basalen, sehr ausgeprägten Braunerde-Lessivé von Dolní Věstonice ist aus bodengeographischen Gründen denkbar unwahrscheinlich, zumal das Paudorfer Profil im feuchteren sog. „Übergangsgebiet", der Aufschluß von Dolní Věstonice dagegen in der sog. „trockenen Lößlandschaft" liegt (FINK 1956, 1960, 1962, 1965, 1969). Durchaus möglich ist dagegen, daß der Paudorfer Boden einem der Böden des „PK II" entspricht, was auch schon früher vermutet wurde (ROHDENBURG & MEYER 1966, BRONGER 1970), dem dann vielleicht die o. g. warmzeitliche Fauna zuzuordnen ist.

Aus dem Lößprofil von Bötzingen/Kaiserstuhl beschrieb KHODARY-EISSA (1968) über dem jüngsten fossilen Braunerde-Lessivé eine Verbraunungszone" mit bis zu 1,6 % Humusgehalt, die zwar einen Ca-Horizont aufweist, wahrscheinlich aber noch primär carbonathaltig ist (KHODARY-EISSA 1968: 123 ff.). Aus diesem Boden bestimmte MÜNZING (1969) eine warmzeitliche Fauna, die insbesondere *Aegopinella ressmanni, Aegopis spez., Discus perspectivus, Drepanostoma nautiliformae, Pagodulina sparsa* und *Clausilia pumila* enthält. Deshalb stuft MÜNZING diese Verbraunungszone in das Riß/Würm-Interglazial ein. Das ist — ähnlich wie beim Paudorfer Boden — aus paläopedologischen und bodengeographischen Gründen recht unwahrscheinlich; die Bötzinger Verbraunungszone ist am ehesten — wie das auch KHODARY-EISSA tut — mit der würmzeitlichen „Unteren Verbraunungszone" im nahe gelegenen Heitersheimer Profil (BRONGER 1966) chronostratigraphisch zu parallelisieren. Das Riß/Würm-Interglazial wird in mehreren großen Lößprofilen dieses Raumes (Bötzingen, Riegel, Heitersheim, Buggingen, vgl. BRONGER 1966, 1969, 1969/70; KHODARY-EISSA 1968) durch einen sehr mächtigen, ausgeprägten Braunerde-Lessivé repräsentiert.

Wie einleitend gesagt, war es weniger das Ziel dieser Arbeit, zu bestehenden Hypothesen neue hinzuzufügen, sondern die hier erhaltenen Ergebnisse durch aussagekräftige qualitative und quantitative Untersuchungsmethoden zu belegen, die weit über den Geländebefund hinausgehen. Die daraus sich ergebenden Schlußfolgerungen mögen Anregungen zu weiteren Diskussionen über den Klimaablauf vor allem des Jungpleistozäns geben, die bei weitem noch nicht als abgeschlossen betrachtet werden können.

Danksagung

Die Geländeruntersuchungen wurden durch Reisebeihilfen der DFG unterstützt. Ein großer Teil der Laborarbeiten konnte im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Tonmineralogie" durchgeführt werden, an dem neben dem Verfasser Prof. SCHROEDER und Dr. KALK vom Bodenkundlichen Institut der Universität Kiel beteiligt sind; die gemeinsamen, detaillierten Untersuchungsergebnisse sind in GEODERMA im Druck. Für die vielfältige Unterstützung bin ich der DFG sehr dankbar.

Schriftenverzeichnis

Andreánszky, G. & S. Kovács, E. (Hrsg.): Gliederung und Ökologie der jüngeren Tertiärfloren Ungarns. — A Magyar Állami Földtani Intézet Evkönyve **XLIV** 1, 1—326, Budapest 1955.

Arnaud, R. J. St. and Whiteside, E. P.: Physical breakdown in relation to soil development. — J. Soil Science **14**, 267—281, 1963.

Bronger, A.: Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schr. Geogr. Inst. Universität Kiel **XXIV** H. **2**, 104 S., Kiel 1966.

— : Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Peterm. Geogr. Mitt. **113**, 112—124, Gotha 1969.

— : Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. — Geoderma **3**, 281—320, Amsterdam 1969/70.

— : Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 122—144, Öhringen 1970.

— : Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lößböden in Jugoslawien. — Paleopedology, Origin. Nature and Dating of Paleosols, Symposium Amsterdam 1970 (ed. by D. H. Yaalon), 271—281, Jerusalem 1971.

— : Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (palão)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. — Habilitationsschrift, 269 S., Kiel 1973 (erscheint in: Kieler Geographische Schriften **45** (im Druck).

— : Zur postpedogenen Veränderung bodenchemischer Kenndaten insbesondere von pedogenen Eisenoxiden in fossilen Lößböden. — Transact. X. Internat. Congress of Soil Science **VI(II)**, 429—441, Moskau 1974.

Bronger, A., Graf v. Reichenbach, H. & Schroeder, D.: Über den Tonmineralbestand des Lößprofils von Heitersheim, Südbaden. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. **113**, 193—203, Weinheim 1966.

Brunnacker, K.: Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? — Bemerkungen auf Grund einer Arbeit von K. Metzger. — Z. Geomorph. NF **14**, 354—360, Berlin u. Stuttgart 1970.

Conea, A.: Formatiuni cuaternare in Dobrogea. (Loessuri si paleosoluri). — Editura Academiei Republicii Socialiste Romania, 234 S., Bucuresti 1970.

Fink, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 49—77, Öhringen 1956.

— : Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien **53**, 249—266, Wien 1960.

— : Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien **54** 1—25, Wien 1962.

— : Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, 264—275, Öhringen 1965 (1965a).

— : The Pleistocene in Eastern Austria. — Internat. Studies on the Quaternary, ed. by H. E. Wright and D. G. Frye, 197—199, Boulder, Colorado 1965 (1965b).

— : Bemerkungen zu den Exkursionen über das Problem „Löß-Periglazial-Paläolithikum". — In: Loess-Periglaciaire-Paleolithique sur le territoire de l'Europe Moyenne et Orientale, 33—54, Moskau 1969.

Fotakiewa, E.: Die Fossilböden im Löß von Bulgarien. — Arbeitstagung der INQUA-Lößkommission 1. Teil, 53—79, Sofia 1970 (1970a).

— : Die Lößprofile von Zlatija, Metschka, Zarevetz, Slomer, Paskalevetz, Tutrakan I und II in Nordbulgarien. — Arbeitstagung der INQUA-Lößkommission 2. Teil, 3—125, zahlr. Abb., Sofia 1970 (1970b).

Franke, H. W. & Geyh, M. A.: Zur ^{14}C-Datierung des Würm II/III-Interstadials mit Hilfe von Radiokohlenstoffmessungen an Höhlensinter und Schlußfolgerungen für die Wasseraltersbestimmung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **20**, 72—75, Öhringen 1969.

Geyh, M. A., Schweitzer, F., Vértes, L. & Vogel, J. G.: A magyarórszagi würmi eljegesedés úy kronológiai adatai (Neue chronologische Angaben zur Würm-Vereisung in Ungarn). — Földr. Ért. **XVIII**, 5—18, Budapest 1969.

Haase, G., Lieberoth, J., Ruske, R. et al.: Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. — Peterm. Geogr. Mitt., Ergh. Nr. **274**, 99—212, Gotha 1970.

HÄDRICH, F.: Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **60**, 103—137, Freiburg 1970/71.

JACKSON, M. L.: Chemical Composition of Soils. — In: Chemistry of the Soil (ed. by F. E. BEAR), 71—141, New York 1964 (1967³).

KHODARY-EISSA, O.: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freiburger Bodenkdl. Abh. **2**, 149 S. mit Anhang (Tabellen u. Abb.), Freiburg i. Br. 1968.

KLÍMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V. & DE VRIES, H.: Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelen von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). — Anthropozoikum **XI**, 93—145, Prag 1962.

KRETZÓI, M.: Quaternary Geology and the Vertebrate Fauna. — Acta Geol. Hung. **II**, 67—79, Budapest 1953.

— : Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villanyer Gebirges. — Geologica Hungarica **27**, 264 S., Budapest 1956.

KRETZÓI, M. & VÉRTES, L.: The Role of Vertebrate Faunae and Palaelithic Industries of Hungary in Quaternary Stratigraphy and Chronology. — Acta Geol. **IX**, 125—143, Budapest 1965.

KRETZÓI, M. & KROLOPP, E.: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az öslénytani adatok alapján (Oberpliozäne und quartäre Stratigraphie des Alföld [Große Ungarische Tiefebene]) aufgrund paläontologischer Angaben. — Földr. Ért. **XXI**, 133—158, Budapest 1972.

KUBIENA, W. L.: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 102—112, Öhringen 1956.

— : Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lößböden Neuseelands. — Soil Micromorphology (ed A. JONGERIUS), 219—235, Amsterdam 1964.

KUKLA, J.: Survey of Czechoslowak Quaternary Sedimentation Cycle. — Inst. Geol., Prace XXXIV, Czwartorzed Europy Srodkowey i Wschodniej, Cześj **I**, 145—154, Warszawa 1961.

— : Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löß-Serien. — Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei (Hrsg. J. DEMEK u. J. KUKLA), 75—95, Brno 1969.

LASKAREV, V.: O. stratigrafiji knartarnih naslaga Vojvodine. — (Sur la stratigraphie des déposits quaternaires de la Vojvodina [Yougoslavie]). — Anales Géol. de la Péninsule Balkanique **XIX**, 1—18, Beograd 1951.

LOŽEK, V.: Paläontologische Charakteristik der Löß-Serien. — Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei (Hrsg. J. DEMEK u. J. KUKLA), 43—59, Brno.

MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J.: Profils de loess sur la rive droite du Danube près du village Neštin (Bassin Pannonien). — Zbornik Matice srpske **7**, 5—20, Novi Sad 1954.

— : Le Loess en Yougoslavie. — Report of the Int. Congr. on Quaternary, Warsaw 1961, Vol. IV, Symposium on Loess, 551—570, Łódź 1964.

— : Les Profils de loess du bassin pannonique, région classique du loess de Yougoslavie. — Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 165—170, Paris 1969.

MÜNZING, K.: Quartäre Molluskenfaunen aus dem Kaiserstuhl. — Jh. geol. L.Amt Baden-Württemberg **11**, 87—115, Freiburg i. Br. 1969.

PÉCSI, M.: Ten years of physico-geographic research in Hungary. — Studies in Geography **1**, 132 S., Budapest 1964.

— : Der Lößaufschluß von Mende. — Földr. Közlem. **89**, 332—338, Budapest 1965.

— : Lösse und lößartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. — Peterm. Geogr. Mitt. **110**, 176—189, 241—252, Gotha 1966.

PÉCSI, M. & SZEBÉNYI, E.: Guide-Book für Loess-Symposium in Hungary. — IGU, European Regional Conference and INQUA-Commission on Loess, Budapest 1971.

PÉCSI, M. & PEVZNER, M. A.: Paleomagnetic measurements in the loess-sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary. — Földr. Közlem., 215—219, Budapest 1974.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. **5**, 1—137, Göttingen 1966.

— : Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — Göttinger Bodenkdl. Ber. **6**, 127—212, Göttingen 1968.

Scheffer, F., Meyer, B. & Gebhardt, H.: Pedochemische und kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimenten (Beispiel Löß). — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. **114**, 77—89, Weinheim 1966.

Semmel, A.: Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **95**, 239—241, Wiesbaden 1967.

— : Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische Forsch. **78**, 9—56, Frankfurt 1974.

Seppälä, M.: Stratigraphy and material of the loess layers at Mende, Hungary. — Bull. Geol. Soc. Finland 43, 109—123, 1971.

Smolíková, L.: Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung im Quartär. — Eiszeitalter u. Gegenwart **22**, 156—177, Öhringen 1971.

Smolíková, L. & Ložek, V.: The Holocene Soil Complex of Litomerice. — Antropozoikum, rada A, sv. **2**, 41—56, Prag 1964.

Sümeghy, J.: Zusammenfassende Beschreibung des Pleistozäns von Ungarn. — Antropozoikum **V**, 455—461, Prag 1956.

Woldstedt, P. & Duphorn, K.: Norddeutschland und angerenzende Gebiete im Eiszeitalter, 500 S,. Stuttgart 1974.

Zakosek, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **37**, 1—46, Wiesbaden 1962.

Zólyomi, B.: Map of natural vegetation reconstructed, 1 : 1,5 Mill. — In: National Atlas of Hungary, 31, Budapest 1967.

— : Budapest és környékének termeszetes növénytakarója (Natürliche Pflanzendecke von Budapest und seiner Umgebung). — Budapest természeti kepe, 511—642, Budapest 1958.

Manuskript eingeg. 25. 8. 1975.

Anschrift des Verf.: Dr. habil. A. Bronger, Geograph. Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstraße 40—60.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 155-180	Öhringen/Württ. 1975

Jungpleistozäne und altholozäne Faunen (Gastropoda und Mammalia) vom Euerwanger Bühl bei Greding (Fränkischer Jura)

Von Wighart v. Koenigswald und Wolfgang Rähle, Tübingen

Mit 9 Abbildungen und 7 Tabellen

Zusammenfassung. Aus einer Höhlenruine werden Kleinsäuger- und Schneckenfaunen qualitativ und quantitativ erfaßt. Ein Komplex gehört in das Würmglazial, die übrigen in das Altholozän, und zwar nach den C^{14}-Datierungen in das Präboreal und frühe Boreal. Altholozäne Kleinsäugerfaunen sind in Süddeutschland durch *Pityms subterraneus* sowie pleistozäne Reliktformen charakterisiert. In der Gastropodenfauna wird *Zebrina detrita* in einer reinen *Discus ruderatus / Nesovitrea petronella* Fauna nachgewiesen.

Abstract. Small mammals and gastropod faunas out of a collapsed cave were quantitatively and qualitatively studied. One complex belongs to the last glacial, the others to the early holocene, or precicely Preboreal and early Boreal according to C^{14} age dating. Early holocene small mammal faunas in southern Germany are represented by *Pitymys subterraneus* as well as pleistocene relict forms. The gastropod fauna contains *Zebrina detrita* in a typical *Discus ruderatus / Nesovitrea petronella* fauna.

Einleitung

In zahlreichen fränkischen Höhlen kann man dicht unter der Oberfläche eine Vermischung pleistozäner und holozäner Faunenelemente feststellen. Zeitlich eng begrenzte und daher unvermischte Faunen aus dem Übergangsbereich Pleistozän/Holozän sind bisher aus diesem Gebiet kaum bekannt. Am Euerwanger Bühl bei Greding war es nun möglich, einen detailierten Eindruck von solchen Faunen zu gewinnen, da hier in eng begrenzten Komplexen Kleinsäugerfaunen gemeinsam mit reichhaltigen Schneckenfaunen gefunden wurden.

Herrn Ministerialrat a. D. Alfred Forstmeyer sei an dieser Stelle noch einmal herzlich dafür gedankt, daß er die Fundbergung mit so großem persönlichem und dabei äußerst umsichtigen Einsatz durchgeführt hat und auch dafür, daß er das von ihm zusammengetragene Material sowie seine Unterlagen so großzügig einer Bearbeitung zur Verfügung gestellt hat. Herrn Dr. W. Taute (Tübingen) verdanken wir die Klassifizierung der wenigen Artefakte und die archäologische Einstufung dieser Funde. Ebenso danken wir dem C^{14}-Labor des Instituts für Umweltphysik der Universität Heidelberg für die Durchführung der absoluten Altersbestimmungen. Unser Dank gilt auch Herrn Markert (Tübingen) für die Bestimmung der Reptilienreste (Markert 1975) sowie Herrn Dr. F. Schweingruber (Birmensdorf, Schweiz) für die der Holzkohlenfunde.

Diese Studie entstand im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 53, „Paläontologie, mit besonderer Berücksichtigung der Palökologie", an der Universität Tübingen und wird als „Fossil-Vergesellschaftungen Nr. 33" geführt.

Die Fundsituation

Wo der Fränkische Jura aus einer NE—SW-Richtung in die N—S-Richtung umbiegt, durchschneidet das Schwarzachtal bei Greding die Albtafel. Westlich dieses Tales dehnt sich eine tertiäre Verebnungsfläche im Niveau des Weiß-Jura-γ aus, die von dolomitisierten Riffkomplexen um 60—70 m überragt wird. Einer dieser Härtlinge ist der Euerwanger Bühl. Er liegt etwa 3 km südlich der Autobahnausfahrt Greding. Am Südhang dieses Ber-

ges wurde beim Abbau von „Bergkies" ein verstürztes Höhlensystem freigelegt. (MTB Thalmässing 6933, r. 44 51 050 h. 54 31 040; Geo. Ref. 11° 19′ 45″ ö. L., 49° 00′ 56″ n. Br.; Höhenlage: etwa 470 über NN.)

Ministerialrat a. D. Alfred Forstmeyer aus Greding konnte hier während des Abbaus und vor allem durch eigene Grabungen sowohl ein umfangreiches Faunenmaterial des Pleistozäns und des Altholozäns, als auch einige mesolithische Steinwerkzeuge bergen. Besonders ist dabei hervorzuheben, daß die Funde in Komplexen nach unterschiedlicher horizontaler und vertikaler Position geborgen und getrennt gehalten worden sind, was eine lohnende Bearbeitung möglich machte. Die Komplexe dokumentieren die ökologischen Verhältnisse während verschiedener Stadien der Verfüllung der Höhlenruine. Die einzelnen Teile der Höhle sind zu unterschiedlicher Zeit eingestürzt. Die entstandenen oberflächlichen Hohlformen wurden von oben her mit scharfkantigem hangabwärtskriechendem Dolomitschutt verfüllt. Der Hauptkessel wurde im Pleistozän unter kaltzeitlichen Bedingungen verfüllt, wie die Fauna zeigt. Dem spärlichen Zwischenmittel aus Dolomitsand fehlt jede Humuskomponente. Der nach Nordosten abgehende Höhlenarm „Schwarze Wand" ist wahrscheinlich erst unmittelbar vor Beginn des Holozäns eingestürzt. Die Füllung besteht auch in diesem Teil aus Dolomitschutt, dessen Zwischenmittel allerdings stark humos ist, was zusammen mit den zahlreichen Holzkohleeinlagerungen eine dunkle Sedimentfarbe ergibt. Auf diesen Farbunterschied bezieht sich die Benennung dieses Höhlenteils als „Schwarze Wand", da er bei der Gewinnung des „Bergkieses" als dunkle Abbauwand in Erscheinung trat.

Bei den Faunen aus dem Euerwanger Bühl sind zwei Hauptgruppen zu unterscheiden: Die erste umfaßt eine Großsäugerfauna mit deutlich kaltzeitlichem Charakter aus den tieferen Teilen des mit „Bergkies" verfüllten Höhlensystems.

Vertreten sind folgende Arten:

Mammonteus primigenius	Mammut
Equus remagensis (= *germanicus* praeocc.)	Pferd
Rangifer tarandus	Rentier
Bos primigenius	Ur
Bison priscus	Wisent

Die Bearbeitung dieser Fauna ist durch Prof. Dr. F. Heller, Erlangen, vorgesehen, der einen besonders gut erhaltenen Pferdeunterkiefer aus dieser Fauna bereits in einem anderen Zusammenhang publiziert hat (Heller 1973).

Die zweite Hauptgruppe, die Gegenstand dieser Arbeit ist, besteht aus mehreren Komplexen umfangreicher Kleinfauna (Schnecken und Kleinsäuger), mit nur relativ wenig Großsäugerresten. Diese Fundkomplexe stammen aus dem Würm und besonders dem Altholozän. Hier werden vor allem die Kleinsäugerreste (durch v. K.) und die Gastropoden (durch R.) beschrieben. Diese Untersuchungen sind ein Teil einer umfassenden Studie über die Faunenveränderung an der Pleistozän-Holozän-Grenze. Die Holzkohlenreste aus den Komplexen A2, A1 und R wurden von F. Schweingruber, Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf (Schweiz), nach Holzarten untersucht und die Ergebnisse, die auch an anderer Stelle publiziert werden, sind hier einbezogen. Schon die Holzkohlen könnten Zeugnis der Anwesenheit des frühen Menschen am Euerwanger Bühl sein. Durch Feuersteinabschläge und einige ausgearbeitete Geräte ist menschliche Aktivität mit Sicherheit in den Komplexen C, A2, R VI-II belegt. Die Artefakte lassen sich nach W. Taute, Tübingen, am ehesten zum Beuronien A/B, das heißt dem frühen Mesolithikum, stellen. Diese Kulturstufe wird von Taute (1971) in das Präboreal und frühe Boreal gestellt; damit stehen auch die C^{14}-Datierungen vom Euerwanger Bühl in gutem Einklang, die Herr Forstmeyer im 2. Physikalischen Institut der Universität Heidelberg an Holzkohle durchführen ließ (s. Abb. 8).

Die Fundkomplexe

Die Fundkomplexe H, F, E, D, C, B, A2, A1 und R, in denen die hier behandelten Faunen der 2. Hauptgruppe gefunden werden, stammen nicht aus einem Profil, sondern sind räumlich auf den Nord- und Ostteil der Höhlenruine verteilt (Abb. 1). Die Altersabfolge dieser Komplexe ergibt sich teilweise durch die C^{14}-Datierungen und teilweise aus der Superposition. H wird aus faunistischen Gründen älter als F eingestuft und ist der älteste hier behandelte Komplex. R entspricht zwar in der Höhenlage etwa A, entspricht aber in der Faunenzusammensetzung nur A2 und tieferen Horizonten.

Kleinsäugeranreicherungen in Höhlen oder an Felsen, wie sie am Euerwangerbühl gegeben sind, gehen in der Regel auf Gewölle von Eulenvögeln zurück. Da der Flugbereich einen Umkreis von 5—10 km abdeckt, sind in der Fauna auch die Biotope dieses Gebietes summiert. Gerade durch diese Verwischung von kleinräumigen ökologischen Unterschieden gewinnen diese Gewöllefaunen erheblich an stratigraphischer Aussagekraft.

Bei der quantitativen Auswertung der Kleinsäugerfaunen werden die Mindestzahlen der belegten Individuen-H ä l f t e n angegeben. Das entspricht der Auszählung der M_1 bei Microtinen und eliminiert die Zufälligkeiten der Erhaltung von rechten und linken

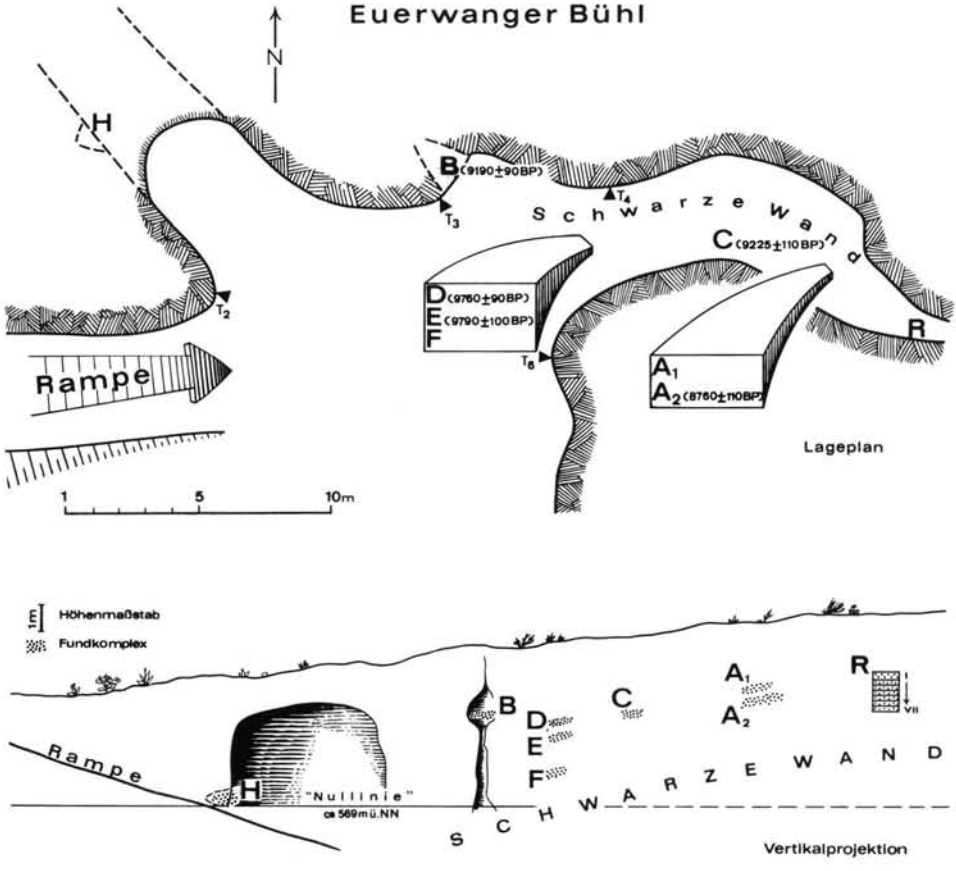


Abb. 1. Euerwanger Bühl bei Greding. Lage der Fundkomplexe in der Planskizze und der Vertikalprojektion der Höhlenruine.

Körperteilen. Auf diese Weise wird besonders bei geringeren Individuenzahlen ein besserer Vergleichswert gewonnen. Quantitativ untereinander vergleichbar sind bei den Aufsammlungen vom Euerwanger-Bühl nur die mittelgroßen Nager, *Clethrionomys*, *Microtus*, *Pitymys* und *Apodemus*, da deren Kiefer ungefähr gleich groß sind und so nahezu die gleiche Chance hatten, gefunden zu werden, während die deutlich größeren Kiefer von *Arvicola* bei der Aufsammlung sicher bevorzugt und die kleineren Kiefer, etwa die von *Sicista*, leichter übersehen wurden.

Auch für die Mollusken wurden auf Grund der in den Proben vorhandenen Gehäusefragmente versucht, die Mindestzahlen der nachzuweisenden Individuen zu bestimmen. Vergleichbare Werte ergaben sich jedoch nur innerhalb der einzelnen Fundkomplexe, da das Material auf verschiedene Weise gewonnen wurde. So sind in Fundkomplex A die Kleinschnecken deutlich unterrepräsentiert, da hier die Proben nur oberflächlich abgesammelt wurden. In Komplex R, wo das Material geschlämmt worden ist, erreichen diese Formen einen viel größeren Anteil.

Bei der „malakozoologischen" Analyse werden für die einzelnen Schichten in Anlehnung an Ložek (1964) Molluskenspektren aufgestellt. Dabei werden die einzelnen Arten — wie in der Artenliste (Tab. 6) — nach ihren ökologischen Ansprüchen gruppiert und die Anteile dieser ökologischen Gruppen an der Gesamtfauna prozentual ausgewiesen. In den Molluskenspektren der Arten bildet die jeweilige Gesamtzahl der Arten die Basis, in den Molluskenspektren der Individuen die Gesamtindividuenzahl aus der betreffenden Schicht (Abb. 3 u. 4).

Danebengestellt werden Molluskenspektren der Arten bzw. Individuen, bei denen die Mollusken nach ihrer biostratigraphischen Bedeutung in Gruppen zusammengefaßt worden sind (Abb. 5 u. 6). Die Zuordnung zu den drei in Frage kommenden Gruppen ist der Artenliste zu entnehmen, wo dafür folgende Signaturen zur Verwendung kommen:

! : Arten, die für feucht-warme Klimaabschnitte bezeichnend sind.

* : Arten, die für trockene und warme Klimaabschnitte bezeichnend sind (pontische und mediterrane Arten).

o : Arten, die klimatischen Gegebenheiten gegenüber mehr oder weniger indifferent sind.

Komplex H

In der nördlichen Seitenhöhle zwischen T_2 und T_3 fand sich in einer Nische der westlichen Wand, etwa in der Höhenlage der von Herrn Forstmeyer angelegten „Nullinie", eine umfangreiche Knochenanreicherung, die ausschließlich von Kleinsäugern stammte. Schnecken sind in diesem Komplex nicht überliefert. Die Knochen lagen zum Teil an der Oberfläche, zum Teil im liegenden Dolomitsand. Die Farbe der Knochen ist grau und ähnelt der der pleistozänen Komplexe der ersten Hauptgruppe.

Die Kleinsäugerreste dürften aus Gewöllen stammen. Es muß sich um einen großen Eulenvogel gehandelt haben, da mehrere *Arvicola*-Schädel unzerdrückt erhalten sind.

In der Fauna, die vorwiegend aus Nagetieren besteht, fehlen auffallenderweise die Insektivoren. Diese beiden Besonderheiten lassen den Uhu *(Bubo bubo)* und die Sumpfohreule *(Asio flammeus)* als Verursacher dieser Gewölleanreicherung in Frage kommen. Jánossy (1970) weist darauf hin, daß *Arvicola* in Uhugewöllen häufiger ist als in denen anderer Eulen. Prof. E. von Lehmann, Bonn, verdanken wir den Hinweis, daß auch in den Gewöllen der Sumpfohreule *Arvicola* reichlich und nach seinen Beobachtungen mit völlig intakten Schädeln erhalten ist (s. a. Kumerloeve 1968).

Tabelle 1

Euerwanger Bühl. Faunenzusammensetzung im Komplex H.

Mammalia		
Myotis bechsteinii	4	Individuenhälften
Ochotona pusilla	4	
Lepus sp.	1	
Clethrionomys glareolus	6	3 %
Arvicola terrestris	30	
Microtus arvalis-agrestis	103	58 %
Microtus gregalis	40	23 %
Microtus oeconomus	29	16 %
Sicista sp.	1	
Mustela nivalis	2	
		100 % (n = 178)

Der Artbestand umfaßt hauptsächlich Nagetiere. Am häufigsten sind Reste der *Microtus arvalis-agrestis*-Gruppe, die zum überwiegenden Teil aus *Microtus arvalis* besteht. Das läßt sich daraus schließen, daß von den beiden für *M. agrestis* typischen Unterscheidungsmerkmalen, nämlich der Ausbildung eines zweiten Innenprismas am M^2 sowie der Lage des Foramen mandibulae mitten auf dem Knochenwulst (GAFFREY 1952), nur das erste in wenigen Ausnahmefällen beobachtet werden konnte. Wenn bei beiden Merkmalen auch Ausnahmen vorkommen, so liegt doch zumindest ein erhebliches Übergewicht von *Microtus arvalis* vor. In der Häufigkeit folgen die übrigen Wühlmäuse: *Microtus gregalis, M. oeconomus, Arvicola* und sehr untergeordnet *Clethrionomys.*

Die Fauna aus Komplex H kann als kaltzeitlich angesprochen werden, da *Microtus gregalis* mit einem so hohen Prozentsatz und *Arvicola* in der für die letzte Kaltzeit typischen Großform vorliegen (vgl. S. 161). Dieses Bild bekräftigen die Belege von *Sicista* und *Ochotona* sowie der Anteil von *Microtus oeconomus* von mehr als 10 %.

Diese Art kommt zwar ebenso wie *Sicista* als Reliktform auch noch im Postglazial vor, erreicht dort aber nur einen wesentlich geringeren Anteil (z. B. Burghöhle Dietfurt 12 a: weniger als 2 %). Umgekehrt verhält sich der quantitative Anteil von *Clethrionomys.* Diese Art tritt zwar in geeigneten Biotopen mit geringen Individuenzahlen auch während der Kaltzeiten auf, wird aber erst mit der postglazialen Klimaverbesserung zusammen mit *Apodemus* häufig und damit zur Leitform. Diese kaltzeitliche Fauna stammt aus einem relativ feuchten Biotop, wie der hohe Anteil von *Arvicola* und *Microtus oeconomus* vermuten läßt. Eine stratigraphische Einstufung wird auf S. 175 gegeben.

Komplex F

Als „Schwarze Wand" wird, wie schon erwähnt, die Verfüllung eines ehemaligen Höhlenarmes bezeichnet, der vom Hauptraum nach Nord-Osten abgeht. Die Bezeichnung bezieht sich auf die starke Humusinfiltration der Füllsedimente. Am Eingang dieses Höhlenteils fanden sich inmitten dieser Verfüllung drei Faunenakkumulationen übereinander, die vom Liegenden zum Hangenden mit F, E und D bezeichnet wurden. Der hier zunächst behandelte Komplex F lag etwa 1,3 m über der „Nullinie". Nach den Angaben von Herrn Forstmeyer fanden sich in F der Schädel und zahlreiche Skeletteile eines Rothirsches. Auffallenderweise lag der Schädel so, daß die Geweihe im Sediment nach oben standen, woraus zu schließen ist, daß das Tier hier am Grunde des offenen, zu dieser Zeit etwa 5 m tiefen Schachtes verendete. Das Höhlendach war also zu dieser Zeit im Bereich der „Schwarzen Wand" schon weitgehend eingestürzt. Die Kleinsäuger aus diesem Komplex sind wohl wieder durch Gewölle angereichert worden. Die Zusammensetzung dieser Fauna hat sich gegenüber Komplex H entscheidend verändert. Trotz der geringen Menge des Materials

zeigt sich deutlich, daß einerseits alle Arten der glazialen Fauna fehlen und andererseits die wärmeliebenden Arten der postglazialen Faunen bereits dominieren. Neu hinzugekommen ist *Apodemus* und *Pitymys subterraneus*. Der Anteil von *Clethrionomys* ist gegenüber H von 3 auf über 50 % angestiegen und zeigt, daß keinerlei glaziale Einflüsse mehr geherrscht haben.

Da im Komplex F bereits eine rein holozän geprägte Fauna vorliegt, ist der Abschluß des Faunenaustausches am Ende des letzten Glazials zwischen den Komplexen H und F anzusetzen. Nach der C^{14}-Datierung der überlagernden Komplexe E und D, die beide in die erste (ältere) Hälfte des 10. Jahrtausends BP fallen, ergibt sich, daß der Komplex F eine besonders frühe Fauna nach diesem Austausch darstellt. Faunistisch könnte man diese Einstufung nicht so scharf eingrenzen. *Pitymys subterraneus* und die Schnecke *Discus ruderatus* lassen das Alter nur auf Alt- und Mittelholozän eingrenzen.

Tabelle 2

Euerwanger Bühl. Faunenzusammensetzung im Komplex F.

Gastropoda		
Discus ruderatus	1	Exemplar
Clausilia dubia	1	
Bradybaena fruticum	1	
Anura indet.		
Amphibia indet.		
Reptilia		
Natrix sp.		
Anguis fragilis		
Aves indet.		
Mammalia		
Sorex araneus	6	Individuenhälften
Sorex minutus	1	
Talpa europaea	1	
Chiroptera indet.		
Clethrionomys glareolus	16	53 %
Arvicola terrestris	1	
Pitymys subterraneus	3	10 %
Microtus arvalis-agrestis	5	17 %
Apodemus flavicollis	2	7 %
Apodemus sylvaticus	4	13 %
Mustela nivalis	2	
Cervus elaphus	2	
		100 % (n = 30)

Da die artliche Zusammensetzung von Komplex F fast der von C entspricht, dieser aber wesentlich individuenreicher ist, sollen die faunistischen Besonderheiten gemeinsam besprochen werden. Die Schneckenfauna ist im Komplex F sehr spärlich und enthält nur je ein Exemplar von *Bradybaena fruticum, Clausilia dubia* und der für das Altholozän typischen Art *Discus ruderatus*.

Komplexe E und D

Die Komplexe E und D wurden 1—2 m über dem Komplex F und damit 2,5—3,5 m über der „Nullinie" aufgesammelt. Etwa 3 m weiter nordöstlich wurde Komplex C in den gleichen, Holzkohle führenden Lagen aufgesammelt. Während die Großfauna mehr oder weniger getrennt gehalten wurde, ist die Kleinfauna der drei Komplexe möglicherweise vermischt worden. Zum vorwiegenden Teil stammt die Kleinfauna jedoch sicher aus C.

Der dadurch entstandene Informationsverlust ist zwar bedauerlich, aber da alle drei Komplexe nach den C^{14}-Datierungen innerhalb des 10. Jahrtausends BP liegen, kann man diesen Sammelkomplex durchaus noch zur Klärung der Faunenentwicklung des Altholozäns heranziehen.

An Großsäugern lieferten die Komplexe E und D

Canis lupus	Wolf
Meles meles	Dachs
Cervus elaphus	Rothirsch
Capreolus capreolus	Reh
Bos primigenius	Ur

Der Wolf *(Canis lupus)* im Komplex D ist durch den linken Unterkiefer eines Jungtieres kurz vor dem Zahnwechsel belegt. Der Eckzahn sowie die drei Molaren sind im Kiefer bereits ausgebildet aber noch nicht herausgeschoben. Die Länge des herauspräparierten unteren ersten Molaren beträgt 27,1 mm und liegt damit im Variationsbereich des Wolfes.

Der Dachs *(Meles meles)* ist durch einen Eckzahn und der Hirsch *(Cervus elaphus)* durch einige Molaren sowie das Fragment einer Abwurfstange belegt. Die Aufnahme des Rehs *(Capreolus capreolus)* in die Faunenliste beruht auf einer mündlichen Mitteilung von Prof. HELLER, Erlangen, an den Ausgräber. Uns haben für diese Art keine Belege vorgelegen. Vom Ur *(Bos primigenius)* sind drei Schneidezähne und ein Prämolar vorhanden. In die Faunenliste wurde das Rentier *(Rangifer tarandus)* nicht aufgenommen, da die beiden Molaren, die angeblich aus Komplex D stammen, sich in der Erhaltung von dem übrigen Material erheblich unterscheiden und dem der pleistozänen Komplexe entsprechen. Da in keiner der neuen, mit exakten Methoden gegrabenen Stationen Süddeutschlands ein Nebeneinander von Reh und Rentier im Altholozän beobachtet werden konnte, scheint hier eine Verwechslung wahrscheinlicher als ein Wiederauftreten von *Rangifer* zusammen mit *Capreolus*. Bei einem Teil der Großsäuger kann es sich um die Jagdbeute des Menschen handeln. Diesen Zusammenhang machen die Funde von Artefakten sowie die Konzentrationen von Holzkohle wahrscheinlich. Der Kiefer des jungen Wolfes lag nach Angaben des Finders nahe einer solchen „Feuerstelle".

Komplex C

Die Kleinfauna stammt wiederum aus Gewöllen. Wie oben schon erwähnt wurde, ist nicht auszuschließen, daß einige der hier aufgeführten Funde aus den Fundkomplexen D und E stammen.

Es handelt sich hier wie im Komplex F um eine reine Holozän-Fauna, die sich grundsätzlich von derjenigen des Komplexes H unterscheidet. Wie in F ist *Clethrionomys* am häufigsten. Sie wird von anderen holozänen Leitarten wie *Apodemus sylvaticus, A. flavicollis* und *Pitymys subterraneus* begleitet. Innerhalb der *Microtus arvalis-agrestis*-Gruppe hat sich das Häufigkeitsverhältnis gegenüber H auffallend verschoben. *Microtus agrestis* scheint hier etwa gleich häufig wie *M. arvalis* vertreten zu sein.

Besonderes Augenmerk verdienen die *Arvicola*-Reste. Metrisch sind die aus Komplex C — ebenso wie die aus Komplex A2 — deutlich kleiner als aus dem kaltzeitlichen Komplex H. Das bezieht sich nicht nur auf die Abmessungen des M_1 (Abb. 2), sondern generell auch auf die Langknochen, die allerdings wegen der unterschiedlichen Wachstumsstadien schlechter zu vermessen sind. Es ist nicht das erste Mal, daß ein starker Größenunterschied zwischen *Arvicola*-Resten aus dem letzten Glazial und dem Postglazial beobachtet wurde. Während JÁNOSSY (1959) hier eine innerartliche Größenverschiebung sieht, nimmt STORCH (1973, 1974) zwei unterschiedliche Arten an, wozu er vor allem mor-

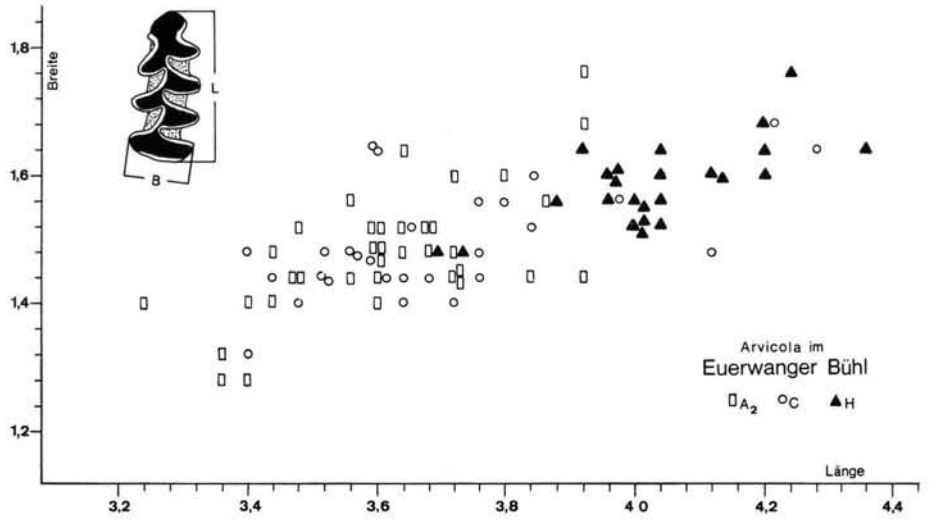


Abb. 2. Euerwanger Bühl. *Arvicola terrestris*, Längen/Breiten Diagramm der M_1 aus dem jungpleistozänen Komplex H und den altholozänen Komplexen C und A 2.

phologische Merkmale heranzieht. Die kaltzeitliche Großform bezeichnet er *A. antiquus* Pomel 1853, die postglaziale Kleinform stellt er zur rezenten *A. terrestris* L. 1758.

Tabelle 3

Euerwanger Bühl. Faunenzusammensetzung im Komplex C (mit D und E ?)

Gastropoda		
Bradybaena fruticum	1	Exemplar
Reptilia		
Natrix natrix		
Anguis fragilis		
Aves indet.		
Mammalia		
Sorex araneus	7	Individuenhälften
Talpa europaea	9	
Chiroptera indet.		
Clethrionomys glareolus	56	46 %
Arvicola terrestris	36	
Pitymys subterraneus	7	6 %
Microtus arvalis-agrestis	51	42 %
Apodemus flavicollis	3	2 %
Apodemus sylvaticus	5	4 %
Muscardinus avellanarius	3	
Mustela nivalis	2	
		100 % (n = 121)

Von den Unterscheidungsmerkmalen werden hier die des Unterkiefers hervorgehoben, da sie am vorliegenden Material überprüft werden können. Die Form des Vorderlobus variiert bei *Arvicola* erheblich, Storch betont, daß linguale und labiale Kanten am Vorderlobus für „*antiquus*" kennzeichnend sind, während sie in postglazialem Material nur

sehr selten auftreten. Bei dem vorliegenden Material konnten Kanten sowohl im Komplex H als auch in gleicher Ausprägung und ähnlicher Häufigkeit in den postglazialen Komplexen C und A2 beobachtet werden. Die Kantenausbildung, die unabhängig von der Zahnlänge vorhanden ist, läßt keine Unterscheidung der Populationen zu und ist damit k e i n Beweis für eine genetische Isolierung.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal wird für den Unterkiefer angegeben. Die Form des Processus articularis ist bei *„antiquus"* gestreckt, während sie bei *„terrestris"* eingeknickt ist (vgl. STORCH 1974, Abb. 4). Dies Merkmal erweist sich deutlich als größenabhängig. So zeigen Unterkiefer mit langen M_1 die gestreckte Form, Unterkiefer mit kurzem M_1 eine stark geknickte Form. Da die durchschnittliche Kiefergröße in H höher liegt als in C und A2, ist die gestreckte Form dort zwar häufiger, da sich aber in C und A2 die gleiche Tendenz abzeichnet, ist dieser Unterschied nicht grundsätzlich, sondern nur graduell. Dazu paßt die Beobachtung von STORCH (1974, 351) bestens, daß bei rezentem süddeutschem Material, das im Durchschnitt von größeren Individuen stammt als das aus dem Altholozän, wieder eine Annäherung an die Form von *„antiquus"* zu beobachten ist.

Durch die Feststellung, daß die Kantenbildung sich in den hier behandelten Komplexen H einerseits und C und A2 andererseits nicht grundsätzlich unterscheidet, und daß die Form des Processus articularis eine Funktion der Größe darstellt, ist es unmöglich, die kaltzeitliche Großform und die postglaziale Kleinform als genetisch unabhängige Arten einander gegenüberzustellen. Ein Nebeneinander beider Arten in allen Komplexen würde nach der Größenverteilung der M_1 (Abb. 2) erfordern, daß beide Arten an der Pleistozän-Holozän-Grenze eine gleichsinnige Größenverschiebung erfahren, was aber höchst unwahrscheinlich sein dürfte.

Wenn sich hier unseres Erachtens nach auch keine genetische Isolierung feststellen läßt, weswegen eine Unterscheidung im Artniveau zu unterbleiben hat, so ist damit keineswegs gesagt, daß die Umbildung von der glazialen Großform zur postglazialen Kleinform innerhalb einer Population am Ort stattgefunden haben muß. Es erscheint durchaus möglich, daß die Faunenverschiebungen am Ende des Glazials das Einwandern neuer Rassen bewirkten, nur war die genetische Isolierung nicht so vollständig, daß die Merkmale der Großform, wie die Kantenbildung am Vorderlobus des M_1, nicht weitergegeben werden konnten. Es scheint, daß die ökologischen Verhältnisse, die während des letzten Glazials in Süddeutschland große Varianten von *A. terrestris* begünstigten, im Altholozän den kleinen den Vorteil gaben.

K o m p l e x B

An der Nordwand des als „Schwarze Wand" bezeichneten ehemaligen Höhlenarmes ist eine senkrechte Kluft durch Auslaugung zu einer Spalte erweitert. In ihrem oberen Teil, etwa 3,5 m über der „Nullinie", bildet sie sogar eine kleine Höhlung aus. Hier fanden sich die Faunenreste des Komplexes B. In der Tiefe der Spalte wurden weitere Faunenreste aufgesammelt. Da sie sich jedoch als stratigraphisch uneinheitlich herausstellten, können sie hier übergegangen werden.

Das C^{14}-Datum dieser kleinen Fauna beträgt 9190 ± 90 BP. Damit gehört diese Fauna in das Präboreal. Der altholozäne Charakter zeichnet sich in der Kleinsäugerfauna, die wohl ebenfalls Gewöllen entstammt, sehr deutlich ab. *Clethrionomys* und *Apodemus* sind vorhanden. Rein glaziale Faunenelemente fehlen. Bei dem einzigen Relikt aus der pleistozänen Fauna, dem Hamster *(Cricetus cricetus)*, handelt es sich um eine sehr anpassungsfähige Art, die in Süddeutschland und in der Schweiz stellenweise auch noch als Mitglied altholozäner Faunen angetroffen wird.

Tabelle 4

Euerwanger Bühl. Faunenzusammensetzung im Komplex B

Gastropoda		
Bradybaena fruticum	8	Exemplare
Euomphalia strigella	4	
Pisces indet.	1	Wirbel
Amphibia indet.		
Reptilia		
Natrix natrix		
Natrix tesselata		
Elaphe sp.		
Coronella sp.		
Anguis fragilis		
Aves indet.		
Mammalia		
Sorex araneus	11	Individuenhälften
Talpa europaea	3	
Barbastella barbastellus		
Myotis sp.		
Plecotus auritus		
Lepus sp.		
Cricetus cricetus	1	
Clethrionomys glareolus	1	7 %
Arvicola terrestris	9	
Microtus arvalis-agrestis	4	60 %
Apodemus flavicollis	4	27 %
Apodemus sylvaticus	1	7 %
Vulpes vulpes	1	
		101 % (n = 15)

Die Fledermausreste müssen altersmäßig nicht unbedingt mit dem C^{14}-Datum übereinstimmen. Dem Dolomitsand, in dem die Tierreste oberflächlich eingebettet waren, fehlt eine Abdeckung durch jüngere Sedimente, so daß die Fledermausreste auch aus späterer Zeit stammen können.

Komplex A

Der Fundkomplex A liegt im hinteren Teil der „Schwarzen Wand". Er befindet sich etwa 4 bis 4,5 m über der „Nullinie" und wurde in einen unteren Abschnitt A2 und einen oberen Abschnitt A1 unterteilt. Für A2 liegt eine C^{14}-Datierung mit 8790 ± 110 BP vor. Auf Grund der Gliederung des Holozäns von Tauber (1970) gehört A2 damit bereits in das Boreal. Die zeitliche Einstufung von A1, das A2 ohne erkennbare Sedimentationsunterbrechung überlagert, wird weiter unten diskutiert.

Der Artenbestand an Säugetieren ist in A2 und A1 rein holozän geprägt und enthält keinerlei kaltzeitliche Reliktarten. Im Unterschied zu den Komplexen C und F ist hier mit *Crocidura leucodon* eine weitere holozäne Leitart vertreten. Grundsätzlich sind jedoch im Artenbestand bei einem Vergleich mit den älteren holozänen Komplexen keine wesentlichen Veränderungen zu erkennen. Feststellen läßt sich nur eine gewisse Verschiebung in der quantitativen Verteilung der mittelgroßen Nager: während *Clethrionomys* in F und C noch einen Anteil von 50 % und mehr erreicht, geht ihr Anteil in A2, und noch stärker in A1, bedeutend zurück. Gleichzeitig nimmt der Anteil von *Apodemus flavicollis* zu, während derjenige von *Apodemus sylvaticus* stets gering bleibt.

Den relativ geringfügigen Veränderungen innerhalb der Säugetierfaunen des Komplexes A steht ein starker Wandel in den Gastropodenfaunen gegenüber. In A2 liegt eine klassische „*Discus ruderatus*-Fauna" vor, in der *Discus rotundatus* nur vereinzelt eingestreut ist. In A1 dagegen sind beide Arten gleich häufig und es hat den Anschein, daß hier das plötzliche Zurückgehen der sibirisch-asiatischen Waldart *Discus ruderatus* belegt ist, das Ložek (1964) für die ČSSR zwischen dem älteren und jüngeren Atlantikum ansetzt und für das Ant (1965) zunehmende Wärme und Feuchtigkeit im Atlantikum und möglicherweise auch die Konkurrenz neu einwandernder süd- und westeuropäischer Formen verantwortlich macht.

Tabelle 5

Euerwanger Bühl. Vertebratenfauna in den Komplexen A 2 und A 1

	A 2		A 1	
Amphibia indet.	+			
Reptilia				
Natrix natrix	+		+	
Natrix tesselata	+			
Coronella sp.	+			
Elaphe sp.	+			
Aves indet.	+			
Mammalia				
	Individuenhälften			
Sorex araneus	1			
Crocidura leucodon-russula	8		2	
Talpa europaea	9		2	
Chiroptera indet.	+		+	
Clethrionomys glareolus	89	30 %	4	8 %
Arvicola terrestris	37		3	
Pitymys subterraneus	1	0,3 %	6	12 %
Microtus arvalis-agrestis	143	48 %	22	42 %
Apodemus flavicollis	60	20 %	20	38 %
Apodemus sylvaticus	7	2 %	—	
Glis glis	—		1	
		100 % (n = 300)		100 % (n = 52)

Es erscheint sehr fraglich, ob diese auf die ČSSR bezogene Zeitmarke auch für Süddeutschland gültig ist. Es wurde oben schon erwähnt, daß zwischen A2, das in das frühe Boreal zu stellen ist, und dem überlagernden Abschnitt A1 keine Sedimentationslücke zu erkennen war. Eine solche Sedimentationspause, die im vorliegenden Fall etwa eineinhalb Jahrtausende umfassen müßte, wäre schon aus topographischen Gründen unwahrscheinlich, da sich eine offene Hohlform, wie sie die „Schwarze Wand" zu jener Zeit bildete, kontinuierlich und schnell verfüllt. Damit ist ein größerer Altersunterschied zwischen A2 und A1 auszuschließen.

Zur Zeit ist noch nicht abzusehen, ob hier lokale Veränderungen in der Gastropodenfauna stratigraphische Zonierungen größeren Ausmaßes vortäuschen oder ob man in gewissen süddeutschen Gebieten mit einem früheren Verschwinden von *Discus ruderatus* rechnen muß, als es Ložek für die ČSSR festgestellt hat.

In der Schneckenfauna des Abschnittes A2 sind zwei Arten ausgesprochen dominant: *Discus ruderatus* und die Schließmundschnecke *Clausilia dubia*. Die letztere Art dürfte in großer Zahl die Felsen der „Schwarzen Wand" besiedelt haben.

Im Artenbestand fällt eine größere Zahl xero- und thermophiler und meist offenes Gelände bevorzugender Formen auf. Hierher gehören *Cochlicopa lubricella, Abida fru-*

Tabelle 6

Euerwanger Bühl. Gastropodenfauna der Komplexe A und R

Euerwanger Bühl	Komplex A A 2	A 1	R VII	R VI	R V	Komplex R R IV	R III	R II	R I
1. Wald									
! *Acanthinula aculeata*	1	—	—	1	6	13	11	—	—
! *Aegopinella pura*	—	2	—	1	—	17	16	2	—
! *Cochlodina laminata*	2	—	—	—	—	—	—	—	—
° *Discus ruderatus*	ca. 200	10	102	215	226	627	520	87	88
! *Ena obscura*	5	2	—	—	3	22	18	—	—
! *Helicodonta obvoluta*	4	3	—	—	—	—	—	—	—
! *Isognomostoma isognom.*	—	3	—	—	—	—	—	—	—
! *Monachoides incarnata*	1	3	—	—	—	1	—	—	—
° *Vertigo pusilla*	—	—	—	1	7	6	5	—	—
	ca. 213 (37,0 %)	23 (21,1 %)	102 (25,7 %)	218 (42,4 %)	242 (39,1 %)	686 (41,5 %)	570 (34,1 %)	89 (56,3 %)	88 (72,7 %)
2. Wald, Gebüsch, Waldsteppe und offene, mehr oder weniger feuchte Standorte									
! *Aegopinella nitens/minor*	20	8	—	—	—	54	23	15	12
° *Bradybaena fruticum*	13	6	2	5	6	4	4	—	1
! *Cepaea hortensis*	—	—	—	—	—	1	1	—	—
! *Discus rotundatus*	4	10	—	—	—	2	2	—	1
° *Helicigona arbustorum*	—	—	1	1	2	1	2	1	1
! *Limax cinereoniger*	8	12	—	3	20	13	21	7	—
° *Vitrea crystallina*	—	—	—	—	—	—	10	—	—
	45 (7,8 %)	36 (33,0 %)	3 (0,7 %)	9 (1,7 %)	28 (4,5 %)	75 (4,5 %)	63 (3,8 %)	23 (14,6 %)	15 (12,4 %)
3. Steppe und Felssteppe									
° *Abida frumentum*	4	2	6	4	5	14	22	1	—
* *Cecilioides acicula*	—	—	—	—	—	1	—	—	—
° *Chondrula tridens*	1	—	2	5	1	3	2	—	—
* *Helicella obvia*	1	—	—	—	—	—	—	—	—
* *Zebrina detrita*	2	—	—	—	—	2	1	—	—
	8 (1,4 %)	2 (1,9 %)	8 (2,2 %)	9 (1,7 %)	6 (1,0 %)	20 (1,2 %)	25 (1,5 %)	1 (0,6 %)	—

4. Offenes Gelände									
° *Euomphalia strigella*	6	10	—	2	9	22	24	7	1
° *Pupilla muscorum*	—	—	1	—	—	—	—	—	—
° *Truncatellina cylindrica*	—	—	—	5	2	1	1	—	—
° *Vallonia costata*	24	1	101	80	94	225	227	1	4
° *Vallonia excentrica*	—	—	—	1	—	1	2	—	—
° *Vallonia pulchella*	—	—	3	—	2	6	5	—	—
° *Vertigo pygmaea*	—	—	3	—	2	2	—	—	—
	30 (5,2 %)	11 (10,1 %)	108 (27,2 %)	88 (17,1 %)	109 (17,6 %)	257 (15,5 %)	259 (15,5 %)	8 (5,1 %)	5 (4,1 %)
5. Offenes und bewaldetes Gelände (trocken)									
° *Cochlicopa lubricella*	21 (3,7 %)	1 (0,9 %)	3 (0,7 %)	10 (1,9 %)	16 (2,6 %)	45 (2,7 %)	36 (2,0 %)	1 (0,6 %)	1 (0,8 %)
6. Offenes und bewaldetes Gelände (mäßig feucht)									
° *Abida secale*	—	—	—	1	—	3	—	—	—
° *Clausilia dubia*	ca. 200	17	115	93	119	264	224	33	3
° *Euconulus fulvus*	1	—	—	3	2	9	5	—	—
! *Helicigona lapicida*	1	1	—	—	—	—	—	—	—
° *Limacidae* (kleine Arten)	8	2	40	65	44	75	112	—	1
° *Nesovitrea hammonis*	26	—	7	3	17	63	44	1	6
° *Punctum pygmaeum*	1	—	4	4	5	5	5	—	—
° *Trichia hispida*	2	—	—	2	4	3	2	—	1
° *Vitrea contracta*	6	16	3	1	5	101	252	2	1
° *Vitrina pellucida*	1	—	—	—	1	6	3	—	—
	246 (42,8 %)	36 (33,0 %)	169 (42,5 %)	172 (33,4 %)	197 (31,9 %)	529 (32,0 %)	647 (38,6 %)	36 (22,8 %)	12 (10,0 %)
7. Offenes und bewaldetes Gelände (feucht)									
! *Carychium tridentatum*	—	—	—	5	4	14	8	—	—
° *Succinea oblonga*	—	—	1	—	—	—	—	—	—
° *Nesovitrea petronella*	12	—	2	—	—	—	—	—	—
	12 (2,1 %)	—	3 (0,7 %)	5 (1,0 %)	4 (0,7 %)	14 (0,8 %)	8 (0,5 %)	—	—
8. Sehr feuchte bis nasse Standorte									
° *Carychium minimum*	—	—	1 (0,3 %)	4 (0,8 %)	16 (2,6 %)	28 (1,7 %)	68 (4,0 %)	—	—
Individuenzahl (= 100 %)	575	109	397	515	618	1654	1676	158	121
Artenzahl	27	18	18	24	25	34	31	12	13

mentum, Chondrula tridens, Vitrea contracta und *Euomphalia strigella.* Daneben finden sich Waldschnecken, die durch eine Reihe wenig anspruchsvoller Arten wie *Acanthinula aculeata, Discus rotundatus, Cochlodina laminata, Ena obscura, Limax cinereoniger, Aegopinella* sp. und *Monachoides incarnata* vertreten sind. Eine ausgesprochen wärmeliebende, südliche Waldart ist *Helicodonta obvoluta.*

Das Artenspektrum weist auf einen relativ trockenen, mit freien Flächen durchsetzten Waldbiotop hin, in dem sowohl die offenes Gelände bevorzugenden Arten als auch die Waldformen ausreichende Lebensbedingungen vorfanden.

Problematisch ist das Vorkommen einiger Arten, die offenbar erst im späten Holozän feste Bestandteile der mitteleuropäischen Malakofauna geworden sind und die in altholozänen Sedimenten bisher noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten. In erster Linie gilt dies für die mediterrane Art *Zebrina detrita,* aber auch für die im weitesten Sinne pontische *Helicella obvia.* Nach Ložek (1964) treten diese beiden xerothermen Schnecken in Mitteleuropa frühestens im Jungholozän auf, so daß ihr Vorkommen in den altholozänen Ablagerungen des Euerwanger Bühls auf nachträgliche Verlagerung von Gehäusen in tiefere Schichten zurückgeführt werden müßte. Wenn diese Möglichkeit auch durchaus besteht, so finden wir doch andererseits in Höhlenablagerungen im Gebiet der Schwäbischen Alb, die borealen Alters sind (Falkenstein bei Thiergarten, Haesslein 1952; Burghöhle bei Dietfurt, Rähle unveröff.), mit *Truncatellina callicratis* und *Jaminia quadridens* mediterrane Faunenelemente in der süddeutschen Fauna vor, die viel anspruchsvoller sind als die obengenannten Arten und die heute in Deutschland überhaupt nicht mehr oder nur noch an Wärmeinseln vorkommen. Alle diese Befunde könnten Indizien für einen offenbar sehr warmen und trockenen, wenn auch nur kurzen Klimaabschnitt im Boreal sein. Für diese Ansicht spricht auch die Tatsache, daß *Zebrina detrita* am Euerwanger Bühl nicht nur in Komplex A, sondern auch innerhalb des gleichaltrigen Komplexes R auftritt (s. S. 173).

Neben der Anwesenheit besonders wärmeliebender Formen ist für A2 das relativ zahlreiche Auftreten der heute nordeuropäisch-sibirischen Art *Nesovitrea petronella* besonders beachtenswert. *Nesovitrea petronella* hat sich im Laufe des Holozäns aus den Niederungen Mitteleuropas in die höheren Lagen der Alpen und die Gipfellagen der Mittelgebirge zurückgezogen und ist heute in unserem Gebiet ein ausgesprochen boreoalpines Faunenelement. Hier läßt sich eine Parallele zur Verbreitungsgeschichte von *Discus ruderatus* aufzeigen, einer Art, die im heutigen Mitteleuropa ebenfalls ein borealpines Faunenelement darstellt, im Altholozän Mitteleuropas jedoch ein geschlossenes Verbreitungsareal besaß, das erst im Laufe des Holozäns durch klimatische Veränderungen disjungiert wurde (Ant 1965).

Die Gastropodenfauna von A1 zeigt gegenüber derjenigen von A2 trotz einer gewissen Ähnlichkeit in den Molluskenspektren (Abb. 3) einige markante Unterschiede:

1. Die sibirische Waldart *Discus ruderatus* und der subatlantische *Discus rotundatus* sind gleichhäufig. Eine ausgesprochene Dominanz der ersteren ist nicht festzustellen.
2. Unter den Waldarten befinden sich in A1 mit *Isognomostoma isognomostoma* eine ausgesprochen hygrophile Form.
3. Das quantitative Verhältnis der beiden ökologischen Gruppierungen — Waldformen einerseits und Formen, die offenes Gelände bevorzugen andererseits — hat sich erheblich verschoben. Der Anteil der Waldarten steigt von nicht ganz $^1/_4$ in A2 auf $^1/_3$ in A1 an, während der Anteil der offenes Gelände bevorzugenden Arten von $^1/_4$ auf ca. $^1/_6$ des Artenbestandes zurückgeht (Abb. 3). Besonders deutlich wird der Unterschied dann, wenn man die wärme- und feuchtigkeitsliebenden Holozän-Arten den mehr oder weniger indifferenten Formen gegenüberstellt wie das in Abb. 5 getan wurde. Auf erstere

entfallen in A1 42,7 % der ausgezählten Individuen (gegenüber 8 % in A2) und rund 50 % der Arten (gegenüber 33,3 % in A2).

4. Ein letzter Unterschied liegt darin, daß in A1 mediterrane Faunenelemente, wie sie in A2 auftraten und deren Zugehörigkeit zur altholozänen Fauna — wie oben erwähnt — zumindest für wahrscheinlich gehalten wird, völlig fehlen (Abb. 5).

Insgesamt läßt sich aus der Zusammensetzung der Molluskenfauna und dem Vergleich mit derjenigen von Abschnitt A2 auf eine deutliche Feuchtigkeitszunahme und damit zusammenhängend auf stärkere Bewaldung zur Zeit der Ablagerung des Abschnittes A1 schließen.

Die Analyse der Holzkohlenreste belegt die folgenden Holzarten: *Pinus, Quercus, Acer, Ulmus, Corylus, Pumoideae, Rhamnus, Betula* und *Salix*. Sowohl in A2 wie in A1 dominiert *Pinus* mit weit mehr als 50 % (vgl. Abb. 7).

Komplex R

Im hintersten Teil der „Schwarzen Wand" wurde im Sommer 1973 eine Nachgrabung mit Tübinger Studenten angesetzt. Sie sollte den Hiatus zwischen A2 und A1 graduell erfassen helfen und so einer besseren Untersuchung zugänglich machen. In einem randlich stehengebliebenen Block konnten allerdings nur noch Sedimente erfaßt werden, die nach ihrem Faunencharakter dem Abschnitt A2 aus Komplex A und tieferen Lagen entsprechen. Dieser Sedimentblock wurde, da er keinerlei sedimentologische Unterschiede zeigte, in horizontalen Lagen von 20 cm Dicke abgetragen, wobei die oberste Abtragung (ausnahmsweise 30 cm umfassend) als R I, die unterste als R VII bezeichnet wurde.

Tabelle 7
Euerwanger Bühl. Vertebratenfauna im Komplex R (R VII — R I)

	R VII	R VI	R V	R IV	R III	R II	R I
Amphibia indet.	+	+	+	+	+	+	+
Reptilia							
Natrix natrix	+	+	+	+	+	+	+
Coronella sp.		+				+	
Anguis fragilis	+	++	+	+	+		
Mammalia							
Erinaceus europaeus				1	1		
Sorex araneus	1		3	3	3	2	
Sorex minutus			1	3	1		
Crocidura leucodon-russula			3	4	7		
Talpa europaea	1	2	2+21*)	4+14*)	7	1	1
Clethrionomys glareolus	2	8 13 %	3 9 %	10 11 %	13 10 %	1	
Arvicola terrestris		1	3	1	3	3	
Pitymys subterraneus				3 3 %	6 5 %	1	
Microtus arvalis-agrestis	8	50 82 %	26 76 %	59 64 %	92 70 %	9	6
Apodemus flavicollis	1	3 5 %	5 15 %	18 20 %	20 15 %	7	2
Apodemus sylvaticus				2 2 %			
Sciurus vulgaris					1		
Glis glis					1		
		100 % (n = 61)	100 % (n = 34)	100 % (n = 92)	100 % (n = 131)		

*) Humeri juveniler, Maulwürfe s. S. 172.

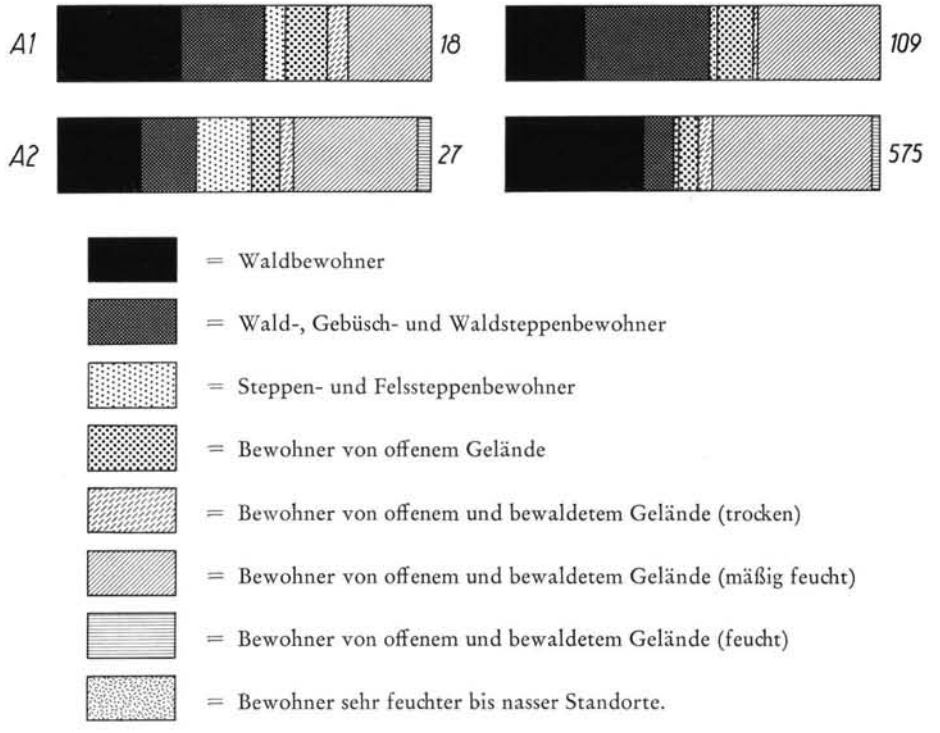


Abb. 3 u. 4. Euerwanger Bühl. Molluskenspektren der Komplexe A und R. Dargestellt ist der Anteil der verschiedenen ökologischen Gruppierungen an der Schneckenfauna, links bezogen auf die Artenzahl, rechts bezogen auf die Anzahl der Individuen.

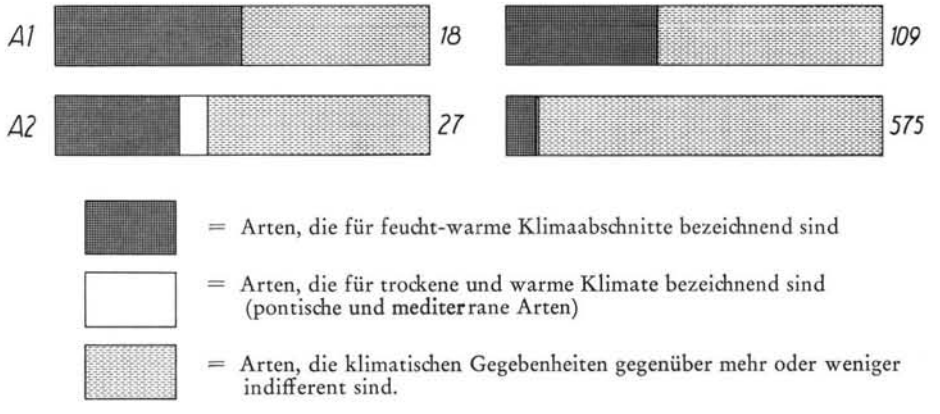
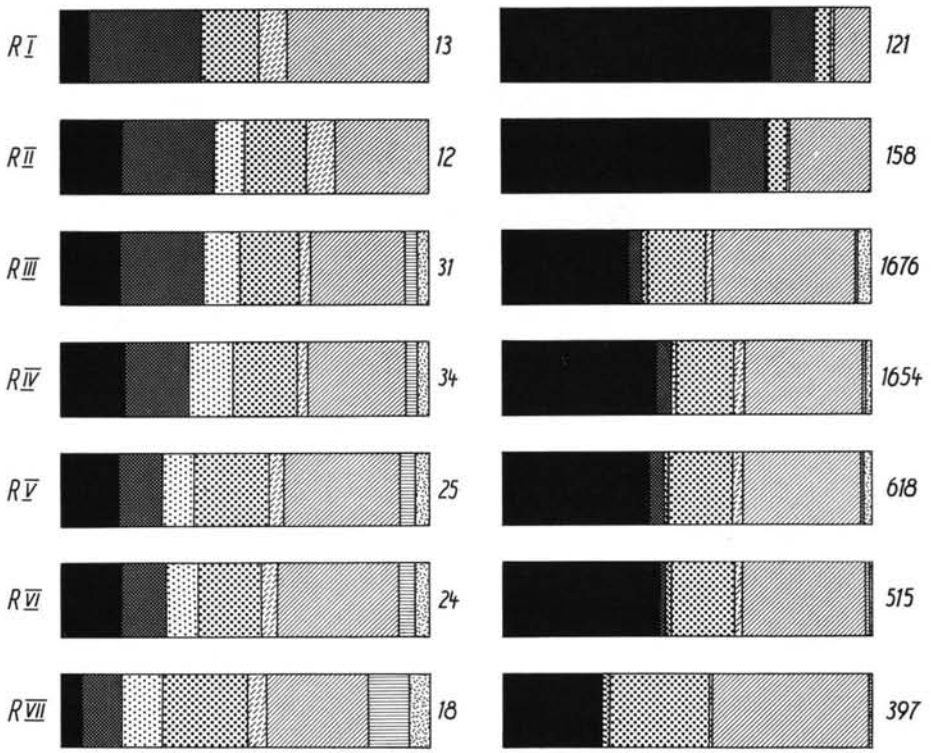
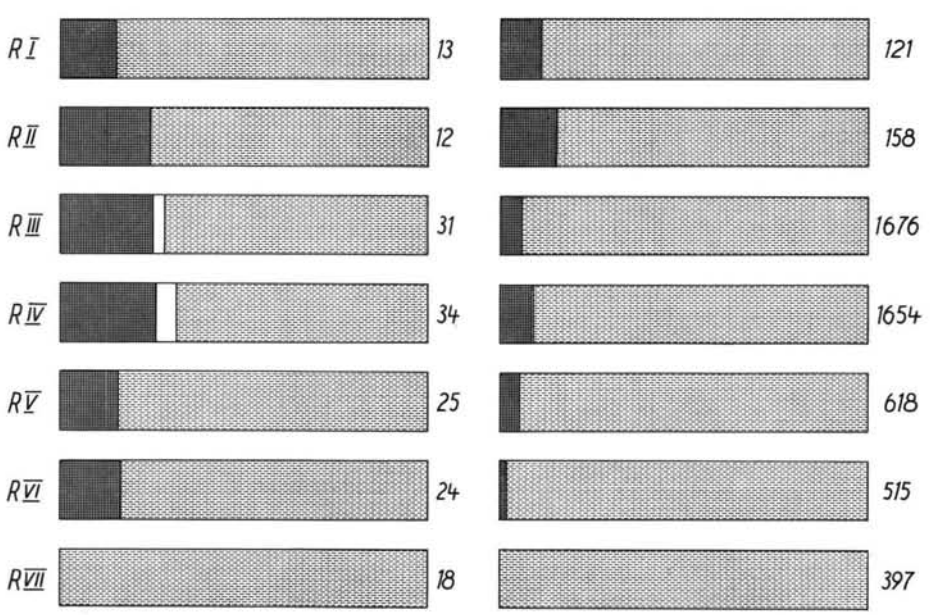


Abb. 5 und 6. Euerwanger Bühl. Molluskenspektren der Komplexe A und R. Dargestellt ist der Anteil verschiedener biostratigraphischer Gruppen an der Schneckenfauna, links bezogen auf die Artenzahl, rechts bezogen auf die Anzahl der Individuen.


R I
13
121
R II
12
158
R III
31
1676
R IV
34
1654
R V
25
618
R VI
24
515
R VII
18
397


R I
13
121
R II
12
158
R III
31
1676
R IV
34
1654
R V
25
618
R VI
24
515
R VII
18
397

Der Faunenbestand der einzelnen Lagen zeigt, was die Säugetiere betrifft, keine gerichteten Veränderungen. Wiederum handelt es sich um eine rein holozäne Fauna, in der diesmal auch die letzte charakteristische Art, *Sciurus vulgaris*, für den Euerwanger Bühl belegt werden konnte. Die prozentualen Anteile der mittelgroßen Mäuse lassen sich nicht direkt mit denen der übrigen Komplexe vergleichen, da bei der Nachgrabung das Material weitestgehend geschlämmt wurde, wodurch zahlreiche einzelne Molaren der Microtinen erfaßt wurden, so daß der Anteil von *Microtus arvalis-agrestis* deutlich höher ist als in den nur oberflächlich aufgesammelten Proben.

Während die Kleinsäugerfaunen der oben besprochenen Komplexe in allen Fällen auf Gewölle zurückzuführen waren, ist in R V und R IV eine Besonderheit zu beobachten. Augenscheinlich wurden in diesen Proben auch Tierbauten, nämlich Maulwurfsgänge, erfaßt, in denen Jungtiere umgekommen sind. Auffallend ist die große Zahl jugendlicher Maulwurf-Humeri, die von Tieren stammen dürften, die den Bau noch nicht verlassen hatten und hier ertrunken sind.

Die Schneckenfaunen aller Abtragungen zeichnen sich durch die Dominanz der altholozänen Leitart *Discus ruderatus* aus. Sie stimmen darin mit der Fauna A2 überein (Tabelle 6). Aus diesem und aus anderen, weiter unten erörterten Gründen ist zu folgern, daß es sich bei R um einen mit A2 ungefähr gleichaltrigen, also altholozänen Sedimentkomplex handelt.

Übereinstimmung mit den Schneckenfaunen des Komplexes A besteht im gleichzeitigen Auftreten von zwei ökologischen Gruppierungen, nämlich Waldarten einerseits und Steppenbewohner und Arten des offenen Geländes andererseits, wobei die Wohnplätze der zweiten Gruppe in erster Linie die offenen Kalkfelsen gebildet haben dürften. Die Individuenzahlen der zweiten Gruppe nehmen zu Gunsten der ersten von unten nach oben ab (Abb. 4), was mit der zunehmenden Verfüllung der Höhlenruine in Zusammenhang stehen, vielleicht aber auch die Folge einer allmählichen Feuchtigkeitszunahme sein könnte. Von R VII bis R III bilden feuchtigkeitsliebende Kleinschnecken (in erster Linie Carychien) eine dritte ökologische Gruppe. Als Wohnplätze kommen für sie feuchte Felsnischen und der Nässe speichernde Graben zwischen den Felswänden am Hinterende der „Schwarzen Wand" in Frage.

Die Analyse der Molluskenfaunen ergibt eine Gliederung des Komplexes R in vier aufeinanderfolgende Zonen ähnlicher ökologischer Gegebenheiten, welche im folgenden näher besprochen werden sollen.

Für R VII ist das Fehlen wärme- und feuchtigkeitsliebender, also anspruchsvoller Holozän-Arten bezeichnend (Abb. 6).

Als Begleiter von *Discus ruderatus* tritt wie in A2 *Nesovitrea petronella* auf. Sehr hoch ist der Anteil mehr oder weniger anspruchsvoller Bewohner offenen Geländes wie *Vertigo pygmaea, Pupilla muscorum, Abida frumentum*, Vallonien und *Chondrula tridens*, deren Anteile insgesamt 29,4 % der Individuen und 33,3 % der Arten ausmachen. Besonders zahlreich ist wieder die Kalkfelsen liebende Form *Clausilia dubia* vertreten.

Aus der Zusammensetzung der Molluskenfauna läßt sich der Schluß ziehen, daß R VII früher als A2 abgelagert worden ist, in einer Zeit, in der die Bewaldung noch geringer war und die klimatischen Bedingungen insgesamt gesehen noch nicht für die Entwicklung einer anspruchsvolleren Gastropodenfauna ausreichten.

In R VI und R V stimmen die Molluskenspektren so sehr überein (Abb. 4 und 6), daß für beide Abtragungen gleichartige äußere Bedingungen bei ihrer Ablagerung angenommen werden können.

Discus ruderatus dominiert hier stärker als in R VII (41,8 bzw. 36,6 % der Individuen gegenüber 25,5 % in R VII). Die Steppen- und Felssteppenbewohner sowie die Formen

des offenen Geländes sind etwas schwächer vertreten als in R VII (18,8 bzw. 18,6 % der Individuen und 25 bzw. 28 % der Arten gegenüber 29,4 % der Individuen und 33,3 % der Arten in R VII), dafür treten hier erstmals einige Arten auf *(Carychium tridentatum, Acanthinula aculeata, Ena obscura, Aegopinella pura, Limax cinereoniger)*, die höhere Ansprüche an die klimatischen Gegebenheiten stellen als sämtliche in R VII vertretenen Formen. Ihr Anteil an der Gesamtfauna (Abb. 6) ist allerdings noch gering (1,9 bzw. 5,3 % der Individuen und 16,7 bzw. 16,0 % der Arten). Insgesamt läßt sich aber aus den Arten- und Individuenspektren der Molluskenfaunen R VI und R V auf eine leichte Klimaverbesserung schließen.

In R IV und R III sind sich die Arten- und Individuenspektren (Abb. 4 und 6) wiederum so ähnlich, daß auch hier eine gemeinsame Besprechung angebracht erscheint.

Der Anteil von *Discus ruderatus* ist unvermindert hoch (Tabelle 6). Besonders stark vertreten sind xero- und thermophile Faunenelemente wie *Cochlicopa lubricella, Truncatellina cylindrica, Abida frumentum, Abida secale, Chondrula tridens, Vitrea contracta* und *Euomphalia strigella*. Sie besitzen in R IV einen Anteil von fast 12 %, in R III sogar einen solchen von fast 20 % der Individuen. Für relativ trockene und warme Bedingungen zur Zeit der Ablagerung dieser beiden Schichten spricht auch der außerordentliche Individuenreichtum, durch den sich R IV und R III auszeichnen.

Als besonders bemerkenswerte Form tritt innerhalb dieser xerotherm geprägten Schneckengesellschaften wieder die mediterrane Art *Zebrina detrita* auf, die schon in Abschnitt A2 des Komplexes A als Begleiter seiner im Artenbestand weitgehend übereinstimmenden, xerothermen Malakofauna nachgewiesen werden konnte. Die Problematik dieses Fundes wurde oben schon dargelegt. Die Anwesenheit dieser Art in zwei nebeneinanderliegenden und voneinander unabhängig zur Ablagerung gelangten altholozänen Sedimentkomplexen ist als Indiz dafür zu werten, daß *Zebrina* schon im Altholozän wenigstens vorübergehend Bestandteil der süddeutschen Molluskenfauna war, ehe sie dann im Jungholozän (möglicherweise in einer zweiten Einwanderungswelle) einen festen Platz in unserer Fauna einnehmen konnte.

Als weiteres mediterranes Faunenelement ist in R IV die Nadelschnecke *Cecilioides acicula* vertreten. Der Nachweis, daß diese Form schon im Altholozän Bestandteil der süddeutschen Schneckenfauna war, fällt wegen der unterirdischenLebensweise dieser Art, bei der sie bis 2 m tief in den Untergrund einzudringen vermag und so leicht in ältere Sedimente gelangen kann, einigermaßen schwer. So gibt es bis jetzt keine sicheren Angaben darüber, ab welcher Phase des Holozäns sie in Mitteleuropa fest Fuß gefaßt hat. Auch der vorliegende Fund läßt diese Frage unbeantwortet.

Neben den xero- und thermophilen Schnecken sind die wärme- und feuchtigkeitsliebenden Holozän-Arten in R IV und R III durch eine ganze Reihe von Formen vertreten *(Carychium tridentatum, Acanthinula aculeata, Ena obscura, Discus rotundatus, Aegopinella pura, Aegopinella* sp., *Limax* sp., *Monachoides incarnata, Cepaea hortensis)* und erreichen mit 8,3 bzw. 6,0 % der Individuen und 26,5 bzw. 25,8 % der Arten einen ähnlich starken Anteil an der Fauna wie in Abschnitt A2 des Fundkomplexes A (Abb. 6).

Bei einem Vergleich der Molluskenspektren der Komplexe A und R (Abb. 3—6) sind Beziehungen zwischen A2 und R IV bzw. R III unverkennbar. Es ist deshalb zu vermuten, daß es sich hier um Sedimente handelt, die ungefähr gleiches Alter haben und daß beide in einer Phase starker Erwärmung innerhalb des Altholozän zur Ablagerung kamen.

In R II und R I, den beiden obersten Abtragungen des Fundkomplexes R, zeichnen sich die Faunen durch besondere Arten- und Individuenarmut aus (Tabelle 6). Mit 55,1 % (R II) und 72,7 % (R I) der Individuen erreicht hier *Discus ruderatus* einen Anteil an der Gesamtfauna, der die dominierende Stellung dieser Art in den übrigen Abtragungen des

Komplexes R noch beträchtlich übertrifft. Auffallend schwach vertreten sind hier die xero- und thermophilen Faunenelemente und auch die sonst so häufige *Clausilia dubia*. Hier macht sich offenbar das Auffüllen der Höhlenruine und die damit zusammenhängende zunehmende Einschränkung der freien Felsflächen, die die Wohnplätze dieser Formen bildeten, bemerkbar. Während der Anteil der xero- und thermophilen Arten in R III noch fast 20 % der Individuenzahl betrug, sind sie in R II und R I nur mehr mit 7 % bzw. 2,5 % der Individuen vertreten. Ausgesprochen südliche Arten fehlen in R II und R I vollständig.

Die wärme- und feuchtigkeitsliebenden Holozänarten sind zwar in R II und R I mit durchschnittlich 13,25 % der Individuen zahlenmäßig etwas stärker vertreten als in den übrigen Abtragungen des Komplexes R (Abb. 6). Sie werden jedoch nur durch einige wenige Arten (*Aegopinella* div. sp. *Discus rotundatus* und *Limax* sp.) repräsentiert, die darüberhinaus zu den anspruchslosesten dieser Gruppe gehören.

Die Schneckenfaunen der beiden obersten Abtragungen des Komplexes R lassen sich vielleicht am ehesten als verarmte und anspruchslose Waldfaunen bezeichnen, denen einige wenige, an Felsen siedelnde Formen des offenen Geländes beigemischt sind. Nach der auf Grund der Analyse der Gastropodenfaunen in R IV und R III anzunehmenden starken Erwärmung im Altholozän, weisen die Faunen aus R II und R I auf feuchtere und kühlere Umweltbedingungen in der Folgezeit hin.

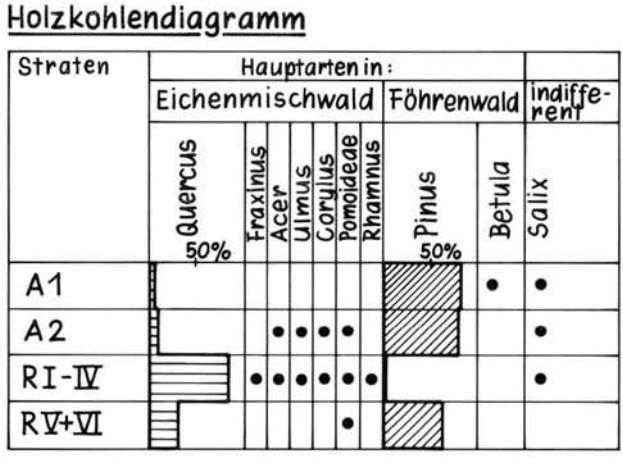


Abb. 7. Euerwanger Bühl. Holzkohlendiagramm der Komplexe A und R von F. SCHWEINGRUBER erstellt.

Die Analyse der Holzkohlenreste (Abb. 7) zeigt innerhalb der Abfolge R VI bis R I eine gewisse Gliederung. In R VI und R V ist *Pinus* mit mehr als 50 % vertreten. Der Rest wird bis auf geringe Reste von Pumoideae durch *Quercus* gebildet. In R IV bis R I tritt dagegen *Pinus* fast ganz zurück, während nun *Quercus* mehr als 80 % erreicht. Daneben treten weitere Formen des Eichenmischwaldes, nämlich *Fraxinus, Acer, Ulmus, Corylus* und *Rhamnus*. SCHWEINGRUBER stuft diesen oberen Profilabschnitt in das späte Boreal oder das Atlantikum ein. Es ist auffallend, daß sich die Komplexe R und A, die sich nach den zoologischen Befunden korrelieren ließen, eine so unterschiedliche Zusammensetzung in den Holzkohlen aufweisen. Das kann bedeuten, daß durch Zufälligkeiten in diesem Fall ein erheblicher Unterschied zwischen Vegetationsbild und Holzkohlenüberlieferung erscheint. Deswegen muß hier verzichtet werden, die vorliegenden Daten der Holzkohlenanalyse näher zu interpretieren.

Die Faunen des Euerwanger Bühls und ihre Beziehungen zu anderen süddeutschen Faunen aus dem Würm und Altholozän

Die Faunenkomplexe des Euerwanger Bühl erlauben punktuelle Einblicke in die Faunenentwicklung im Jungpleistozän und besonders im Altholozän. Die Bedeutung der Aufsammlungen liegt in der Möglichkeit, Ergebnisse aus den Untersuchungen an Säugetieren, an Gastropoden, an Holzkohle und an menschlichen Kulturhinterlassenschaften auf dem Hintergrund absoluter Datierungen miteinander zu korrelieren.

Das Jungpleistozän

Die Besonderheit der eindeutig kaltzeitlichen Gewöllefauna aus Komplex H liegt im Fehlen der beiden Lemminge *(Dicrostonyx torquatus* und *Lemmus lemmus).* Bevor die C^{14}-Datierung vorlag, wurde diese Fauna versuchsweise mit einer spätpleistozänen Faunenassoziation aus der Petényi-Höhle im Bükk-Gebirge (NO-Ungarn) (JÁNOSSY 1960) verglichen, wo während der beginnenden Wiedererwärmung in den Lagen 5—3 die Lemminge früher zurückgehen als die anderen kaltzeitlichen Arten. Zu dieser Einstufung paßte auch das — wenn auch äußerst spärliche — Auftreten von *Clethrionomys* im Euerwanger Bühl H. Die C^{14}-Datierung verweist aber auf ein wesentlich höheres Alter dieser Fauna. Mit 26 500 Jahren BP ist sie innerhalb des Würm-Glazials zwischen dem Denekamp-Interstadial (etwa 29 000—32 000 BP) und dem Tursac-Interstadial (etwa 22 000 bis 23 000 BP) anzusetzen. Es liegen zwar zahlreiche kaltzeitliche Kleinsäugerfaunen aus dem letzten Glazial in Süddeutschland vor, aber die feinstratigraphische Einstufung innerhalb der vielgliedrigen Abfolge von Stadialen und Interstadialen konnte fast nie erfolgen, so daß wir zur Zeit noch weit davon entfernt sind, eine detaillierte Kenntnis der Faunenentwicklung während des letzten Glazials zu haben. Das Mikrofaunenprofil aus den Weinberghöhlen bei Mauern zeigt deutliche langfristige Häufigkeitsschwankungen für die Lemminge (v. KOENIGSWALD, MÜLLER-BECK & PRESSMAR 1974). Hier kann allerdings das Minimum von *Dicrostonyx* in Schicht D zeitlich mit dem Denekamp-Interstadial in Verbindung gebracht werden, da eine C^{14}-Datierung mit 28 265 ± 325 BP (Gr N - 6095) vorliegt. Damit ist diese Fauna älter als der Komplex H vom Euerwanger Bühl. Da es sich im Komplex H aber um eine unausgewogene Fauna handelt, der nicht nur die Lemminge, sondern auch alle Insektivoren fehlen, wollen wir diese Fauna weder zu ökologischen noch feinstratigraphischen Interpretationen heranziehen, ehe nicht weitere Faunen in diesen speziellen Zeitraum eingestuft werden können.

Zwischen dem kaltzeitlichen Komplex H und dem bereits altholozänen Komplex F liegt der Hochstand der Vereisung sowie das schrittweise Zurückweichen der Gletscher. Faunistisch ist die Zeit des Hochstandes der Gletscher nur ungenügend belegt. Erst mit dem Abklingen der Vereisung wird die Faunendokumentation wieder besser. Nur eine Phase der sicher mehrgliedrigen Faunenabfolge ist in der Kleinsäugerfauna hinreichend belegt. Es ist die bereits von KOKEN 1909 beschriebene „obere Nagerschicht". Diese Faunenassoziation ist durch eine Dominanz von *Dicrostonyx* mit etwa 50 % der Nagetiere gekennzeichnet. KOKEN hat dieses Niveau außer am Sirgenstein auch an der Kleinen Scheuer am Hohlenstein im Lonetal untersucht. Nachgrabungen in der Kleinen Scheuer (HAHN & KOENIGSWALD im Druck) ermöglichten eine Einstufung dieser letzten Dominanz von *Dicrostonyx* in die älteste Dryaszeit durch eine C^{14}-Datierung mit 13 252 ± 98 BP (H 4183 - 3418). Nach dieser Phase geht der Anteil von *Dicrostonyx* schnell zurück und die holozänen Arten treten in den Vordergrund (v. KOENIGSWALD & TAUTE 1974).

Das Altholozän

Über den Zeitpunkt, wann die holozän geprägte Fauna nach Süddeutschland eingewandert ist und die kaltzeitlichen Arten verdrängt hat, gibt es noch keine genauen Un-

tersuchungen. In Analogie zu den Verhältnissen in Norddeutschland wurde angenommen, daß die warmzeitliche Fauna erst nach dem Ende der jüngeren Dryaszeit, dem letzten Kälterückschlag des Pleistozäns, aufgetreten ist. Nach der nordwesteuropäischen Gliederung (TAUBER 1970) liegt das Ende der jüngeren Dryaszeit bei 10 200 BP. In diesem Zusammenhang ist bedeutsam, daß in den Komplexen F, E und D vom Euerwanger Bühl, deren absolute Datierungen in die erste (ältere) Hälfte des 10. Jahrtausends BP verweisen (s. Abb. 8), der Faunenaustausch bereits abgeschlossen ist. Es wäre nun sicher voreilig, anzunehmen, daß sich die gesamte Umschichtung der Fauna in den dazwischen liegenden 500 Jahren vollzogen hätte. Diese Zeit erscheint für eine so wesentliche Umwandlung zu kurz. Daher ergibt sich die Frage, ob diese holozän geprägte Fauna nicht schon früher, etwa in der der jüngeren Dryaszeit vorausgehenden Wärmeschwankung, dem ebenfalls zum Pleistozän gehörenden Alleröd, eingewandert ist. Diese Frage kann zwar am Material des Euerwanger Bühls nicht entschieden werden, es gibt aber Argumente, die einen so

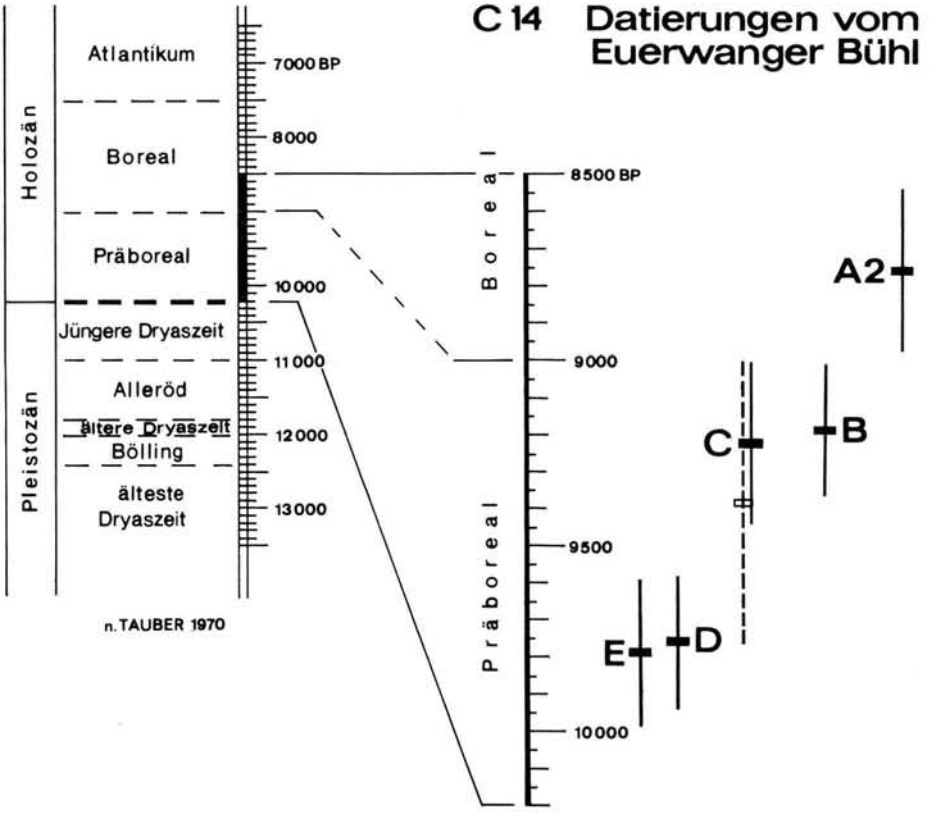


Abb. 8. Euerwanger Bühl. Die C14-Datierungen (Mittelwert und statistischer Fehler von $\pm 2\sigma = 95\,\%$ Wahrscheinlichkeit) der altholozänen Faunenkomplexe und die Abgrenzung für die Pollenzonen des Spät- und Postglazials in Nordwesteuropa (nach TAUBER 1970). Die Faunenkomplexe wurden durch Holzkohle im Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg datiert.

A 2	(H 4047 — 3192) 8760 ± 110 BP	C	(H 3605 — 2777) 9225 ± 110 BP
B	(H 3604 — 2751) 9190 ± 90	D	(H 3602 — 2758) 9760 ± 90
C	(H 3605 — 2760) 9390 ± 190	E	(H 3603 — 2759) 9790 ± 100

Die nachträgliche Datierung des Komplexes H erfolgte mit Kollagen aus Kleinsäugerknochen (H 4278 - 3525) 26500 ± 800 BP.

frühen Faunenaustausch wahrscheinlich machen. Das Alleröd konnte in den Faunen Süddeutschlands noch nirgendwo sicher erkannt werden, aus dem Rheinland aber, wo dieser Zeitabschnitt in Profilen durch die Einschaltung des Laacher Bimstuffes markiert ist, ist z. B. das Reh — eine der für holozäne Faunen typischen Formen — im Alleröd sicher belegt (z. B. in Ochtendung im Neuwieder Becken [BOEKER et al. 1972]). Es besteht daher kein Grund daran zu zweifeln, daß das Reh zu dieser Zeit auch in Süddeutschland verbreitet war. Der dem Alleröd folgende Kälterückschlag (die jüngere Dryaszeit) ist zwar in Norddeutschland durch Rentierfaunen und den Rückgang der Waldvegetation gekennzeichnet, in den Pollenprofilen Süddeutschlands tritt diese Klimaverschlechterung außerhalb der Gebirge jedoch kaum in Erscheinung (GRONBACH 1961, GÖTTLICH 1960, LANG 1962). Daher erscheint es möglich, daß hier der Faunenaustausch bereits im Alleröd begonnen hat und durch die jüngere Dryaszeit — im Gegensatz zu Norddeutschland — nicht mehr wesentlich beeinflußt worden ist. Unter diesen Voraussetzungen verwundert es nicht, daß im frühen Präboreal bereits eine reine Holozän-Fauna am Euerwanger Bühl belegt ist.

Die Funde vom Euerwanger Bühl erlauben es, besser als dies bisher möglich war, die Faunen des Holozäns von denen des späten Pleistozäns abzugrenzen und innerhalb des Holozäns jene des Altholozäns gegenüber jüngeren zu charakterisieren.

Die holozäne Kleinsäugerfauna unterscheidet sich in Süddeutschland von denen des Pleistozäns einerseits dadurch, daß *Clethrionomys* und *Apodemus* einen sehr beträchtlichen Anteil an der Nagerfauna stellen. Die beiden Arten kommen in kaltzeitlichen Faunen nur sporadisch vor. Andererseits ist das Wiedereinwandern der Interglazialformen *Crocidura* und *Sciurus vulgaris* kennzeichnend für die Wiedererwärmung nach dem letzten Glazial. Für die älteren Abschnitte innerhalb des Holozäns sind einige Arten kennzeichnend, die heute in der süddeutschen Fauna überhaupt fehlen oder nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Es sind vor allem: *Pitymys subterraneus, Microtus oeconomus, Sicista betulina* und *Cricetus*. Während *Pitymys subterraneus* sich erst im Postglazial ausgebreitet hat, sind die anderen Arten bereits Bestandteile der kaltzeitlichen Kleinsäugerfauna. *Pitymys* ist in den altholozänen Faunen mit großer Regelmäßigkeit anzutreffen. Am Euerwanger Bühl ist diese Art in fast jedem Komplex belegt. Auch in Ungarn konnte JÁNOSSY 1960 ein Vordringen von *Pitymys* im Altholozän nachweisen. Rezent ist *Pitymys* in Süddeutschland nur sporadisch vertreten.

Von den genannten Arten ist *Cricetus* im Komplex B und damit für das Präboreal belegt. Ein weiterer Beleg für das Altholozän in Bayern stammt aus der Spaltenfüllung Belzheim im Ries (BOLTEN 1971). Im Mesolithikum ist *Cricetus* in Süddeutschland und in der Schweiz mehrfach nachgewiesen worden (z. B. TOBIEN 1938/39, SCHMID 1964). Diese Ausbreitung hat auch Ostfrankreich eingeschlossen (CHALINE 1973). Die Einführung des Ackerbaues im Neolithikum hat durch die Schaffung von Kultursteppen eine erneute Ausbreitung des Hamsters begünstigt, nachdem sich diese Art — wahrscheinlich durch die immer dichter werdende Bewaldung — zunächst zurückgezogen hatte. Die heutige Verbreitung umfaßt in Süddeutschland und besonders in der Schweiz keineswegs mehr das im Altholozän eingenommene Areal. Recht regelmäßig wird auch *Microtus oeconomus,* die nordische Sumpfmaus, in den Faunen des Altholozäns in Süddeutschland angetroffen. Allerdings ist ihr quantitativer Anteil an der Nagerfauna wesentlich geringer als in den kaltzeitlichen Faunen. Daß diese Art am Euerwanger Bühl fehlt, erklärt sich aus der lokalen Höhenlage der Fundstelle in einem Karstgebiet, das zumindest während gemäßigter Klima-Abschnitte recht trocken ist. Hier dürfte die feuchtigkeitsliebende Sumpfmaus kaum einen geeigneten Biotop gefunden haben. Diese Art kommt heute in Süddeutschland nicht mehr vor. Schließlich ist noch *Sicista betulina,* die Birkenmaus, als Bestandteil altholozäner Faunen zu nennen. Daß diese Art so selten gefunden wurde, hat wahrscheinlich

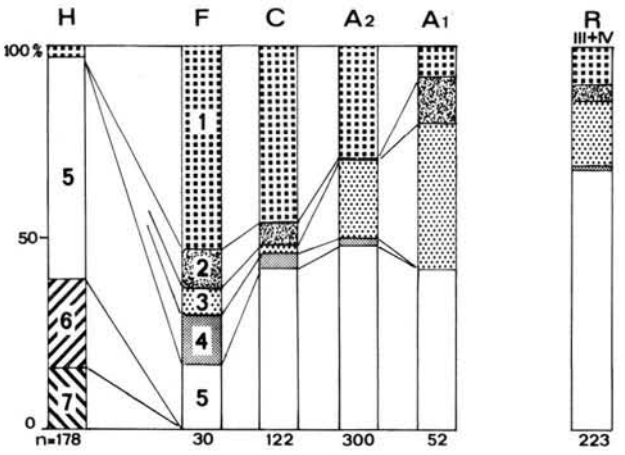


Abb. 9. Euerwanger Bühl. Klimabedingte Verschiebung in den prozentualen Anteilen der mittelgroßen Nager in den Komplexen H (Jungpleistozän), sowie F, C, A 2, A 1 und R (Altholozän).

1 *Clethrionomys glareolus*
2 *Pitymys subterraneus*
3 *Apodemus flavicollis*
4 *Apodemus sylvaticus*
5 *Microtus arvalis-agrestis*
6 *Microtus gregalis*
7 *Microtus oeconomus*

sammeltechnische Gründe. In der Burghöhle von Dietfurt bei Sigmaringen konnte genügend Material der altholozänen Schicht 12 a geschlämmt werden, und die Ausbeute ergab zahlreiche *Sicista*-Reste. Der genaue Zeitpunkt, wann sich das Verbreitungsgebiet dieser Arten reduziert hat, ist bisher sehr ungenügend bekannt, da bei den archäologischen Grabungen, die jüngere Perioden als das Mesolithikum betreffen, auf Kleinsäuger nur unzureichend geachtet wird. Ebenso ist der Zeitpunkt der Ausbreitung gewisser Arten als Kulturnachfolger (z. B. *Epimys rattus, Mus musculus* und *Cricetus)* nicht detailiert bekannt. Das Verschwinden der obengenannten Arten steht möglicherweise mit der starken Zunahme der Bewaldung im Atlantikum in Verbindung.

Untergeordnete Klimaschwankungen, die keinen Faunenaustausch bewirken, machen sich in der Kleinsäugerfauna nur dort bemerkbar, wo sich wichtige Verbreitungsgrenzen über das Gebiet verschieben. So zeichnet sich das Atlantikum in Norddeutschland durch das kurzfristige Auftreten zahlreicher südlicher Arten, in der Kleinfauna besonders *Crocidura*, ab (z. B. in Pisede; Peters, Heinrich, Beurton & Jäger 1972). In Süddeutschland erweitert diese Klimaverbesserung den Faunenbestand nicht und läßt sich daher weniger leicht nachweisen.

Die holozäne Faunenfolge vom Euerwanger Bühl zeigt in der Kleinsäugerfauna keine tiefgreifende Veränderung. Es zeigt sich zwar eine Dominanz von *Clethrionomys* in den älteren Komplexen (Abb. 9), die langsam — eventuell entsprechend der zunehmenden Bewaldung — abgebaut wird, aber diese Änderungen sind nicht sehr auffällig und bisher noch nicht durch weitere Profile als allgemeiner Entwicklungstrend gesichert.

Dieser sehr einheitlichen Säugetierfauna steht in der Gastropodenfauna eine sehr deutliche Verschiebung zwischen den Komplexen R und A2 einerseits und A1 andererseits gegenüber. In R und A2 liegen typische *Discus ruderatus*-Faunen vor, wie sie in Süddeutschland recht verbreitet sind (Dehm 1967, eine Ergänzung Bolten 1971). Besonders bemerkenswert erscheint in diesem Zusammenhang die Vergesellschaftung der beiden sibiro-asiatischen Waldarten *Discus ruderatus* und *Nesovitrea petronella*. Ein solches ge-

meinsames Vorkommen der beiden Arten ist für eine Reihe bisher bekannter süddeutscher *Discus ruderatus*- Faunen belegt (HUCKRIEDE 1965, DEHM 1967). Neben *Discus ruderatus* ist *Nesovitrea petronella* offenbar eine zweite, im Altholozän Süddeutschlands noch allgemein verbreitete Art, die sich erst infolge einer einschneidenden Klimaveränderung im mittleren Holozän aus den Niederungen in die kühleren Gebirgslagen zurückgezogen hat.

Möglicherweise ist in A1 ein Zurückgehen der altholozänen *Discus ruderatus*-Fauna belegt. Da A1 jedoch aus verschiedenen Gründen, die oben dargelegt worden sind, nicht sehr viel jünger sein dürfte als A2, scheint diese Faunenentwicklung schon vor dem Atlantikum eingesetzt zu haben, also früher, als das bisher (LOŽEK 1964, ANT 1965) angenommen wurde. Allerdings ist es bei Gastropodenfaunen, die stets sehr lokale Verhältnisse widerspiegeln, immer recht problematisch, von einer Fundstelle auf allgemeine stratigraphische Veränderungen zu schließen.

Wenn durch die Fauna vom Euerwanger Bühl auch eine Reihe neuer Fragen aufgeworfen wurden, die sich anhand des vorliegenden Materials nicht ausreichend beantworten lassen, so hat dieser Fundplatz dennoch wesentliche Erkenntnisse über die Entwicklung der Kleinsäuger- und Schneckenfauna im Jungpleistozän und vor allem im Altholozän geliefert.

Literatur

ANT, H.: Der boreoalpine Verbreitungstypus bei europäischen Landgastropoden. — Zool. Anz. Suppl. **28**, 326—335. Leipzig 1965.

BOEKER, M., LEHMANN, E. VON & REMY, H.: Über eine Wirbeltierfauna aus den jüngsten würmzeitlichen Ablagerungen am Michelberg bei Ochtendung/Neuwieder Becken. — Decheniana **124**, 119—134, Bonn 1972.

BOLTEN, R.: Eine postglaziale Karstfüllung bei Belzheim/Ries (Bayern). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **11**, 329—332, 1 Abb., München 1971.

CHALINE, J.: Biogéographie et fluctuations climatique au Quaternaire d'après les faunes de rongeurs. — Acta Zool. Cracoviensia **28**, 7, Krakau 1973.

DEHM, R.: Die Landschnecke *Discus ruderatus* im Postglazial Süddeutschlands. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **7**, 135—155. München 1967.

GAFFREY, G.: Die Schädel der mitteleuropäischen Säuger. — Abh. Ber. Staatl. Mus. Tierk. — Forschinst. Dresden **21**, 5—123, 75 Abb., Leipzig 1953.

GÖTTLICH, K.: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Moore in Oberschwaben. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. **115**, 93—174, 24 Abb., Stuttgart 1960.

GRONBACH, G.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Geschichte des Federsees und zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Federseerieds. — In: ZIMMERMANN, W., Der Federsee, 316—355, Stuttgart 1961.

HAESSLEIN, L.: Die Mollusken der Falkensteingrabung von Tiergarten (Schwäbische Alb). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. **107**, 60—71, Stuttgart 1952.

HAHN, J. & KOENIGSWALD, W. v.: Die steinzeitlichen Funde und die spätglaziale Nagetierschicht in der Kleinen Scheuer am Hohlenstein im Lonetal. — Fundberichte aus Baden-Württemberg **3**, Stuttgart (im Druck).

HELLER, F.: Zwei Pferdeunterkiefer aus dem Pleistozän der südlichen Frankenalb. — Quartär **23/24**, 165—173, 1 Taf., Bonn 1973.

HUCKRIEDE, R.: Eine frühholozäne *ruderatus*-Fauna im Amöneburger Becken. (Mollusca, Hessen). — Notizbl. hess. L. A. Bodenforschung **93**, 196—206, Taf. 12, Wiesbaden 1965.

JÁNOSSY, D.: Neuere Angaben zur Kenntnis der postglazialen und holozänen Kleinvertebratenfauna Ungarns. — Ann. hist. natur. Mus. nat. Hungarici **51**, 113—119, 1 Abb., Budapest 1959.

— : Nacheiszeitliche Wandlung der Kleinsäugerfauna Ungarns. — Zool. Anz. **164**, 114—121, 2 Abb., Leipzig 1960.

JÁNOSSY, D. & SCHMIDT, E.: Die Nahrung des Uhus (Bubo bubo). Regionale und erdzeitliche Änderungen. — Bonn. zool. Beitr. **21**, 25—51, Bonn 1970.

Koenigswald, W. v.: Der Faunenwandel an der Pleistozän-Holozän-Grenze in der steinzeitlichen Schichtenfolge vom Zigeunerfels bei Sigmaringen. (Vorber.) — Archäol. Inf. **1**, 41—45, 1 Abb., Tübingen 1973.

Koenigswald, W. v., Müller-Beck, H. & Pressmar, E.: Die Archäologie und Paläontologie in den Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). — Archaeologica Venatoria **3**, Tübingen 1974.

Koenigswald, W. v. & Taute, W.: Mensch und Fauna unter dem Einfluß des Klimawandels an der Grenze vom Pleistozän zum Holozän. — Nachr. Deutsch. Geol. Ges. **9**, 145—150, Hannover 1974.

Koken, E.: Diluvialstudien. — N. Jb. Min. Geol. Paläont. **1909**, 57—90, 3 Taf., 12 Abb., Stuttgart 1909.

Kumerloeve, H.: Gewöllstudien an einem Sumpfohreulen-Brutpaar auf der Insel Amrum. — Ornithol. Mitt. **20**, 33—34, Stuttgart-Hamburg 1968.

Lang, G.: Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. — Flora **139**, 243—294, Jena 1952.

Ložek, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy Ústr. úst. geol. **31**, 373 S., 91 Abb., 32 Taf., Prag 1964.

Markert, D.: Schlüssel zur Bestimmung süddeutscher Ophidier-Wirbel und dessen Anwendung auf altholozänes Reptil-Material aus dem Euerwanger-Bühl (Franken). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **149**, 211—216, 6 Abb., Stuttgart 1975.

Peters, G., Heinrich, W.-D., Buerton, P. & Jäger, K.-D.: Fossile und rezente Dachsbauten mit Massenanreicherungen von Wirbeltieren. — Mitt. Zoo. Mus. Berlin **48**, 415—435, 9 Abb., Berlin 1972.

Schmid, E.: Die Tierknochen. — In: Bandi, H.-G.: Birsmatten-Basisgrotte. Eine mittelsteinzeitliche Fundstelle im unteren Birstal. — Acta Bernensia **1**, 93—100, Bern 1964.

Storch, G.: Jungpleistozäne Kleinsäugerfunde (Mammalia: Insectivora, Chiroptera, Rodentia) aus der Brillenhöhle. — In: Riek, G.: Das Paläolithikum der Brillenhöhle bei Blaubeuren (Schwäbische Alb). — Forsch. Ber. Vor- u. Frühgesch. Baden-Württemberg **4**, Stuttgart 1973.

— : Die Pleistozän-Holozän-Grenze bei *Arvicola* in Süddeutschland. — Symposium Therilogicum II, (Brno 1971), 347—353, Prag 1974.

Tauber, H.: The Scandinavian varve Chronology and C^{14}-Dating. — 173—196, 4 Abb. In: Olsson, I. U.: Radiocarbon Variations and absolute Chronology. — Nobel Symposium **12**, Stockholm 1970.

Taute, W.: Untersuchungen zum Mesolithikum und zum Spätpaläolithikum im südlichen Mitteleuropa. — Band **1**: Chronologie Süddeutschlands. — Habilitationsschrift, Tübingen 1971 (Manuskript).

Tobien, H.: Die Kleinsäugerreste aus der Falkensteinhöhle im oberen Donautal. — Bad. Geol. Abh. **10**, 126—130, Karlsruhe 1938/39.

Manuskript eingeg. 17. 4. 1975.

Anschriften der Verfasser: Dr. Wighart v. Koenigswald, Geol.-Paläont. Institut der Universität Tübingen, 74 Tübingen 1, Sigwartstr. 10; Dr. Wolfgang Rähle, Institut für Biologie III der Universität Tübingen, Lehrstuhl Zoologie, 74 Tübingen, Auf der Morgenstelle 28.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 181-189	Öhringen/Württ. 1975

Ein landschaftsgeschichtlich bedeutsamer Quellkalk im Tiroler Oberinn-Tal

Von Reinhold Huckriede, Marburg/Lahn

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Ein am zerfurchten Terrassenhang unterhalb Fendels klebender Erosionsrest eines Quellkalkes beweist mit Pflanzen- und Tier-Resten, daß hier für das Mittelalter nicht mehr mit einem vom Menschen unbeeinflußten natürlichen Wald zu rechnen ist. Die subfossile Vegetation zeigt Unterschiede gegenüber der jetzigen an der Lokalität. In seiner morphologischen Situation bietet das Dauch-Vorkommen einen Maßstab für die beachtliche junge Hangerosion, die auf Entwaldung des Areals zurückzuführen ist.

Summary. An erosional relic of tufa, situated on the dissected terrace slope below Fendels (Tyrol, Upper Inn Valley) and containing subfossil plants and gastropods, offers no indication of a mediaeval natural forest uninfluenced by man. Vegetation was however partly different from that growing today around the place. The morphological situation of the tufa shows a great extent of slope erosion since mediaeval times, attributed to disforestation.

Einleitung und Lage des Vorkommens

Quellkalke, die nur hunderte von Jahren alt sind, erregen im allgemeinen kaum das Interesse der Geologen. Bei dem hier mitgeteilten Oberinntaler Quellkalk jedoch lassen sich Befunde gewinnen, die nicht unwichtig sind. Sie künden eindringlich von Hangumgestaltungen, die in der kurzen Zeit seit dem Mittelalter stattgefunden haben und von Vegetations-Verhältnissen und Veränderungen, hinter denen Einwirkungen der menschlichen Tätigkeit erkennbar werden. Auch dürften die Pflanzen- und Tier-Reste für die jüngste Floren- und Faunengeschichte Tirols nicht bedeutungslos sein. Schließlich ist noch zu bemerken: Moderne Bearbeitungen holozäner Quellabscheidungen Nordtirols stehen noch aus. Was Übersichten über solche Bildungen anbelangt, so ist man noch immer auf jene von Klebelsberg (1935: 619—620) angewiesen. In ihr zeigt aber allein schon die Mißdeutung tektonisch durchkneteter oberskythischer Rauhwacken als quartäre Kalktuffe (Galrintal im Stanzertal), wie wenig man bisher in der Vielfalt der Tiroler Geologie den holozänen Kalken Beachtung geschenkt hat.

Am häufigsten sind holozäne Quellkalke und Sinter in den Kalkphyllit-Gebieten (Bunte Bündner Schiefer des „Unterengadiner Fensters": Hammer 1915: 486—487, 512—513; Medwenitsch 1953: 185; 1956, 1962) zu finden. Neben dem kalkhaltigen Substrat wird hier gewiß auch das gegenüber anderen Nordtiroler Gebieten wärmere Klima eine Rolle bei der Entstehung gespielt haben. Beschrieben worden sind sie allein von Hammer (1915: 495—496) und Ampferer & Hammer (1924: 35), allerdings recht kurz und ohne Angaben über Fossilinhalt und genaues Alter. Die Quellkalke seien auf die Züge der Bunten Bündner Schiefer beschränkt und sollen hier stellenweise große Ausdehnung und Mächtigkeit erreichen, eine Aussage, die recht subjektiv ist.

Das hier behandelte Quellkalk-Vorkommen, zu dem die Quelle inzwischen versiegt ist, liegt am Hang zwischen Ried und Fendels. Es ist ausgedehnter als die dortigen noch in Bildung begriffenen Quellkalkflecken und leicht zu finden, weil der alte Fußweg von Prutz nach Fendels es kurz vor dem Erreichen des von Ried heraufkommenden Serpen-

tinenpfades anschneidet. Auch fällt der Reichtum an subfossilen Pflanzenresten und Schneckenhäusern sofort ins Auge.

Die Höhe des Vorkommens beträgt nach Höhenmesser-Ablesungen etwa 1140 m. Die Inntal-Aue bei Ried mißt 877 m. Die oberhalb des Quellkalkes sich erstreckende Verebnungsfläche trägt das Dorf Fendels (1356 m). Der Dauch klebt somit oberhalb der Hälfte des Steilhanges an einer der Fendler Bachschlucht etwa parallel laufenden Runse (Abb. 1). Sicherlich sind die übertrieben großen Eintragungen von Kalksinter im Gebiet zwischen Ried und Fendels auf der geologischen Karte von HAMMER (1917: Taf. 25) und auf der Geol. Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Landeck, im wesentlichen auf unser Vorkommen zurückzuführen.

Abb. 1. Blick auf Ried (Inntal) und die Terrasse von Fendels; links Kauner Berg. Man erkennt deutlich, wie die junge Erosion am Bündnerschiefer-Hang von den landwirtschaftlich genutzten Flächen der Fendler Terrasse aus ihren Ursprung nimmt. Das Kreuz kennzeichnet die Lage des beschriebenen mittelalterlichen Quellkalks. Reproduktion eines Photos von Prof. Dr. H. WOPFNER (1956: Taf. 17); dem Universitätsverlag Wagner in Innsbruck sei Dank für die Wiedergabe-Erlaubnis.

Beschreibung und Alter des Vorkommens

Der Quellkalk-Erosionsrest hat eine Breite von etwa 10 m und eine Höhe von ca. 7 m. Gewiß ist er Kalkphylliten angelagert, doch ist der Kontakt nicht aufgeschlossen. Oberhalb und unterhalb verdeckt Hangschutt das anstehende Gestein; am Grunde der Runse finden sich Moränen-Schotter, die Bündner Schiefern aufliegen. Über das benachbarte Quartär findet man einige Angaben bei AMPFERER (1916: 307—308) und WEHRLI (1928: 391).

Die Quellabsätze bestehen teils aus dichten oder luckigen festen Sinterlagen, teils aus lockerem, schlämmbaren Kalkgrus bis Mergel. Hohlräume nach Stengeln und Zweigen sind allgemein, Abdrücke von Blättern mehr auf bestimmte Lagen beschränkt. Moose sind

in Nestern inkrustiert. Die organische Substanz der ehemaligen Pflanzen ist nicht mehr erhalten geblieben. Gehäuse von Mollusken und Ostrakoden haben dagegen ihre Frische bewahrt.

Im unteren Teil des Profils, bis um 3 m über Weg-Niveau, fanden sich vereinzelt sehr kleine und deshalb unbestimmbare Bröckchen von Holzkohle, die vielleicht von Lagerfeuern von Hirten stammen, die an der ehemaligen Quelle gerastet haben. Die aus verschiedenen Niveaus ausgelesenen Bröckchen und Flitter wurden zusammengefügt, um eine genügende Menge für eine ^{14}C-Datierung zu erhalten. Sie erbrachten ein ^{14}C-Modellalter (Jahre vor 1950) von 850 ± 430 Jahre, was dem dendrochronologisch korrigierten Zeitintervall 650 bis 1430 n. Chr. entspricht (Probe Hu 1644 = Hv 6737 des ^{14}C-Laboratoriums Hannover; Prof. Geyh sei herzlich gedankt). Der Kalktuff ist also im Mittelalter gebildet worden. Trotz der weiten Spanne der erhaltenen Alterswerte wird man am ehesten an das Hochmittelalter denken dürfen. Selbstverständlich ist mit den pflanzlichen und tierischen Resten des Quellkalkes eine genauere, gar das Jahrhundert treffende Datierung unmöglich. Unter den Funden ist keine Art, die der Einordnung ins Mittelalter entgegenstehen würde.

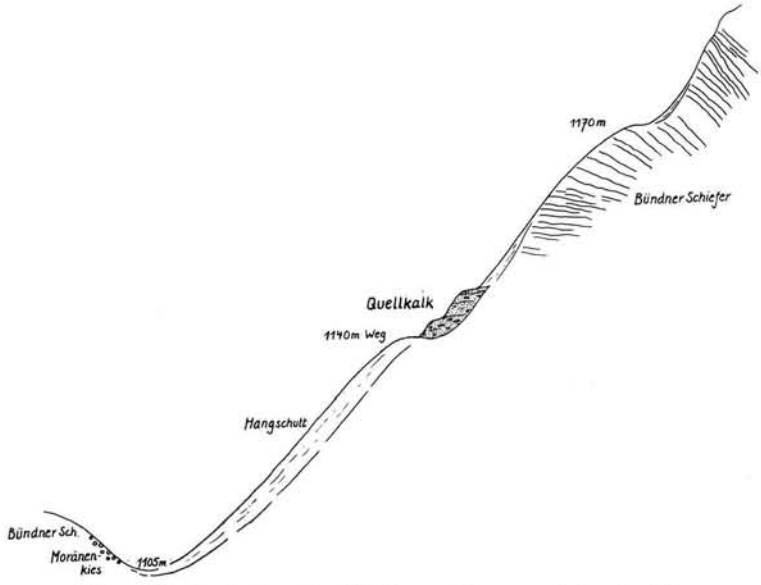


Abb. 2. Tagebuchskizze Quellkalk am Hang unterhalb Fendels.

Die subfossilen Reste im Quellkalk

In einer festeren Partie sind Blätter in Abdruckerhaltung recht häufig:

Corylus avellana LINNÉ
Betula pendula ROTH
Alnus incana (L.) MOENCH

Sonst fanden sich: versinterte Moose
Stachys sp. 2 Samen
Umkrustungen von ? Compositen-Samen, indet.
Phragmites sp. Abdrücke
Gramineen-Samen, inkrustiert
Holzkohle-Bröckchen.

Durch Zerklopfen des Gesteins und Auswaschen einiger Eimer des dicht über dem Fußweg aufgeschlossenen mürben Dauchs (unterer Teil des Vorkommens = Hu 1644) wurden an tierischen Resten gewonnen:

Carychium tridentatum (Risso) 23 Exemplare
Galba truncatula (O. F. Müller) 104 Exemplare
Cochlicopa lubrica (O. F. Müller) und *lubrica exigua* (Menke) 189
Truncatellina cylindrica (Férussac) 32
Vertigo pusilla (O. F. Müller) 2
Pupilla muscorum (Linné) und cf. *muscorum* (Linné) 5
Pupilla triplicata f. *bigranata* (Rossmässler) 8
Vallonia costata (O. F. Müller) 522
Zebrina detrita (O. F. Müller) 4
Chondrula tridens (O. F. Müller) 1
Punctum pygmaeum (Draparnaud) 6
Oxychilus sp. juv. 4
Vitrea cristallina (O. F. Müller) 32
Vitriniden-Bruchstück, indet.
Euconulus fulvus (O. F. Müller) 24
Iphigena lineolata (Held) 5
cf. *Cochlodina laminata* (Montagu) 1 Bruchstück
Bradybaena fruticum (O. F. Müller) 5
Trichia sp. und *Trichia* sp., beide aus der Verwandtschaft von *T. hispida* (Linné) 11 und 7

Gastropoden-Eihüllen
Ilyocypris bradyi G. S. Sars 1
Candona sp. h.

Zum heutigen Klima und zur jetzigen Vegetation am Fundplatz

Man kann die Reste in den Quellabsätzen nur dann richtig bewerten, wenn die heutigen Verhältnisse am Fundplatz berücksichtigt werden. Das Areal ist Teil eines sehr besonnten trockenen Steilhanges, wie ja auch der Inntal-Abschnitt von Pfunds bis Prutz — im Lee des Arlberges und der Verwall-Gruppe gelegen — zu den niederschlagsärmsten und sonnenscheinreichsten Gebieten der Ostalpen gehört. Über den Reschen, über den in der Vorzeit so manche Tier- und Pflanzenart unser Gebiet erreicht haben mag, weht vom Vinschgau her ein „Hauch des Südens" ins Inntal, den besonders derjenige spürt, der in den kühlen und regnerischen Lechtaler Alpen sein geologisches Arbeitsgebiet hat.

Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge beträgt im Tal nur etwa 600 bis 700 mm, ein auffallender Gegensatz etwa zum Paznauntal (um 900 mm), Stanzertal (um 1000 mm) und Arlberg (1800 mm) (Hoinkes 1956: 340—346; Klein 1972: 97; Schedler 1953). Für Ried wurden sogar nur 583 bzw. 587 mm angegeben (Kielhauser 1954b: 446; Winz 1932: 18). Wegen der relativen Trockenheit war und ist vielerorts noch heute im Oberinntal künstliche Bewässerung der Wiesen üblich (Winz 1932: 80—81; Neunlinger 1956; Zelle 1956).

Über die rezente Pflanzenwelt, insbesondere die Trockenvegetation des hier behandelten Tiroler Oberinn-Gebietes, informieren Kielhauser (1953, 1954a, b) und Braun-Blanquet (1961: 198—199). Charakteristisch sind xerotherme Vegetationseinheiten, die an das extreme Lokalklima gebunden sind, vor allem Trockenrasengesellschaften. Der Hang unterhalb bis etwas oberhalb des Quellkalk-Fundplatzes zeigt, wenn man von durch Quellaustritten und Sickerwasser vernäßten Stellen und schattigeren Teilen der

Runsen absieht, Trockenrasen und Buschwerk, dazu einige junge Föhren und auch einige Lärchen und Fichten. Die frischeren Erosionshänge und Schuttschleppen werden von *Betula pendula* erobert. Bei den Sträuchern seien vor allem genannt: *Berberis vulgaris, Juniperus communis, Salix caprea, Rhamnus, Crataegus* und *Rosa.* Gewisse Hangstellen sind überwuchert von *Hippophaë rhamnoides* oder *Pteridium aquilinum.* Von den auffallenden, Wärme oder Besonnung verlangenden Kräutern wurden bei den Begehungen notiert: *Astragalus onobrychis, Ononis spinosa, O. rotundifolia, Cynanchum vincetoxicum, Rhinanthus aristatus, Salvia pratensis, Teucrium montanum, Reseda lutea, Dianthus sylvestris, Helianthemum nummularium, Daucus carota, Plantago serpentina* und *Ophrys insectifera.* Es ist im wesentlichen eine Vegetation, die sich auf wohl ehemals stark beweideten Hangflächen, auf den frischen Erosionsanschnitten und Hangschutt angesiedelt hat. Ein forstlich gepflegter Fichtenwald (kein Föhrenwald!) stockt nach Norden hin auf den benachbarten Hangteilen und steigt bis zur Inn-Talsohle hinab, und auch die Lärchen und Fichten bei der Fundstelle sind wohl auf diesen Wald zu beziehen.

Klima- und landschaftskundliche Auswertung der subfossilen Reste

Es wäre vermessen, aus den wenigen pflanzlichen Resten des Dauches den Vegetationstyp des ganzen Fendler Hanges rekonstruieren zu wollen. Sie geben nur Anhaltspunkte. In erster Linie spiegelt sich ja in den Quellkalk-Florenresten der feuchtere Bereich nahe des Gewässers wieder, und wenn es zur Ablagerungszeit auch am sonstigen Hang eine Trokkenvegetation jetziger Art gegeben haben sollte, brauchen nicht allzuviel Reste xerothermer Arten in den Quellkalk gelangt sein. Erkennen kann man aber trotzdem: Weder von heute am Hang sich ausbreitenden Buscharten noch von Föhren, die man in dieser Region des Inntals wohl erwarten kann, ist im Dauch etwas zu finden. In der Nähe der ehemaligen Quelle scheinen diese Pflanzen somit gefehlt zu haben. Bei den Kräutern und bei der Dürftigkeit ihrer Überbleibsel wird man jedoch mit Deutungen zurückhaltender sein müssen.

Hätte es am Hang natürliche Waldbestockung gegeben, sei es aus Nadel-, Laub- oder Mischwald, so gäbe es andere Gastropoden, als sie im Kalk vertreten sind. Die gefundenen Gastropoden-Arten sind meistens solche, die klimatisch und ökologisch ziemlich indifferent sind. Einige leben an nassen Stellen, an feuchten Felsen, Steinen und Holz, andere besiedeln auch Wiesenhänge und felsiges Gelände. Findet der Wald keinen typischen Vertreter, so sprechen *Zebrina detrita, Chondrula tridens* und *Pupilla triplicata bigranata* für offene, beraste und sonnige Hangflächen.

Haselstrauch und Grauerlen findet man heutzutage nicht mehr am Hang, der den Quellkalk anschneidet, sondern erst wieder in den tieferen und feuchteren Schluchten und in der Inn-Aue. Verständlich wird ihr subfossiles Vorkommen und das des Schilfes so hoch am steilen Hang, wenn wir den Kalktuff als Ablagerung in einem ehemaligen, nicht zu stark geneigten Quelltälchen deuten, das jetzt durch Hangerosion erheblich umgestaltet ist. Wenn der ganze Hang mit Haselsträuchern dicht bewachsen gewesen wäre, dann müßte die Gastropoden-Fauna eine ganz andere Zusammensetzung haben.

Insgesamt wird die Hangvegetation den heutigen Verhältnissen mehr entsprochen haben als einem natürlichen Wald, wie er sich hier ohne stärkere Einwirkung des Menschen entfaltet hätte. Wenn es Wald in der Nähe gegeben hat, so ist wohl eher an Föhrenwälder zu denken (vgl. KIELHAUSER 1954b) als an solche, in denen andere Wald-Nadelhölzer oder gar Buche oder die jetzt wieder bei Landeck und auf der Stanzer Terrasse sowie im Oberengadin (KELLER 1930: 449) einsetzenden Eichen eine Rolle gespielt haben könnten. Sehr unwahrscheinlich hält man für dieses trockene Gebiet und nach der Gastropodenfauna Bergahornwälder, wie man sie für das benachbarte obere Stanzertal auf Grund der

Namensdeutung Nasserein „in acerîna (sc. valle)" = „im Ahorntal" (FINSTERWALDER 1956: 112) für das Mittelalter oder die Römerzeit erschließen könnte. Sollte jemals im Holozän ein Flaumeichen-Hopfenbuchen-Wald vom Vinschgau bis hier vorgedrungen sein (man bedenke z. B. die *Ostrya*-Reliktenposten bei Innsbruck: GAMS 1937: 165; FIRBAS 1949: 272; BRAUN-BLANQUET 1961: 201), so könnte es doch wohl nur während des Klima-Optimums gewesen sein, aber nicht im Mittelalter.

Die Verhältnisse zur Abscheidungszeit unseres Dauches kann man sich folgendermaßen vorstellen: Eine quellige Hangmulde, also eine begrenzte Feuchtstelle, mit Grauerlen-, Haselnuß- und Schilf-Beständen. Sonst am Hang — und das zeigen die Birkenblätter und ein Teil der Gastropoden — offene Flächen, die teils edaphisch, vor allem aber wohl durch Weidenutzung bedingt waren, dazu eine Birken-Pioniervegetation, besonders an den der Erosion stärker ausgesetzten Hangpartien.

Gern möchte man Näheres wissen über die mittelalterlichen Klima-Verhältnisse und -Schwankungen bei Ried, also für die Dauch-Ablagerungszeit. Gab es nicht in jenen Zeiten Dürren und Heuschreckeneinfälle in den Trockentälern der Alpen (GAMS 1937: 169) und einen vom Klima begünstigten mittelalterlichen Weinbau vom Nordtiroler Unterland über Innsbruck (GRABHERR 1934: 272, MAYER 1952, STOLZ 1955: 260—261) bis möglicherweise sogar Stanzertal (KATHREIN 1971: 313)? Kennt man nicht das Schwanken der Gletscher von weniger großen Ständen des 10./11. Jahrhunderts zu größeren im Spät- und Hochmittelalter (MAYR 1964: 279; PATZELT 1973: 59—60)? Sicherlich sind aber für solche Fragen die Befunde unseres Quellkalks überfordert. Vielleicht könnte man geneigt sein, aus dem Fehlen von Resten erkennbar xerothermer Pflanzen im Dauch auf ein Klima zu schließen, das weniger trocken als das heutige war. Auffallenderweise fehlen ja auch bei den Funden die heute auf den Rasenflächen am Hang neben *Zebrina detrita, Chondrula tridens* und *Pupilla triplicata* sehr häufigen wärmeliebenden Schnecken *Jaminia quadridens* (O. F. MÜLLER), *Helicella obvia* (HARTMANN) und *Candidula unifascita* (POIRET). Sollten diese Arten, die sogar jetzt das untere Stanzertal erreicht haben, erst in den letzten Jahrhunderten eingewandert sein? Macht man aber nicht doch den Fehler, eine möglicherweise recht bruchstückartig überlieferte Flora und Fauna auswerten zu wollen, als läge die gesamte ehemalige Lebewelt des Platzes vor unseren Augen? Vielleicht lassen sich die Befunde besser ausdeuten unter Berücksichtigung der immer stärker werdenden und sich summierenden Einwirkungen des Menschen auf die ökologischen Verhältnisse am Fendler Hang.

Der Fendler Hang, quasinatürlich umgestaltet

Wie oben ausgeführt, hat es zur Bildungszeit des Dauches einen natürlichen, von Menschenhand unbeeinflußten Wald unterhalb Fendels nicht mehr gegeben. Sicherlich war damals der Hang schon längere Zeit beweidet, was bei der Nähe von Fendels, Ried und Prutz zu erwarten ist. Die Orte Fendels und Prutz sind schließlich recht alte Siedlungen, worauf ihre Namen vordeutschen, ja vorrömischen Ursprungs hinweisen, wie ja auch die Funde zur Vor- und Frühgeschichte des obersten Tiroler Inntals (WIESER 1892, MENGHIN 1956) und des Engadin (LUNZ 1973: Abb. 10) auf eine nicht zu dürftige vorzeitliche Besiedlung schließen lassen. Die Eingriffe des Menschen in die Bergwelt des Inn-Gebietes werden, wie im nahen Vinschgau, schon in der Vergangenheit beträchtlich gewesen sein.

Nach SCHMID (1955: 52) und GRAČANIN (1972: 187) zeugen im oberen Inntal alte Ackerterrassen davon, daß früher der Ackerbau auf Braunerden fast bis in die Höhenlagen von 2000 m über NN betrieben wurde. Gerade die von SCHMID (S. 24—25, 28, 88—89) für das benachbarte Engadin zusammengetragenen Befunde zeigen, wie intensiv diese Eingriffe waren. Unter den für den Wald schädlichen Tätigkeiten (die von FROMME

1957: 21—22 zusammengestellt worden sind) waren wohl die auswirkungsreichsten die Waldweide und all die Tätigkeiten, die man unter den Begriffen Brennen und Schwenden (WOPFNER 1920: 58; 1929; WINZ 1932: 87; GRABHERR 1934: 264—269; 1949; STOLZ 1955: 258; FROMME 1957: 61—62) zusammenfassen kann. Besonders ist an den mittelalterlichen Landausbau zu denken (Anfang der Waldrodung im Gebiet des Tiroler Oberinntal nach KLIEN 1972: 21 Ende des 11. Jahrhunderts; besonders rege Siedlungstätigkeit in Tirol vom 11. bis 14. Jahrhundert: WOPFNER 1929).

Manche Eingriffe in die Natur werden aber viel früher anzusetzen sein. Daß Alpwirtschaft bzw. Hochweidenutzung schon in vorrömischer Zeit verbreitet waren, wird in der Literatur immer wieder betont (PITTIONI 1931), zumindest gibt es im westlichen Nordtirol zahlreiche Almen romanischen Namens. Für das nahe Vinschgau glaubt man, daß raubbauartige Schlägerungen in vorgeschichtliche Zeiten zurückgehen und hier künstliche Bewässerungsanlagen schon vor Jahrtausenden in primitiver Form bestanden haben (KÖLL 1955: 314—315; WINKLER 1969: 526). Auch für andere Gebiete des alten Rätiens werden solche alten Waldrodungen angenommen (GRABHERR 1934: 265—266; FROMME 1957: 35), im Gegensatz zu HEUBERGER (1932: 39), der für die Zeit der Räter noch von den „Urwäldern des Oberinn-, Stanzer- und Silltales" schrieb.

Wann die Anfänge dieser Landnutzung im Oberinntal auch liegen mögen, wie sollte bei einem so ausgedehnten Landausbau von den Tälern her und von der Waldgrenze hinab ein nur wenige hundert Meter über der Inn-Talsohle gelegener Hang unbeeinflußt geblieben sein, ein Hang, über den außerdem noch die Verbindungswege vom Tal nach Fendels verliefen! Gewiß hängt mit der Entwaldung — wie sie auch im einzelnen erfolgt sein mag — und der damit verbundenen Austrocknung des Bodens das ab, was sich dem Geologen erschließt (Abb. 2): Trockenlegung der ehemaligen Hangquelle, Anschneiden des Quellkalks und ein Tieferlegen der Runse um 35 Meter.

Wirklich eindringlich zeigt diese junge Hangerosion das in Abb. 1 wiedergegebene Photo von WOPFNER (1956: Taf. 17). Zur Zeit der wohl Jahrzehnte zurückliegenden Aufnahme war der Hang noch nicht so sehr von Buschwerk erobert wie jetzt und die landwirtschaftliche Nutzung auf der Fendler Terrasse noch jener der vergangenen Jahrhunderte vergleichbar. Man sieht, daß die Erosion am Rand der landwirtschaftlich genutzten und vom Wald nahezu entblößten Fläche der Fendler Terrasse beginnt. Die starke Zerschneidung der Hangfläche ist somit letztlich anthropogen oder quasinatürlich, wenn auch die steile Hanglage und die relativ leichte Erodierbarkeit der mürben Kalkphyllite (PLANKENSTEINER 1956: 351) Bodenabtrag und die Entstehung von Muren begünstigen (wie etwa die berüchtigte „Fendler Mur" von 1874: KLEBELSBERG 1935: 393, MUTSCHLECHNER 1937: 124).

Führt man die klassischen Erosionsnarben der Ostalpen an, die von unbedacht gerodeten und abgebrannten Flächen, von künstlichen Wiesen und Weiden oder von mittelalterlichen Wegen aus ihren Anfang genommen haben (z. B. Schesatobel bei Bludenz: FLAIG & FLAIG 1971: 60—61; Südtiroler Erdpyramiden am Ritten und bei Steinegg: MAURER 1965), dann sollte man nicht vergessen, den Hang unterhalb Fendels hinzufügen. Er ist gewiß ein lehrreiches Beispiel für die auch für das Alpengebiet gültige (KARL & DAN 1969) Schlußkette: „Einfluß des Menschen auf Vegetation und Wasserhaushalt — Einfluß von Vegetation und Wasserhaushalt auf das Erosionsgeschehen".

Schriftenverzeichnis

AMPFERER, O.: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. — Jb. geol. Reichsanst. **65**: 289—316, 25 Abb., Wien 1916.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Landeck (5145). — 88 S., (Geol. Bundesanst. Wien) Wien 1924.

Braun-Blanquet, J.: Die inneralpine Trockenvegetation. — Geobotanica selecta **1**, 273 S., 78 Abb., 59 Tab., Stuttgart 1961.

Finsterwalder, K.: Die vor- und frühgeschichtlichen Ortsnamen des Oberinn- und Stanzertals. — Schlern-Schriften **133**: 93—114, Innsbruck 1956.

Firbas, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. **1**, 480 S., 163 Abb., Jena (Gustav Fischer) 1949.

Flaig, W. & Flaig, H.: Führer von Bludenz und Umgebung. — 104 S., 16 Bilder, 1 Karte, Bludenz (Verkehrsver. Bludenz) 1971.

Fromme, G.: Der Waldrückgang im Oberinntal (Tirol). — Mitt. forstl. Bundes-Versuchsanst. Mariabrunn **54**: 3—221, zahlr. Tab. u. Abb., Wien 1957.

Gams, H.: Aus der Geschichte der Alpenwälder. — Z. deutsch. österr. Alpenver. **68**: 157—170, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1937.

Grabherr, W.: Der Einfluß des Feuers auf die Wälder Tirols in Vergangenheit und Gegenwart. — Cbl. für das gesamte Forstwesen **60**: 260—302, 5 Abb., 8 Tab., Wien u. München 1934.

— : Wald- und Staudenbrände als Ursache der Versteppung im oberen Vinschgau. — Schlern **23**: 83—86, Bozen 1949.

Gračanin, Z.: Die Böden der Alpen. — S. 172—191, 296—300, Abb. 15—22. — In Ganssen, Robert: Bodengeographie mit besonderer Berücksichtigung der Böden Mitteleuropas. 2. Aufl., Stuttgart (K. F. Koehler Verl.) 1972.

Hammer, W.: Pfunds-Landeck. — Geol. Rundschau **3**: 449—451, 1 Abb., Leipzig 1912.

— : Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. — Jb. geol. Reichsanst. **64**: 443—566, 31 Abb., 6 Taf., Wien 1915.

Heuberger, R.: Rätien im Altertum und Frühmittelalter. — Schlern-Schriften **20**, 328 S., 4 Taf., Innsbruck 1932.

Hoinkes, H.: Hochserfaus. — Schlern-Schriften **133**: 335—349, Innsbruck 1956.

Karl, J.: Weidewirtschaft und Erosion. — Natur u. Landschaft **32**: 74—75, 1 Abb., Lüneburg 1957.

Karl, J. & Danz, W. (mit Beitrag von Mangelsdorf, J.): Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. — Schriftenreihe bayer. Landesst. Gewässerkunde **1**, 110 S., 31 Abb., 17 Karten, München 1969.

Kathrein, R.: Kultur, Brauchtum, Gemeinschaftsleben einst und heute (Winter und Frühjahr). — Gebundenes Manuskr. 389 S., einige Abb., Flirsch 1971.

Keller, P.: Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens. — Beih. Botan. Cbl. **46**: 395—489, 28 Abb., 3 Taf., Dresden 1930.

Kielhauser, G.: Die Vegetation des Kaunerberges als Ausdruck des dortigen extremen Klimas. — Wetter u. Leben **5**: 43—46, 1 Abb., Wien 1953.

— : Thermophile Buschgesellschaften im oberen Tiroler Inntal. — Verh. zool.-botan. Ges. Wien **94**: 138—146, Wien 1954 [1954a].

— : Die Trockenrasengesellschaften des Stipeto-Poion xerophilae im oberen Tiroler Inntal. — Angewandte Pflanzensoziologie. Festschr. Erwin Aichinger **1**: 646—666, 4 Abb., 4 Tab., 1954 [1954b].

Klebelsberg, R. von: Geologie von Tirol. — 872 S., 11 Beil., 1 geol. Karte, Berlin (Borntraeger) 1935.

Klien, R.: Tiroler Oberland. Bezirk Landeck. — 152 S., 24 Bilder. Innsbruck, Wien u. München (Tyrolia-Verlag) 1972.

Kral, F.: Grundlagen zur Entstehung der Waldgesellschaften im Ostalpenraum. — Ber. deutsch. botan. Ges. **85**: 173—186, 12 Abb., Berlin 1972.

Kröll, L.: Gott schuf den Wald — der Mensch die Wüste. — Schlern **29**: 313—318, 9 Abb., Bozen 1955.

Lunz, R.: Ur- und Frühgeschichte Südtirols. — 137 S., 32 Abb., 33 Taf., Bozen (Athesia) 1973.

Maurer, F.: Die Südtiroler Erdpyramiden. — Schlern **39**: 189—192, 4 Abb., Bozen 1965.

Mayer, M.: Der mittelalterliche Weinbau im Nordtiroler Unterland. — Schlernschriften **95**, 148 S., Innsbruck 1952.

Mayr, F.: Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. — Z. f. Geomorph. N. F. **8**: 257—285, 14 Abb., 6 Taf., Berlin u. Stuttgart 1964.

MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pe(z)idkamm. — Kober-Festschr. Skizzen zum Antlitz der Erde, S. 168—192, 1 Abb., 1 Taf., Wien (Hollinek) 1953.

— : Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. — Mitt. geol. Ges. Wien **49**: 327—329, Wien 1956.

— : Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). — Eclog. geol. Helv. **55**: 460—468, Basel 1962.

MENGHIN, O.: Zur Vor- und Frühgeschichte des Bezirkes Landeck. — Schlern-Schriften **133**: 39—75, 7 Abb., 4 Taf., Innsbruck 1956.

MUTSCHLECHNER, G.: Das Felsgerüst der Ötztal-Stubaier Alpen. — Z. deutsch. österr. Alpenver. **68**: 113—127, 2 Abb., Stuttgart 1937.

NEUNLINGER, I.: Von der künstlichen Bewässerung im Oberen Gericht. — Schlern-Schriften **133**: 315—323, 3 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1956.

PATZELT, G.: Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). — Z. Geomorphologie NF Suppl.-Bd. **16**: 25—72, 13 Abb., 3 Tab., 6 Diagr., Berlin u. Stuttgart 1973.

PITTIONI, R.: Urzeitliche „Almwirtschaft". — Mitt. geograph. Ges. Wien **74**: 108—113, Wien 1931.

PLANKENSTEINER, W.: Das Kauner Tal. — Schlern-Schr. **133**: 351—363, 4 Taf., Innsbruck 1956.

SCHEDLER, A.: Zum Klima des Kaunerberg-Hanges. — Wetter u. Leben **5**: 40—42, 1 Abb., Wien 1953.

SCHMID, H.: Die Oberengadiner Land- und Alpwirtschaft. — 157 S., zahlr. Abb., Inaug.-Diss. Philosoph. Fak. II Univ. Zürich, Winterthur (P. G. Keller) 1955.

STOLZ, O.: Geschichte des Landes Tirol. — 823 S., Innsbruck, Wien, München (Tyrolia) 1955 (Nachdruck 1973).

WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. — Jb. Geol. Bundesanst. **78**: 357—498, 43 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1928.

WELTEN, M.: Frühe Kultureinflüsse in der Vegetation des Wallis. — Ber. deutsch. botan. Ges. **85**: 187—188, Berlin 1972.

WIESER, F. VON: Der Bronzefund von Ried in Tirol. — Prähist. Blätter **4**: 20—23, 1 Taf., München München 1892.

WINKLER, R.: Uralte Bewässerungsanlagen im Malser Gebiet. — Schlern **43**: 525—529, Bozen 1969.

WINZ, H.: Beiträge zur Kulturgeographie des Oberinntals. — Inaug.-Diss. Berlin, 119 S., 14 Taf., Berlin-Neukölln 1932.

WOPFNER, H.: Die Besiedlung unserer Hochgebirgstäler. Dargestellt an der Siedlungsgeschichte der Brennergegend. — Z. deutsch. österr. Alpenver. **51**: 25—86, 8 Abb., München 1920.

— : Geschichte der tirolischen Landwirtschaft. — Wiener Landwirtschaftliche Zeitung 79: 120—122, Wien 6. April 1929.

— : Das oberste tirolische Inntal als Kulturlandschaft. — Schlern-Schr. **133**: 237—242, 2 Taf., Innsbruck 1956.

ZELLE, F.: Die Bewässerungsanlage am Kauner Berg bei Prutz. — Schlern-Schr. **133**: 325—334, 2 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1956.

Manuskript eingeg. 8. 10. 1975.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Reinhold Huckriede, Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität, D-3550 Marburg/Lahn, Lahnberge.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 190-195	Öhringen/Württ. 1975

Der ökologische Indikatorwert mitteleuropäischer Pisidium-Arten (Mollusca, Eulamellibranchiata)

Von Claus Meier-Brook, Tübingen

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Eine Kurzübersicht über bisher bekannte ökologische Valenzen und Ansprüche der rezenten Muschelarten der Gattung *Pisidium* C. Pfeiffer in Mitteleuropa stellt Arten mit geringem Indikatorwert (z. B. *P. subtruncatum, milium)* solchen mit hohem Indikatorwert (z. B. *P. supinum, P. lilljeborgii)* gegenüber. Die Notwendigkeit, über bloße Präsenz hinaus die Dominanzverhältnisse zu berücksichtigen, wird betont.

Summary. The presently known ecological valences and requirements of recent species of pill-clams *(Pisidium* C. Pfeiffer) in Central Europe are briefly reviewed. Species of low indicator value (e. g. *P. subtruncatum, milium)* are contrasted with those having a high indicator value (e. g. *P. supinum, lilljeborgii).* The necessity of taking into account the abundance of species, rather than merely their presence, is emphasized.

Einleitung

Die Auswertung von Süßwassermolluskenfunden bei quartär-geologischen und vorgeschichtlichen Untersuchungen hat sich in vielen Fällen mehr oder weniger auf die Gastropoden beschränkt. Stenöke, also aussagekräftige, Arten sind unter ihnen jedoch spärlich, so daß die Kleinmuscheln der Familie Sphaeriidae immer mehr zur Lösung paläoökologischer Fragen mit herangezogen werden. Ein überzeugendes Beispiel stellt die Bearbeitung der Pisidien des ehemaligen Aschersleben er Sees dar (Kuiper, 1968). Die vagen Vorstellungen über den Aussagewert der einzelnen Arten, wie sie noch vor einigen Jahren bestanden, sind inzwischen einem präziseren Bild gewichen, wenn auch eine kausale Analyse der ökologischen Valenzen und Ansprüche noch lange auf sich warten lassen wird. Die Erfahrungen aus diskriptiv-ökologischen Untersuchungen an Hunderten Gewässern in den letzten Jahren lassen immerhin über Valenzen und Präferenzen deutliche Aussagen zu, die im folgenden niedergelegt werden. Die Darlegungen beschränken sich auf die rezent in Mitteleuropa lebenden Arten und ihre Ökologie unter gemäßigtem Klima. Über *Pisidium astardoides* Sandberger sowie *P. stewarti* Preston (meist unter dem Namen *P. vincentianum* Woodward) ist in der Literatur unverhältnismäßig viel berichtet worden. Ihre Bedeutung ist daher am bekanntesten. Eine Bestimmungstabelle in deutscher Sprache bringt Zeissler (1971), jedoch sollte ohne langjährige Erfahrungen die Bestimmung unbedingt Spezialisten überlassen werden. Wegen der erheblichen Bestimmungsschwierigkeiten liegt jedoch manches wertvolle Material brach, das nach Identifikation durch Spezialisten wichtige Aufschlüsse geben könnte.

Es ist nicht Aufgabe dieses Artikels, die umfangreiche Literatur der letzten Jahre kritisch zusammenzufassen oder sie durch eine ausführliche Analyse eigener Untersuchungen zu ergänzen. Hier soll lediglich eine kurzgefaßte Übersicht gegeben werden, die dem Paläontologen einen schnellen Überblick über den ökologischen Indikatorwert seiner Pisidienausbeute ermöglichen möchte. Ausnahmen von den groben Eingruppierungen sind selbstverständlich möglich, vor allem unter stark abweichenden Klimabedingungen, und es muß

betont werden, daß nie allein Präsenz oder Absenz, sondern immer auch Dominanzverhältnisse die Auswertung mitbestimmen sollten. Auf eine Benennung von Untergattungen wird angesichts der noch immer unklaren Abgrenzungen verzichtet.

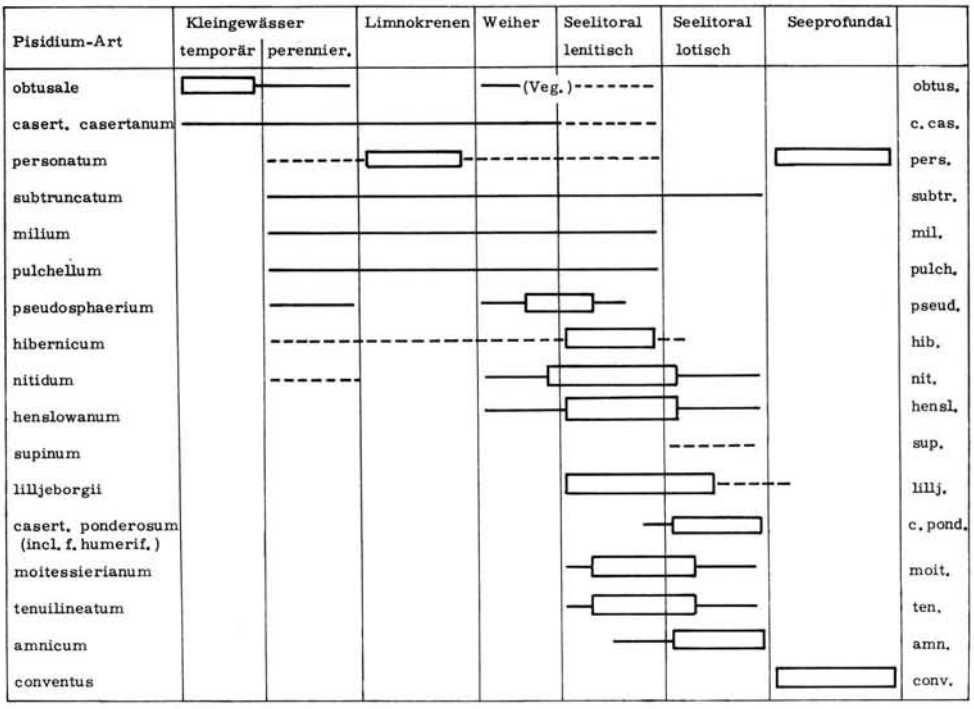


Abb. 1. Ökologische Verbreitung der Pisidien in stehenden Gewässern. Gewässer nach Größe und Wasserbewegung geordnet. Angaben nur für gemäßigtes Klima.

Zeichenerklärung: ▭ deutliche Präferenz, hier im allg. dominant
——— regelmäßig vorkommend
— — — — — ausnahmsweise vorkommend.

Ökologische Charakterisierung der Arten

Eine Übersicht des Vorkommens und der bevorzugten Biotope geben die Abbildungen 1 und 2, in denen die Gewässer nach Größe und Wasserbewegung angeordnet sind. Weitere Bemerkungen zu den Arten folgen in der in den Abbildungen gewählten Reihenfolge.

Definitionen:

Eurytherm: starken Temperaturschwankungen unterworfen bzw. diese tolerierend.

Kalkbedürftig: Nur bei Kalkgehalten über 5—7 mg/l (entsprechend 0,7—1° dH), in diesem Bereich aber ohne weitere Abhängigkeiten. Nur kalkärmste Gewässer meidend.

Kalkindifferent: Auch unterhalb 5—7 mg/l vorkommend.

(Kalkmeidende Arten gibt es unter Pisidien im Gebiet nicht.)

Lenitisch: mit ruhigem Wasser; besonders bezogen auf Stillwasserzonen in bewegten Gewässern.

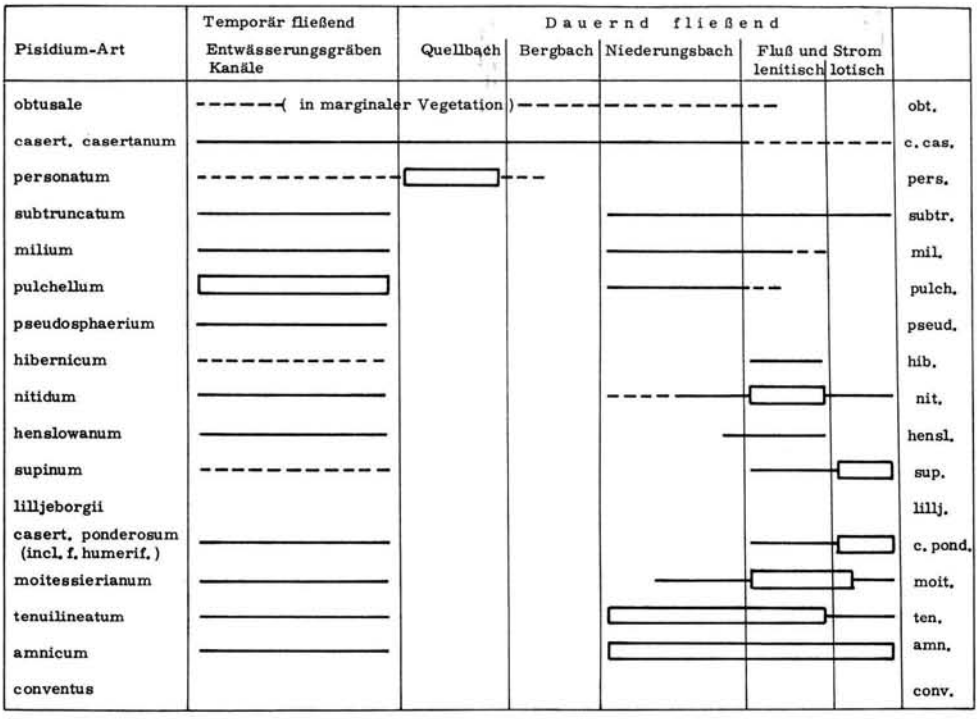


Abb. 2. Ökologische Verbreitung der Pisidien in fließenden Gewässern. Übrige Angaben wie bei Abb. 1.

Lotisch: mit bewegtem Wasser (z. B. Brandungsufer, Stromschnellen).

Limnokrene: Grundwasseraustritt (Quelle) am Boden eines im übrigen stehenden Gewässers.

Stenotherm: geringen Temperaturschwankungen unterworfen bzw. nur solche tolerierend.

Pisidium obtusale (Lamarck)

Eine Moor- und Sumpfart, die humusreiche Gewässer bevorzugt (Dy). Sie ist das einzige *Pisidium* im Gebiet, das auf höhere Vegetation angewiesen erscheint, vor allem auf Hartflora (Cyperaceae, Juncaceae u. a.). Es lebt in zeitweise austrocknenden Tümpeln oft massenhaft und wird dort lediglich von *P. casertanum* begleitet. Kalkindifferent.

P. casertanum casertanum (Poli)

In der Nominatrasse in einer Unzahl von Formen in einem weiten ökologischen Bereich vorkommend, ist es dennoch charakteristisch vor allem für Kleingewässer. Im Seelitoral und in Flüssen tritt es höchstens vereinzelt auf und wird in deren bewegten Zonen von *P. casertanum ponderosum* ersetzt. Es kann unter extremen Bedingungen existieren, was Nahrungsarmut, Kalkarmut, Austrocknungsmöglichkeiten und Temperaturschwankungen betrifft. Kommt mit einem Minimum an Schlamm aus. Kalkindifferent.

P. personatum Malm

Bevorzugt eindeutig gleichmäßig kühle Biotope, und zwar subterrane Gewässer, Quellen und Quellbäche, Limnokrenen sowie das Profundal tiefer Seen, solange das Wasser

genügend Kalk und Sauerstoff enthält. In eurythermen Gewässern möglicherweise auf die Nähe litoraler Grundwasseraustritte beschränkt. Kalkbedürftig.

P. subtruncatum MALM

Das am meisten euryöke der mitteleuropäischen Pisidien. Soweit ein gewisser Schlammanfall gewährleistet ist, kommt es in allen Gewässertypen regelmäßig vor. Kalkindifferent.

P. milium HELD

Die Art ist in allen schlammreichen Biotopen verbreitet, jedoch fast nirgends in hoher Abundanz. Kalkindifferent.

P. pulchellum JENYNS

Ein ausgesprochener Sumpfbewohner mit Präferenz für dunklen Schlamm; meidet moorige Gewässer. Kalkbedürftig.

P. pseudosphaerium SCHLESCH

Ein Flachmoorbewohner, charakteristisch für Verlandungszonen größerer Gewässer. Oft im Schwingrasen, nicht in Hochmooren. Kalkbedürftig.

P. hibernicum WESTERLUND

Im schlammreichen Sediment von Seen und Flüssen, aber auch in kleinen Moorgewässern, oft im Schwingrasen. Regelmäßig in Seen der Vereisungsgebiete. Kalkindifferent.

P. nitidum JENYNS

In allen Gewässern außer Quellen, Bächen und Tümpeln. Deutliche Präferenz aber für Großgewässer wie Seen und Tieflandflüsse, wo die Art in Mitteleuropa meist nicht nur die größte Abundanz aller *Pisidium*-Arten aufweist, sondern oft auch mehr als die Hälfte aller Kleinmuschelindividuen stellt. In schlammreichem Boden im allgemeinen zartschalig, in sandigem Boden lotischer Bezirke dickschalig und oft stark gerippt (f. *crassa* STELFOX und f. *arenicola* STELFOX). Kalkindifferent.

P. henslowanum (SHEPPARD)

In allen Großgewässern mit einem gewissen Mindestkalkgehalt, auch mit (nicht zu heftiger) Wasserbewegung. Nicht in Bächen und Tümpeln. Kalkbedürftig.

P. supinum A. SCHMIDT

Die am strengsten auf stark bewegtes Wasser beschränkte Art. Fast nur in großen Flüssen mit stärkerer Strömung, bisweilen in stark lotischen Seezonen. Nie außerhalb dieser beiden Biotope. Kalkbedürftig.

P. lilljeborgii CLESSIN

Die in Mitteleuropa neben *P. conventus* am stärksten stenöke Art. Sie kommt ausschließlich im Litoral und Sublitoral von Seen vor. Kalkindifferent.

P. casertanum ponderosum STELF. (incl. f. *humeriforme* STELF.)

Diese vom Verfasser als ökologische Rasse von *P. casertanum* (POLI) aufgefaßte Form ist ähnlich wie *P. supinum* auf stark bewegtes Wasser beschränkt, aber gleichermaßen in Flüssen wie Seen. Kalkbedürftig.

P. moitessierianum PALADILHE

Lebt in Flüssen und Seen und scheint dort als ausgesprochener Thanatozönosen-(„Schalenzonen"-)Bewohner aufzutreten. Zumindest war in 4 untersuchten Seen und einem Fluß, in denen diese Art regelmäßig auftritt, unter Tausenden leerer Muschelschalen verschiedener Arten Tiere von *P. moit.* neben vereinzelten von *P. nitidum* die einzigen lebenden Pisidien. Die Art tritt hier oft mit beträchtlicher Abundanz auf. Kalkbedürftig.

P. tenuilineatum STELFOX

Im gleichmäßig strömenden Wasser von Tieflandbächen, Flüssen sowie im Litoral kalkreicher Seen. Bei der Seltenheit der Art kann die Frage, ob ihre Lebensweise ähnlich der von *P. moitessierianum* ist, noch nicht beantwortet werden. Kalkbedürftig.

P. amnicum (O. F. MÜLLER)

In bewegten Zonen von Flüssen und Seen, oft auf Sandboden mit geringsten Schlammbeimengungen. Kalkbedürftig.

P. conventus CLESSIN

Auf das Profundal tiefer Seen beschränkt. Kalkindifferent. Da diese Art in kalkärmstem, also mangelhaft gepuffertem Wasser lebt, werden die zarten Schalen nach dem Absterben schnell aufgelöst. *P. conventus* ist daher praktisch nie fossil erhalten. Kalkindifferent.

Schlußfolgerungen auf den Indikatorwert

In hoher Abundanz vorkommende Vertreter der Gattung lassen Schlüsse auf den Lebensraum entsprechend der Weite ihrer ökologischen Valenz nur sehr beschränkt zu im Falle folgender euryöker Arten: *P. subtruncatum, milium, casertanum casertanum.* Für Kleingewässer moorigen (dystrophen) Charakters spricht *P. obtusale.* Entweder auf quellnahe Biotope oder das Profundal kalkreicher Seen läßt *P. personatum* schließen.

Beim dominanten Vorkommen von *P. nitidum* ist an Gewässer einer Mindestgröße von Weiher (rezent auch Teich) oder Tieflandfluß zu denken, ebenso bei *P. henslowanum.* Die Anwesenheit von *P. lilljeborgii* ist eindeutiger Anzeiger für einen Seebiotop, es sei denn, es hätten zur Zeit der Ablagerung arktische oder subarktische Verhältnisse geherrscht.

Stark bewegte Zonen größerer Gewässer haben wir vor uns, wenn *P. amnicum* und *P. casertanum ponderosum* in ausreichender Häufigkeit angetroffen werden. Kommt *P. supinum* hinzu, spricht dies mit großer Wahrscheinlichkeit für einen Fluß. Stillere Zonen bewegter Gewässer zeigt *P. moitessierianum* an, möglicherweise auch *P. tenuilineatum.*

Funde von *P. pseudosphaerium* deuten auf einen Verlandungsprozeß (Flachmoorbildung) eines Sees oder Flußaltarms hin.

Die ökologischen Ansprüche einiger Arten, wie *P. hibernicum* und *P. pulchellum,* erscheinen bisher so heterogen und damit schwer faßbar, daß ihr Aussagewert noch gering anzusetzen ist. Im allgemeinen wird *P. hibernicum* in größerer Abundanz für einen See sprechen; die rezenten Funde in Flüssen und Kleingewässern sind verhältnismäßig selten.

Über häufige Vergesellschaftungen liegen mehrere Publikationen aus den letzten Jahren vor, deren Studium für weitergehende Beschäftigung empfohlen wird. Einige sind im Literaturverzeichnis genannt. Die umfangreiche Literatur mit Einzelangaben zur ökologischen Valenz und Präferenz kann hier nicht aufgeführt werden. Es sei lediglich auf das Literaturverzeichnis bei ÖKLAND (1971) hingewiesen.

Für freundliche Durchsicht des Manuskripts und Anregungen danke ich den Herren J. G. J. KUIPER, Paris, Dr. K. MÜNZING, Freiburg, und Frau Dr. H. ZEISSLER, Leipzig.

Literatur

BISHOP, M. J. & HEWITT, S. J. (im Druck): Assemblages of *Pisidium* species (Bivalvia, Sphaeriidae) from localities in eastern England. Freshwater Biology, Oxford [u. a.].

COMBES, C., KUIPER, J. G. J. & STÉFANO, Y. DE (1971): Ecologie des espèces du genre *Pisidium* Pf. (Mollusques, Sphaeriidae) dans les étangs du Carlit (Pyrénées). — La Terre et la Vie **25**, 96—131, Paris.

FELDMANN, R. (1971): Die Kleinmuscheln (Sphaeriidae) des mittleren Ruhrtales. — Decheniana **123**, 1/2, 27—47, 2 Abb., 2 Tab., Bonn.

KUIPER, J. G. J. (1968): Die spätpleistozänen Pisidien des ehemaligen Ascherslebener Sees. — Arch. Molluskenk. **98**, 1/2, 23—38, 56 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M.

ÖKLAND, K. A. (1971): On the Ecology of Sphaeriidae in a High Mountain Area in South Norway. Norwegian J. Zool. **19**, 2, 133—143, Oslo.

TETENS, A. & ZEISSLER, H. (1964): Über das Vorkommen der seltenen Pisidienarten im Norddeutsch-Polnischen Raum sowie im Eder- und Schwalmgebiet von Hessen, nebst ökologischen Angaben und Beobachtungen. — Malakol. Abh. staatl. Mus. Tierkunde Dresden **1**, 5, 89—133, Dresden.

ZEISSLER, H. (1971): Die Muschel *Pisidium*. Bestimmungstabelle für die mitteleuropäischen Sphaeriaceae. — Limnologica (Berlin) **8**, 2, 453—503, Berlin.

Manuskript eingeg. 17. 4. 1975.

Anschrift des Verf.: Dr. Claus Meier-Brook, D 7403 Ammerbuch 4, Sommergasse 10.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 196-211	Öhringen/Württ. 1975

Glaciation and Periglacial Morphology in the Northwestern Venezuelan Andes

Dedicated to the memory of Carl Troll

by Carlos Schubert, Caracas

With 5 figures and 2 plates

Abstract. Evidences of previous glaciation in the northwestern Venezuelan Andes, mainly in Páramo de Piedras Blancas, include a main morainic level at 3400 to 3700 m, and minor moraines at higher elevations up to about 4300. Glaciated valleys, hanging valleys, rock, steps, glacial channels, cirques, arêtes, horns, striae and grooves on polished rock, roche mountonnés, and whaleback forms, are the main evidence of glacial sculpture and erosion. The main morainic level probably represents a Late Wisconsin glacial advance, and the higher moraines are either neoglacial or due to minor readvances during the main postglacial retreat. The main morainic level, 400 m higher than that in the southeastern Venezuelan Andes, indicates that the glacial climate was drier in the northwestern part than in the southeastern part of this mountain range.

Present-day periglacial features include micro-terrassettes, turf exfoliation, talus, and striated ground, above 3500 m; and nonsorted stripes, sorted polygons or sorted circles, and sorted nets, above 4000 m. The present-day periglacial zone is located between approximately 3600 and 4700 m. During glacial times it probably reached down to 2400 m in the southeastern, and 2900 m in the northwestern parts of the Venezuelan Andes.

Zusammenfassung. Zu den wichtigsten Zeugen einer früheren Vergletscherung in den nordwestlichen venezolanischen Anden, hauptsächlich im Páramo de Piedras Blancas, zählen ein Hauptmoränenniveau (3400 bis 3700 m) und höhere Moränen bis zu 4300 m. Trog- und Hängetäler, Felsstufen, glaziale Schmelzwasserrinnen, Kare, schroffe Grate, Horne, Gletscherschrammen und -furchen auf poliertem Gestein sowie Rundhöcker und Walrücken sind die wichtigsten Zeugen der Glazialskulptur und -erosion. Das Hauptmoränenniveau wurde wahrscheinlich durch einen Jungwisconsin-Gletschervorstoß gebildet, und die höheren Moränen sind entweder neoglazial oder sie wurden durch kleine Vorstöße während des postglazialen Hauptgletscherrückgangs gebildet. Das Hauptmoränenniveau, das 400 m höher liegt als in den südöstlichen venezolanischen Anden, deutet darauf hin, daß das Glazialklima im nordwestlichen Teil dieser Kordillere trockener war als im südöstlichen Teil.

Die heutigen Periglazialformationen enthalten: Hänge mit Bodenfließmarken, Rasenstufen, Schutthalden und Felsenmeere sowie Streifenböden über 3500 m; nicht-sortierte Streifen, sortierte Polygone oder sortierte Zirkel; über 4000 m sortierte Netze. Die heutige Periglazialzone liegt ungefähr zwischen 3600 und 4700 m Höhe. In der Eiszeit hat ihre untere Grenze wahrscheinlich bis 2400 m im südöstlichen Teil, und bis 2900 m im nordwestlichen Veil der venezolanischen Anden gereicht.

1. Introduction

The Páramo de Piedras Blancas, the most extensive high altitude zone in the northwestern Venezuelan Andes (Sierra de La Culata), is located (Fig. 1) between approximately 8° 50′ and 8° 54′ N. latitude, 70° 51′ and 70° 55′ W. longitude. It lies between the upper reaches of Río Chama, which is Quebrada (=creek) Mifafí, and Quebrada Piedras Blancas (Fig. 2). The Río Chama flows longitudinally along the central, fault-controlled, valley of the Venezuelan Andes, in a southwest direction, and the latter flows directly northwest, both ending in the Lake Maracaibo Basin. The area of study lies between approxi-

mately 3700 and 4600 m elevation above sea level, in the p á r a m o zone, the wet, treeless, high altitude, alpine zone of the northern Andes (Ecuador, Colombia, and Venezuela).

The pre-Quaternary geology of the area has been studied by KOVISARS (1969, 1971). It is underlain by a Precambrian (?) metasedimentary terrain (Sierra Nevada Formation), consisting of schist, gneiss, and amphibolite (metamorphosed to the amphibolite facies of regional metamorphism). These rocks are overlain by lower grade (greenschist facies) Upper Paleozoic (?) metasediments (El Aguila Formation), consisting of a sequence (bottom to top) of quarzite, phyllite and siltstone, and limestone. These rocks were intruded during the Triassic by the El Carmen Granodiorite and later smaller bodies of pegmatite. Structurally, the metasedimentary units crop out in broad, northeast trending, antiforms and synforms. Several northeast trending faults occur in the region, but the main structural feature is the Boconó Fault, a major geotectonic break which follows the valleys of the Río Chama and Río Santo Domingo, just southeast of the area (KOVISARS 1971, Fig. 5). Postglacial right-lateral strike-slip movement has been inferred along this fault from displaced glacial and fluvio-glacial features (SCHUBERT & SIFONTES, 1970, 1972; GIEGENGACK & GRAUCH, 1972a, 1972b). A northwestward thrust (Gavilán Fault) has been mapped by KOVISARS (1971) along the upper Río Chama valley, west of the Boconó Fault trace.

Wilhelm SIEVERS (1885—1886, p. 101—103), one of the first to describe glacial features in the Venezuelan Andes, visited the southern boundary of the Páramo de Piedras Blancas area, when he climbed the Pico Pan de Azúcar (4620 m), the highest peak of the

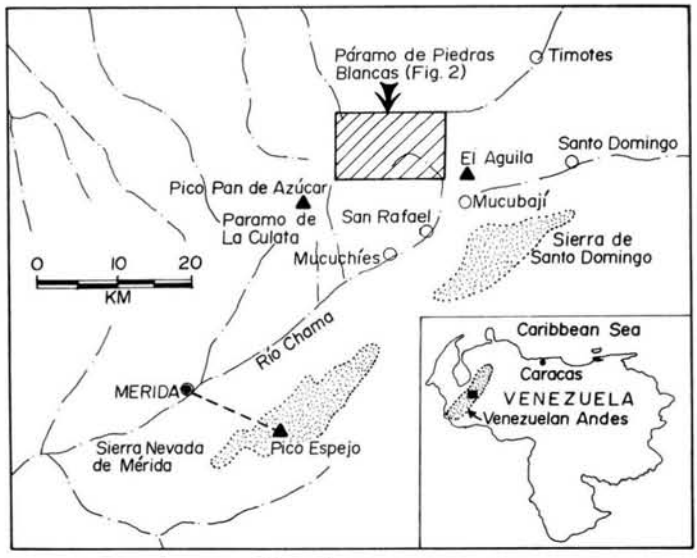


Fig. 1. Index map.

Páramo de La Culata region, north of the city of Mérida and just south of the study area (Fig. 1). However, he did not travel over the Mérida-Mucuchíes-Torondoy trail, which traverses Páramo de Piedras Blancas, along Quebrada Piedras Blancas. More recently, ROYO Y GÓMEZ (1959) described briefly the moraines at the bottom of the Quebrada Mifafí valley (Fig. 2) and glacial features downvalley, along the Río Chama, to Mucuchíes. The glacial morphology of the Quebrada Mifafí valley was described by CÁRDENAS (1962), who mentioned the existence of U-shaped glacial valleys, arêtes, cirques, horns,

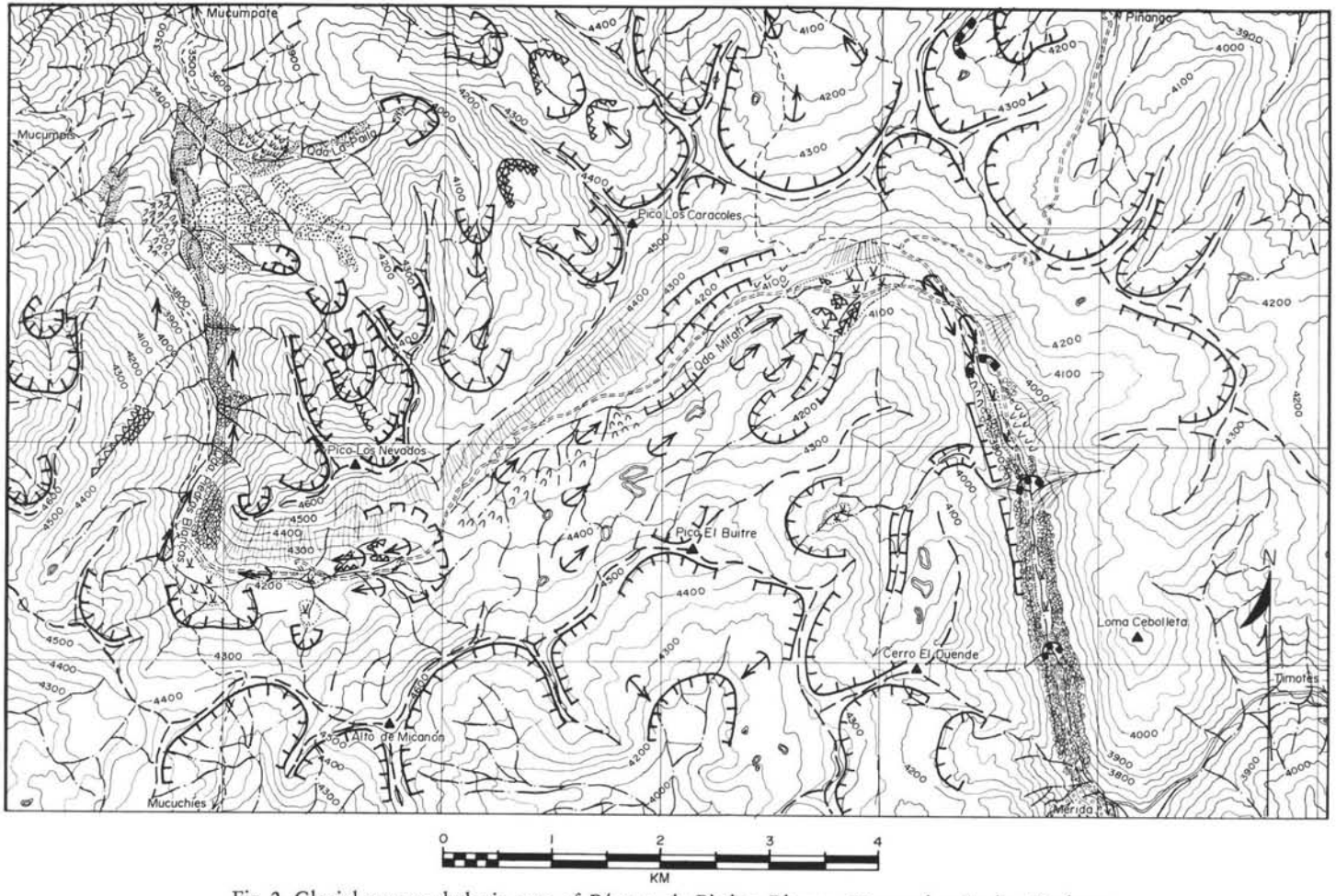
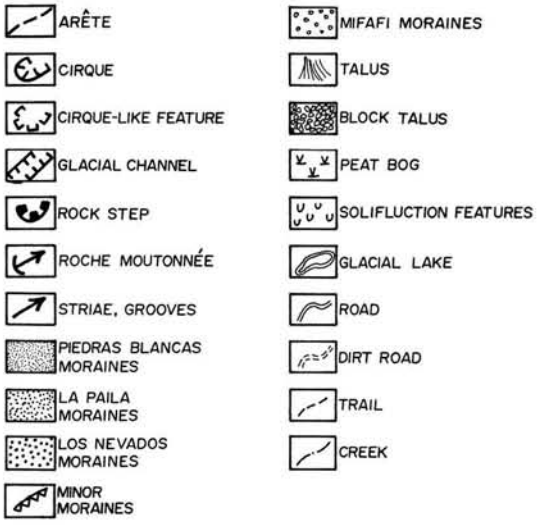


Fig. 2. Glacial geomorphologic map of Páramo de Piedras Blancas, Venezuelan Andes. Geology: C. SCHUBERT. Base map: Cartografia Nacional (Caracas). No. 6042-III-NE; 6042-IV-SE, and -NO, 1974.



Explanations on figure 2.

rock, steps, striated and polished roches moutonnées, talus, flat valley bottoms probably representing ancient glacial lakes closed by morainic deposits, and remnants of lateral moraines along the right side of the valley. KOVISARS (1969, p. 100—103) briefly described the glacial features of the Páramo de Piedras Blancas area. This author mentioned the existence of terminal moraines in the Quebrada Piedras Blancas valley (Fig. 2 and Plate I a), described in more detail in the present report.

The area of study is wholly within the páramo zone of the Andes, whose physical and botanical characteristics were treated in detail by AZÓCAR (1974), is characterized in general by high humidity and a great daily range in temperatures (up to a daily freeze-thaw cycle). Table 1 lists typical rainfall data of stations close to the area. From these data, and the distribution of the stations (Fig. 1), it is clear that the southeastern part of Páramo de Piedras Blancas is in a "dry" belt (yearly rainfall between 600 and 800 m) lying along the central axis of the Venezuelan Andes (this would correspond to the Subalpine Páramo, a climatic definition by EWEL & MADRÍZ 1968, p. 223). Both to the northwest and the southeast, yearly rainfall increases considerably in a short distance, to over 1200 mm in Santo Domingo (the climatic Pluvial Páramo of EWEL & MADRÍZ 1968, p.

Table 1

Rainfall data (monthly average in mm) for selected stations near the Páramo de Piedras Blancas area (After MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, Dirección de Obras Hidráulicas, Caracas).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Páramo de la Culata (3000 m; 1961—1970)	35.7	22.5	44.5	180.3	162.2	101.5	75.3	109.3	118.0	173.4	129.0	34.7	1186.8
Mucubají (3550 m; 1969—1973)	29.6	17.9	25.1	118.4	95.1	130.3	128.9	121.0	133.8	103.2	66.0	21.8	991.1
Pico El Aguila (4090 m; 1953—1970)	8.6	7.8	17.4	68.1	103.4	124.4	127.7	97.9	83.4	86.5	54.6	16.3	796.1
Páramo de Mucuchíes (3750 m; 1942—1970)	8.5	8.6	17.9	69.9	107.2	130.6	143.4	109.7	80.5	80.3	38.9	18.2	813.7
San Rafael de Mucuchíes (3200 m; 1949—1970)	6.5	4.3	13.4	66.7	92.0	80.2	91.1	77.5	77.7	71.9	31.6	8.5	630.4

223—229). These climatic conditions are the result of the geographical location and orientation of the Venezuelan Andes. WALTER (1973, p. 123—130) summarized the climatic conditions of Venezuela. During the winter months (northern hemisphere: November to April) the main part of Venezuela is unter the influence of the northeast Trade Winds which, over land, change to a more easterly direction over the Llanos (east of the Andes), and a more northerly direction in the Maracaibo Basin (northwest of the Andes). As these winds reach the Andes and ascend, the scant moisture left in them after discharge when reaching the Caribbean Sea, is dropped in the foothills and flanks of the mountain range. Little moisture reaches the internal valleys of the Andes (such as the Río Chama valley). During the summer months (May to October), the main part of Venezuela is under the influence of the Inter-Tropical Convergence Zone, and therefore receives abundant rain. A climatic profile across the Venezuelan Andes, illustrating these climatic conditions, was published by FLOHN (1968). The vegetation of the páramo zone has been recently described in detail by VARESCHI (1970); outstanding are several species of *Espeletia.*

This study of glacial evidence in Páramo de Piedras Blancas is the first in the northwestern Venezuelan Andes (Maracaibo Basin side). Up to now, earlier publications on glaciation (TRICART 1966; SCHUBERT 1970, 1972a, 1972b; SCHUBERT & VALASTRO 1974) dealt with the central and southeastern parts (Sierra de Santo Domingo, Mucuchíes area, Sierra Nevada de Mérida, and Páramo de La Culata). A comparison between these areas and Páramo de Piedras Blancas is of interest, because there are indications of climatic differences during glacial times between the southeastern, central, and northwestern Venezuelan Andes, just as there are differences at present (humid in the southeastern and central, and relatively dry in the northwestern Venezuelan Andes). Finally, periglacial features are described in a effort to define more precisely the contemporary periglacial zone in the Venezuelan Andes.

Aerial photographs were essential in mapping the distribution of the glacial and periglacial features, especially Photographs No. 140 to 149, 214 to 226, and 533 to 536 of mission A-34 (CARTOGRAFÍA NACIONAL, Caracas). Elevations were determined with a Lambrecht altimeter, whose accuracy is at best within 20 m. The altimeter was frequently checked during the day at points of known elevation.

2. Glacial and fluvio-glacial deposits

In the Quebrada Piedras Blancas valley (Fig. 2), between approximately 3400 and 3700 m, there is an extensive complex of moraines forming a prominent level within the valley (Plate I a). Well-formed lateral moraines in the valleys of Quebradas Piedras Blancas and La Paila, are called in this paper the Piedras Blancas and La Paila Moraines. The latter is preserved best, including an end moraine which has been dissected by the stream. In the lower part of the Quebrada Los Nevados valley (below Pico Los Nevados), another morainic complex (Los Nevados Moraines) crops out: this one partly overrode the Piedras Blancas right lateral moraine (Fig. 2).

The lateral moraines, forming typical arcuate ridges, begin at the rocky outlets of the glaciated valleys (above 3600 to 3700 m) and descend to 3400 m, where they end either as an end moraine or as a gap cut by the stream flowing within the morainic valleys. The elevation of these morainic ridges ranges from 50 to more than 100 m above their central valley. Within the morainic valleys, the streams either have eroded away all the fluvio-glacial deposits (Quebrada Piedras Blancas), or they are in process of eroding them (Quebrada La Paila), forming extensive, low terraces. Peat bog deposits, interlayered with fluvio-glacial sediments, are common in the valleys.

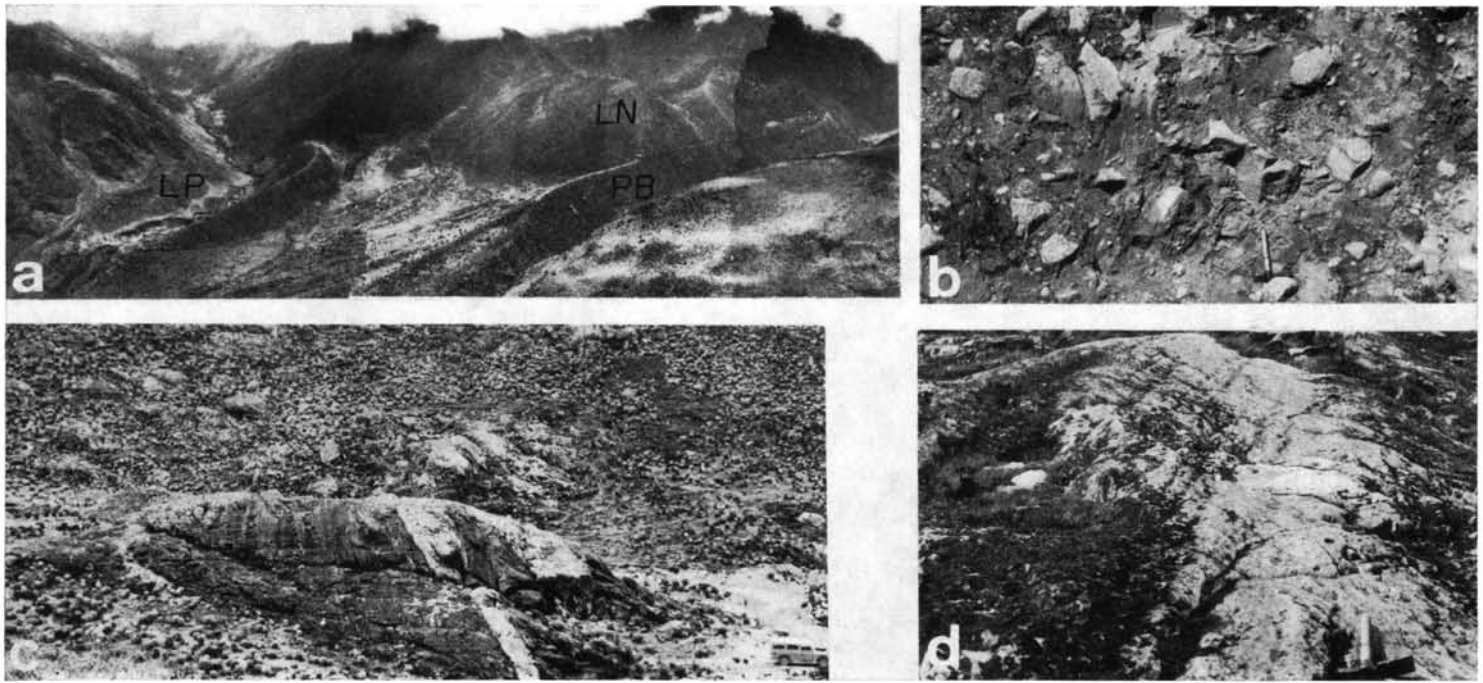


Plate I

a. Panoramic view of the main morainic level, Páramo de Piedras Blancas; PB = Piedras Blancas Moraines; LP = La Paila Moraines; LN = Los Nevados Moraines. Note the fluvioglacial terraces within Quebrada La Paila velley. b. Typical till outcrop, Mifafí Moraines. c. Roche moutonnée, upper Quebrada Mifafí valley. Note the grooves on its side. d. Striated and grooved whaleback form in banded gneiss, upper Quebrada Piedras Blancas valley.

In the area between the Piedras Blancas and La Paila Moraines (Fig. 2 and Plate I a), at least two remnants of older lateral moraines occur. These form low, straight ridges, not more than 20 m high, extensively covered by vegetation and talus deposits. They are parallel or subparallel to the Piedras Blancas lateral moraine, and could represent older glacial advances in that valley. This is supported by the fact that they were completely overridden by the Los Nevados Moraines.

Above the main morainic level, low (10 to 30 m) minor moraines form arcuate ridges enclosing cirque outlets or rock steps. Several good examples occur in the Quebrada Mifafí valley (Fig. 2), where two small end moraines (mentioned by CÁRDENAS 1962) enclosed the lower two, elongated, flat bog areas, above the rock steps. These moraines (Mifafí Moraines) are partly covered by talus derived from the steep valley walls. At present, the stream has cut through these moraines and is actively cutting the rock steps. In the upper rock step, it has cut a small gorge with numerous examples of large potholes in the basement rock. In the upper bog area (called Llano Redondo), just above the place where Quebrada Mifafí turns upstream to the southwest, are three minor moraines (Fig. 2), which closed the outlet of the glacial channel just above them. They form low ridges which barely overlook the flat bog deposits. All of these minor moraines in the higher parts of Páramo de Piedris Blancas may represent either small glacial readvances during the main postglacial retreat of the glaciers, or they represent neoglacial moraines. The latter is probably the case for the moraines above 4000 m, because of their relatively fresher appearance.

The moraines consist of till characterized by an unsorted and unbedded mixture of boulder- to clay-sized grains. Plate I a shows an outcrop of till from the Mifafí Moraine just west of Loma Cebolleta (Fig. 2). The fresh, dry till has a light gray (N 7 to 5 B 7/1 in the Munsell Color System) color, and the main lithologic types among the pebbles and boulders are: granitic rocks, gneiss, mica schist, and minor amounts of amphibolite, pegmatite, and quartz. These rocks are typical of the underlying basement and also make up the high arêtes and peaks of the region, and they belong to the Sierra Nevada Formation (KOVISARS 1971). The shape of the pebbles within the till is mostly prismoidal to ellypsoidal, usually fairly angular. Facets are well developed, and some striated pebbles were also found. These characteristics are similar to those described for tills and diamictons in other regions of the Venezuelan Andes (SCHUBERT 1970; SCHUBERT & VALASTRO 1974), such as the northern flank of the Sierra de Santo Domingo and Páramo de La Culata (Fig. 1).

Fluvio-glacial deposits crop out mainly in the Quebrada La Paila valley (Fig. 2 and Plate I a), in the form of two main terraces, approximately at 3 and 10 m elevation above the creek level. The highest terrace (whose elevation ranges between 5 and 10 m) ist best exposed in the lower part of the morainic valley, near the outlet through the end moraine, on the right bank of Quebrada La Paila. The sediment within this terrace consists of a sandy conglomerate with little apparent bedding. For this reason, it may also be a morainic deposit, possibly from a younger glacial advance, later modified by erosion. The sediment of the lower terrace (1 to 3 m elevation) consists of beds of varying thickness (a few centimeters to one meter or more) of conglomerates, conglomeratic sand, and sandy silt. In a few places, thin peat and carbonaceous layers occur within this terrace. Conglomeratic lenses, indicating former stream beds, are common within this terrace. The conglomerates contain pebbles of gneiss, mica schist, amphibolite, and granitic rocks (Sierra Nevada Formation and El Carmen Granodiorite; KOVISARS 1971). Imbricate structures, together with the coarse-grained nature of these deposits, indicates torrential deposition. These sediments were deposited during and after deglaciation. Stratigraphically, the sediments of the upper terrace are older than those of the lower terrace. The main evidence for this is the fact that they only crop out along the lower inside edge of the La Paila

Moraine and disappear upstream (either entirely or underneath the younger terrace deposits), and also because of its relatively greater weathering compared with the younger terrace sediments. The latter represent recent valley fill which is actively being cut at present by the stream.

A small outcrop of fluvio-glacial sediments occurs in the Quebrada Mifafí valley, just below the third rock step upstream. On the left bank, this deposit is about 6 m thick, and consists of thin (5 to 10 cm) beds of conglomeratic sand and silt. The bedding is horizontal. This outcrop is covered by sandy conglomerate strongly influenced by solifluction, originated by the influence of the steep valley wall on which it lies and by the high water content which freezes and thaws frequently (probably daily). Solifluction has produced layers parallel to the slope but resting unconformably on the horizontal fluvial sediments. The latter contain fragments of granitic rocks, pegmatite, gray phyllite, amphibolite, gneiss, and quartz-mica schist. These rocks are typical of the Sierra Nevada and El Aguila Formations, which crop out in the eastern part of the Páramo de Piedras Blancas area (KOVISARS 1971).

3. Glacial sculpture and erosion

Above the main morainic level (3400 to 3700 m), the Páramo de Piedras Blancas region is characterized by the typical features produced by glacial sculpture. Among these, the most important are the glaciated valleys, hanging valleys, rock steps, glacial channels, cirques, arêtes, and horns. Fig. 3, a view of the upper Quebrada Mifafí valley, shows some of these features.

The main glaciated valleys are those of Quebrada Mifafí and Quebrada Piedras Blancas. These are typical U-shaped valleys, with very steep to vertical polished rock walls. In numerous places talus deposits (Fig. 2) produce a more gentle slope. In other

Fig. 3. Panoramic view of upper Quebrada Mifafí valley, to the southwest from road to Piñango. This view shows the glaciated valley, glacial channels, roche moutonnées, and the Llano Redondo bog area.

places, bogs cover the bottoms of the valleys, and the streams are actively eroding. Hanging tributary valleys are common along the main glaciated valleys, ending usually in a vertical drop of 50 to 100 m.

Rock steps are common features in the Quebrada Mifafí valley. A sequence of three well formed steps in the straight (southeast oriented) lower part of the valley, permit a flat bog area on the upstream side of each. These steps have a height of 20 m or more; higher steps in the upper part of Quebrada La Paila and Los Nevados may be more than 100 m high. In the latter case, the steps represent cirque outles. Glacial channels, long and usually straight troughs, are common in the Quebrada Mifafí valley, where they mark the upper erosional limit of the glaciers that filled the valley. From their height, it is inferred that the glaciers may have been 100 m or more thick.

Cirques are ubiquitous above 4000 m elevation. They are circular, bowl-shaped structures, with steep to vertical walls surrounding them laterally and upstream, and with an abrupt rock step downstream. The cirque bottoms often contain glacial lakes, and some cirques are closed by small moraines which were formed at the time when only cirque glaciers remained in the region. In other areas, such as the Sierra de Santo Domingo, Sierra Nevada de Mérida, and Páramo de La Culata (SCHUBERT 1970, 1972a; SCHUBERT & VALASTRO 1974), the lowest cirques have bottoms at approximately 3500 m elevation. In Páramo de Piedras Blancas, however, the lowest cirque bottom is just below 4000 m. The possible significance of this difference in terms of Late Pleistocene snow lines will be dealt with in the following section.

Above the cirques, at elevations over 4400 m and up to the highest peaks, the main geomorphological features are the arêtes and horns. The arêtes are narrow, rough, and very precipitous ridges which join behind the cirques, forming three-to four-cornered horns (GERBER 1969). The higher parts of these features were above the glaciers since no evidence for glacial action is found on them.

Glacial erosional features are widespread in the Páramo de Piedras Blancas region. The main ones are: striae, grooves, roches moutonnées, and whaleback forms. All of these are found in the upper parts of the glaciated valleys, above the limit of glacial and fluvioglacial sedimentation. Plate I d shows a whaleback form developed in banded gneiss (upper Quebrada Piedras Blancas), with prominent grooves and striae pointing in a downvalley direction. Plate I c shows an example of a striated and grooved roche moutonnée in the Quebrada Mifafí valley. The distribution of these features is shown in Fig. 2. Their orientation is clearly consistent with a downvalley glacier movement.

4. Extent and age of glaciation

From the glacial features described above and their distribution (Fig. 2), it is clear that the Páramo de Piedras Blancas region was formerly glaciated down to at least 3400 m elevation. This is the minimum elevation of end moraines in the region, and represents the minimum recognizable extent of the glaciers. In the Sierra de Santo Domingo (SCHUBERT 1972b, 1973a) and Páramo de La Culata (SCHUBERT & VALASTRO 1974), a lower limit of possible moraines was described at 2600 to 2700 m elevation. Moraines were not found at this level in the Páramo de Piedras Blancas region, in the only area that reaches this low elevation, just off the map (Fig. 2) to the nortwest, near Mucumpate. The absence of this morainic level due to paleoclimatic drier conditions should not be dismissed without additional evidence. The higher elevation of the lowest cirque level in Páramo de Piedras Blancas, as compared with other regions to the southeast, mentioned in the previous section, may be explained by the existence of drier climatic conditions during glacial times in the central-northwestern part of the Venezuelan Andes. This

would mean a Late Pleistocene snow line of just under 4000 m, compared to approximately 3500 m in the Sierra de Santo Domingo and Páramo de La Culata. More certain paleoclimatic data require the results of recently begun palynological investigations, including the drilling of several peat bogs.

The age of the glacial features in the Venezuelan Andes was previously reviewed and discussed (SCHUBERT 1972b and in press; SCHUBERT & VALASTRO 1974). On the basis of radiocarbon dates and comparisons with similar features in the Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental of Colombia, 500 km to the southwest and 4° of latitude south of the central part of the Venezuelan Andes) (GONZÁLEZ et al. 1965), it was concluded that the main morainic level in the central and southeastern Venezuelan Andes (Sierra de Santo Domingo and Páramo de La Culata), at elevations between 3000 and 3500 m, is probably of Late Wisconsin age (Late Glacial of GONZÁLEZ et al. 1965). In the Colombian Cordillera Oriental this would correspond to the El Abra Stadial (VAN DER HAMMEN 1974) which was correlated with the Younger Dryas time of Europe. Radiocarbon dating of peat layers within postglacial fluvial deposits in morainic valleys (SCHUBERT 1970, Table 3; SCHUBERT & VALASTRO 1974, Table 3) indicate a minimum age of approximately 10,000 years B. P. for these moraines. These radiocarbon analyses (IVIC-762 to -767; Tx-1436 to -1449) were done on sediments which were deposited after the glaciers had retreated at least from the lower part of the morainic valleys. Therefore, the age of the moraines themselves is significantly older than the radiocarbon dates reported so far. The lower morainic level (2600 to 2700 m) was assigned to the main Wisconsin glacial advance (Pleniglacial of GONZÁLEZ et al. 1965). The term Mérida Glaciation has been proposed for the glacial event which produced the prominent till accumulation in the Venezuelan Andes (SCHUBERT 1974). An investigation on the radiocarbon chronology of the Mérida Glaciation was begun recently (in collaboration with the University of Texas Radiocarbon Laboratory), together with palynological analyses of peat and glacial lake sediments, in order to determine the Late Pleistocene and Holocene glacial and climatic evolution of the Venezuelan Andes.

The glacial features of the Páramo de Piedras Blancas region can easily be included within the Mérida Glaciation, because the morainic levels and sediments, described in previous sections, are identical to those described in other regions of the Venezuelan Andes. The main moranic level at 3400 to 3700 m is the equivalent of the main morainic level in the Sierra de Santo Domingo, Sierra Nevada de Mérida, and Páramo de La Culata. In these regions, this morainic level occurs at elevations between 3000 and 3500 m. The difference in the lower limit between these regions and Páramo de Piedras Blancas (about 400 m), supports the statement made above, that the snows line in the latter region during the last glacial advance was higher, possibly due to a drier climate (somewhat similar to the present-day climatic difference between Páramo de Piedras Blancas and surrounding regions, as shown in Table 1).

The minor moraines in the higher parts of the Páramo de Piedras Blancas region (above 4000 m) are similar to those in the Sierra Nevada de Mérida (SCHUBERT 1972a) and Páramo de La Culata (SCHUBERT & VALASTRO 1974). They probably represent periods of minor readvances during the main postglacial retreat of the glaciers, or they may be neoglacial moraines. The last possibility has to be investigated in more detail, especially in terms of finding material suitable for radiometric dating.

5. Periglacial morphology

The term periglacial is used in the present report following WASHBURN (1973, p. 2), in that "it designates cold climate, primarily terrestrial, nonglacial processes and features regardless of date and proximity of glaciers". The Venezuelan Andes, between 7° and

10° N. latitude, clearly fall within TRICART's (1970, p. 26—27) periglacial climatic classification, as an area of mountain climates of low latitudes. These are characterized by extensive frost action due to frequent days of partial frost; no permafrost and only slight penetration of ground frost; and high humidity (except in arid regions) which aids soil movement.

In the Venezuelan Andes, climatic data of high altitudes are scant, consisting mainly of rainfall data (Table 1). Temperature records of sufficient duration have only been recorded at Mucubají, El Aguila, and the stations along the Mérida-Pico Espejo funicular (Fig. 1). Fig. 4 shows the average diurnal variation of the air temperature at these locali-

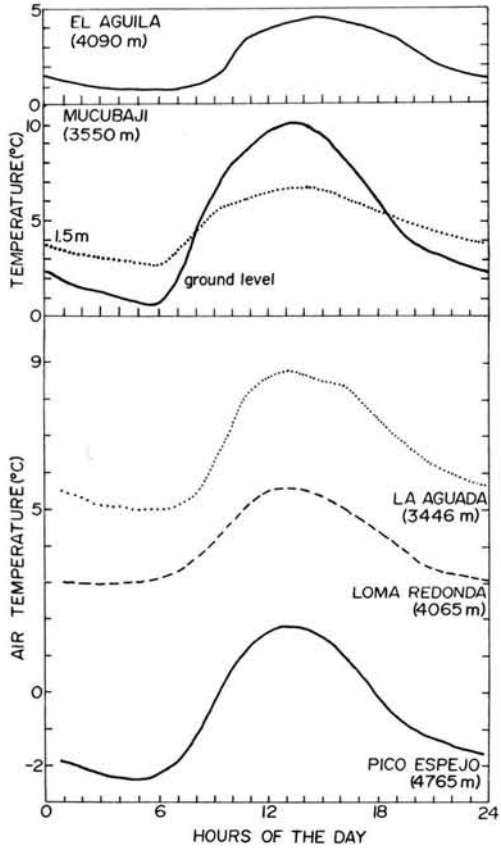


Fig. 4. Air temperatures at high altitude stations in the Venezuelan Andes (for location see Fig. 1). At El Aguila, the data was recorded between July and December, 1968 (INSTITUTO DE GEOGRAFÍA 1970, p. 37). At Mucubají, the data was recorded between April and September, 1968 (NIETO & ARROYO 1968, Fig. 27). At the rest of the stations, along the Mérida-Pico Espejo funicular, the data was recorded during 1970—1971 (GONZÁLEZ 1971, Figure 20).

Table 2

Temperature of soil at 30 cm depth, Venezuelan Andes (after WALTER & MEDINA 1969)

Locality	W. of Santo Domingo	Mucubají	Páramo de Mucuchíes	El Aguila	Pico Espejo
Elevation (m)	2915	3600	3940	4280	4765
Temperature (°C)	9.6	5.0	3.9	2.0	—1.5

ties. At Mucubají, in addition, the diurnal temperature variation at ground level is included. At Mucubají and El Aguila, the mean monthly minimum temperature reaches below freezing only during the months of December to March (NIETO & ARROYO 1968, Fig. 30; INSTITUTO DE GEOGRAFÍA 1970, p. 37). This means that Mucubají (3550 m) is below the limit of daily freezing and thawing. Fig. 4 shows that this limit is between 4065 and 4765 m. Table 2 lists the scant soil temperature data (at 30 cm depth) for the Venezuelan Andes. From this it can be inferred that the permafrost region begins above approximately 4600 to 4700 m, assuming that the soil temperature remains essentially constant below a few centimeters depth (WALTER & MEDINA 1969). Furthermore, FAHEY (1973) has recently shown that in the Colorado Front Range, the geomorphic effectiveness of freeze-thaw cycles is limited to the upper 10 cm. From these climatic data, it can be tentatively concluded that the periglacial zone in the Venezuelan Andes is between approximately 3600 m and the lower limit of the glaciers (about 4700 m), which are, at present, restricted to the higher parts of the Sierra Nevada de Mérida (SCHUBERT 1972a).

In Páramo de Piedras Blancas, the lowest occurrence of needle-ice was observed at approximately 3600 m. Lower occurrences are probable, because needle-ice is observed at Mucubají (3550 m), especially between December and March. However, the lower limit is not much lower than this, as freezing temperatures are usually not reached below 3500 m at any time during the year.

One of the most common periglacial features in the lower parts of Páramo de Piedras Blancas are micro-terrassettes (Fig. 5). These are formed by needle-ice solifluction on the steep valley sides, especially in the Quebrada Mifafí valley, where many slopes are covered by fine-grained talus and turf. In extreme cases, turf exfoliation is complete (Plate II a), formed by the process described by TROLL (1973): needle-ice solifluction aided by deflation. Micro-terrassettes become less common above approximately 4200 m, because of the rapid decline of the grass cover.

Block talus slopes are very common periglacial features also, and form extensive covers in both Quebrada Mifafí and Quebrada Piedras Blancas valleys (Fig. 2). Individual

Fig. 5. Turf micro-terrassettes on solifluction lobe, upper Quebrada Mifafí valley.

blocks range from cobble-size to several meters in diameter. They are derived from the high valley walls (arêtes and horns) by nightly freezing and ice-wedging of the rock. The process is very active at present, and breaking and falling blocks can be heard frequently during the night.

By far the most common periglacial phenomenon is the formation of striated ground (sorted stripes, according to WASHburn 1956). This feature is practically ubiquitous above 4000 m, although it is also commonly found down to approximately 3500 m. The best examples are in the higher parts, because of the more frequent freezing and thawing cycles. Plate II b shows an example of striated ground. The striae are continuous for 10 to 20 cm, and are separated by channels of 1 to 3 cm width and 1 cm depth. This feature was described previously in the Venezuelan Andes (SCHUBERT 1973), and it was concluded that the orientation of the striae was essentially parallel to the prevailing wind direction, supporting TROLL's (1944) observations. In the higher parts of the Quebrada Mifafí valley, needle-ice was observed every morning until about 10 or 11 hours (February and March), by which time it had melted completely. By the early afternoon, the striated ground was dry. There is clearly a gradation between the poorly-developed striated ground in the lower parts of the valley, and the well-formed striated ground in the higher parts. The latter can only form after several freeze-thaw cycles, because sorting proceeds slowly, becoming better with each progressive cycle (CORTE 1963).

Large nonsorted stripes are a less common feature in Páramo de Piedras Blancas (Plate II c). This feature is restricted to the highest parts, above 4200 m, where the ground is barren and subject to daily freeze-thaw cycles. The ground material is sorted into sand and silt stripes, and pebble stripes. Plate II d shows a crossection of the stripes, which demonstrates that they are only a few centimeters deep. The sandy stripes are approximately 4 to 5 cm wide, while the pebble stripes ar 3 to 4 cm wide. This feature is very similar to that described by HASTENRATH (1971) in the Cordillera Real of Bolivia, and HASTENRATH (1973), and FURRER & FREUND (1973) on Mounts Kenya and Kilimanjaro (East Africa). As in those regions, the pebble stripes are several centimeters higher than the sandy stripes. The grain size, however, can vary widely, as indicated by the occurrence of large nonsorted stripes in Páramo de Mucumposito (just northeast of the map area of Fig. 2), consisting of fine pebble stripes and stripes of coarse pebbles to cobble-size. Nonsorted stripes occur on moderate slopes, and they wind around boulders or rock outcrops, giving a raked appearance.

Incipient sorted polygons or sorted circles also occur in some of the flat areas, in the upper Quebrada Mifafí valley (above 4000 m). These consist of roughly circular lines of pebbles and cobbles, surrounding areas of fine earth, usually covered by grass or made into linear features by needle-ice action (Plate II e). These are similar to those described by WASHBURN (1956). Associated with them also are incipient sorted nets of pebbles (Plate II f). These are restricted to shallow depressions in the high parts of the valley, where pebbles and cobbles apparently have collected through migration by freeze-thaw action from the surrounding slopes. In part, they are also similar to the stone packings described by HASTENRATH (1971) in Bolivia.

Thus, the present-day periglacial zone of the Venezuelan Andes, characterized by most of the classical features of alpine periglacial zones, extends through approximately 1100 m vertical distance (from approximately 3600 to 4700 m). The snow line during the Late Pleistocene Mérida Glaciation was estimated at 3500 m for the central and southeastern Venezuelan Andes (SCHUBERT, in press), and at about 4000 m in the northwestern part. In the first areas, this would correspond to a 1200 m drop with respect to the present-day snow line. In the northwestern Venezuelan Andes this would correspond to a present day snow line at approximately 5100 m. Since no peak in this region reaches

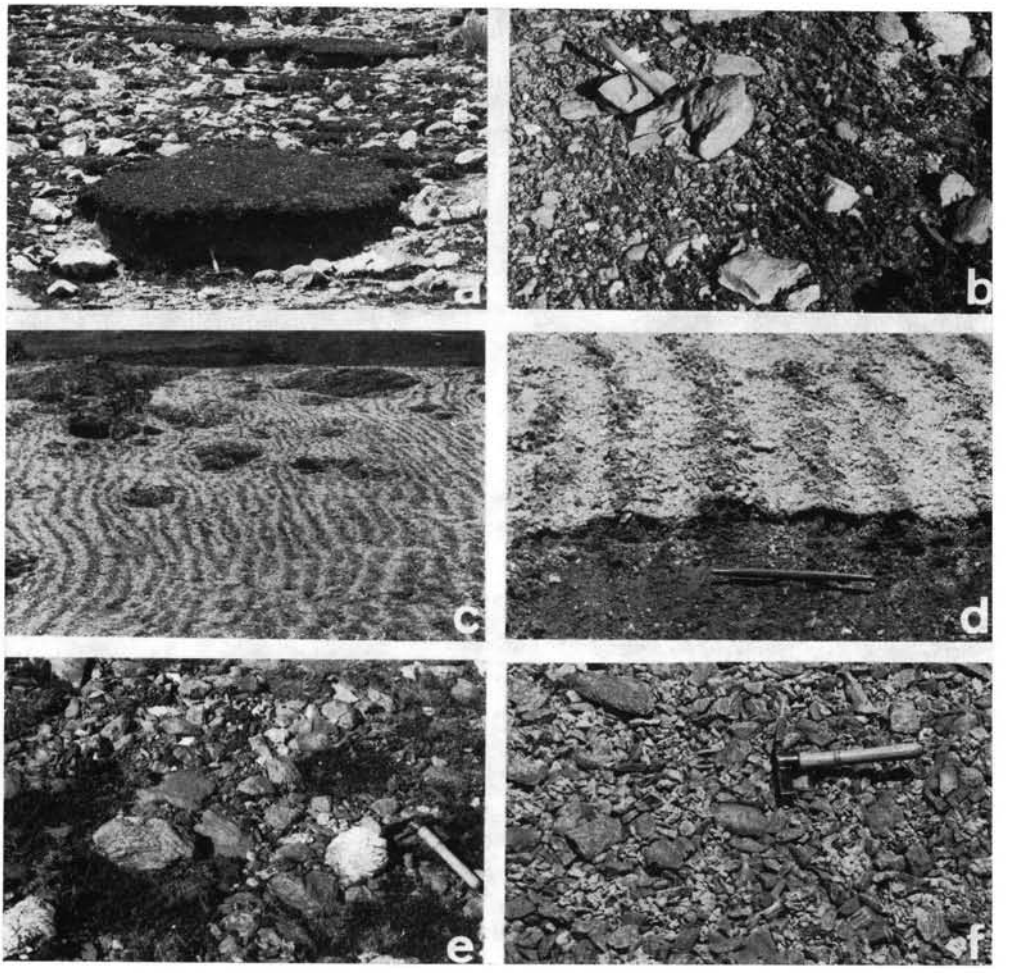


Plate II

a. Periglacial features, upper Quebrada Mifafí valley. a. Turf exfoliation. b. Striated ground. c. Nonsorted stripes. d. Close-up of section across nonsorted stripes of c. e. Incipient sorted polygons or sorted circles. f. Incipient sorted nets.

such height, it is not possible to check this inference. Therefore, the periglacial zone during the maximum Late Pleistocene glacial advance (assuming a similar relationship between the glacial and periglacial zones as today) probably reached down to approximately 2400 m in the southeastern, and 2900 m in the northwestern Venezuelan Andes.

6. Conclusions

1. In the Páramo de Piedras Blancas region, northwestern Venezuelan Andes, evidence of previous glaciation include a main morainic level at 3400 to 3700 m, with minor moraines at different levels above that; and evidence of glacial sculpture and erosion, such as glaciated valleys, hanging valleys, rock steps, glacial channels, cirques, arêtes, horns, striae, grooves, roche moutonnées, and whaleback forms. These are similar to those in other parts of the Venezuelan Andes, and belong to the Mérida Glaciation (Late Pleistocene), with higher moraines representing either minor readvances during the main postglacial glacier retreat, or they are neoglacial moraines. The main morainic and cirque bottom levels of Páramo de Piedras Blancas, are approximately 400 m higher than those of the Sierra de Santo Domingo, Sierra Nevada de Mérida, and Páramo de La Culata. This indicates a drier glacial climate in the northwestern part than in the southeastern part of the Venezuelan Andes.

2. Periglacial features in Páramo de Piedras Blancas include micro-terrassettes, turf exfoliation, talus, striated ground, nonsorted stripes, sorted polygons or sorted circles, and sorted nets. All of these are restricted to elevations above 4000 m, except the first four, which also occur less perfectly developed down to 3500 m, where freezing temperatures are reached only occasionally. Daily freezing and thawing is essential for the formation of the other features. The present-day periglacial zone in the Venezuelan Andes is between approximately 3600 and 4700 m elevation. During the maximum of the latest glacial advance (Mérida Glaciation), the lower limits of the periglacial zone were probably approximately 2400 m in the southeastern, and 2900 m in the northwestern parts of the Venezuelan Andes.

7. Acknowledgements

Robert Giegengack reviewed and sagnificantly improved the manuscript; an earlier verson was reviewed by E. Medina, Z. Baruch, and E. Wagner. I thank M. Monasterio, G. Sarmiento, and A. Azócar for introducing me to the botanical and climatic conditions of Páramo de Piedras Blancas, and for contributing many useful suggestion.

8. References

Azócar, A.: Análisis de las características de diferentes habitats en la Formación Páramo. — 73 p., Mérida, Facultad de Ciencias, Universidad de los Andes 1974.

Cárdenas, A. L.: El glaciarismo pleistoceno en las cabeceras del Chama. — Revista Geográfica **3**, 173—194, Mérida 1962.

Corte, A. E.: Particle sorting by repeated freezing and thawing. — Science **142**, 499—501, Washington 1963.

Ewel, J. J. & Madriz, A.: Zonas de vida de Venezuela. — 264 p., Caracas, Ministerio de Agricultura y Cría 1968.

Fahey, B. D.: An analysis of diurnal freeze-thaw and frost heave cycles in the Indian Peaks region of the Colorado Front Ranges. — Arctic and Alpine Research **5**, 269—281, Boulder 1973.

Flohn, H.: Ein Klimaprofil durch die Sierra Nevada de Mérida (Venezuela). — Wetter u. Leben **20**, 181—191, 1968.

Furrer, G. & Freund, R.: Beobachtungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimandjaro. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **16**, 180—203, Berlin u. Stuttgart 1973.

Gerber, E.: Bildung und Formen von Gratpipfeln und Felswänden in den Alpen. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **8**, 94—118, Berlin u. Stuttgart 1969.

GIEGENGACK, R. & GRAUCH, R. I.: Geomorphologic expression of the Boconó Fault, Venezuelan Andes, or geomorphology to a fault. — Geol. Soc. America Abstracts with Programs **4**, 719—720, Boulder 1972 a.
— : Boconó Fault, Venezuelan Andes. — Science **175**, 558—560, Washington 1972 b.
GONZÁLEZ, E. VAN DER HAMMEN, T. & FLINT, R. F.: Quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia. — Leidse Geol. Med. **32**, 157—182, Leiden 1965.
GONZÁLEZ, P. E.: Variaciones de los elementos climáticos a lo largo del corte Mérida-Pico Espejo. — 50 p., Mérida-Pico Espejo. — 50 p., Mérida, Trabajo Especial de Grado, Universidad de los Andes 1971.
HASTENRATH, S.: Beobachtungen zur klima-morphologischen Höhenstufung del Cordillera Real (Bolivien). — Erdkunde **25**, 102—108, Bonn 1971.
— : Observations on the periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimanjaro, East Africa. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **16**, 161—179, Berlin u. Stuttgart 1973.
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA: Boletín climatológico. — 38 p., Mérida, Facultad de Ciencias Forestales, Universidad de los Andes 1970.
KOVISARS, L.: Geology of the eastern flank of the La Culata massif, Venezuelan Andes. — 211 p., Philadelphia, Doctoral dissertation, University of Pennsylvania 1969.
— : Geology of a portion of the north-central Venezuelan Andes. — Geol. Soc. America Bull. **82**, 3111—3138, Boulder 1971.
NIETO, J. A. & ARROYO, J. M.: Introducción al clima del páramo en las cuencas altas del Chama, Motatán y Santo Domingo. — 59 p., Mérida, Trabajo Especial de Grado, Universidad de los Andes 1968.
ROYO Y GÓMEZ, J.: El glaciarismo pleistoceno en Venezuela. — Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo Bol. Inf. **2**, 332—357, Caracas 1959.
SCHUBERT, C.: Glaciation of the Sierra de Santo Domingo, Venezuelan Andes. — Quaternaria **13**, 225—246, Roma 1970.
— : Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolivar area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela. — Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol. **8**, 189—202, Innsbruck 1972 a.
— : Late Glacial chronology in the northeastern Venezuelan Andes. — 24th Inter. Geol. Cong. Report **12**, 103—109, Montreal 1972 b.
— : Striated ground in the Venezuelan Andes. — Jour. of Glaciology **12**, 461—468, Cambridge 1973.
— : Late Pleistocene Mérida Glaciation, Venezuelan Andes. — Boreas **3**, 147—152, Oslo 1974.
SCHUBERT, C. & SIFONTES, R. S.: Boconó Fault, Venezuelan Andes: evidence of postglacial movement. — Science **170**, 66—69, Washington 1970.
— : Boconó Fault, Venezuelan Andes. — Science **175**, 560—561, Washington 1972.
SCHUBERT, C. & VALASTRO, S.: Late Pleistocene glaciation of Paramo de La Culata, north-central Venezuelan Andes. — Geol. Rdsch. **63**, 516—538, Stuttgart 1974.
SIEVERS, W.: Reiseberichte aus Venezuela. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg **12**, 1—148, Hamburg 1885—1886.
TRICART, J.: Geomorfología del área de Mucuchíes. — Revista Geográfica **7**, 31—42, Mérida 1966.
— : Geomorphology of cold environments. — 320 p., London, Macmillan 1970.
TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch. **34**, 545—694, Stuttgart 1944.
— : Rasenabschälung (turf exfolation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **17**, 1—32, Berlin 1973.
VAN DER HAMMEN, T.: The Pleistocene changes in vegetation and climate in tropical South America. — J. of Biogeogr. **1**, 3—26, 1974.
VARESCHI, V.: Flora de los páramos de Venezuela. — 425 p., Mérida, Ediciones del Rectorado, Universidad de los Andes 1970.
WALTER, H.: Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung (Band 1). — 743 p., Stuttgart 1973.
WALTER, H. & MEDINA, E.: La temperatura del suelo como factor determinante para la caracterización de los pisos subalpino y alpino en los Andes de Venezuela. — Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales **28**, 201—210, Caracas 1969.
WASHBURN, A. L.: Classification of patterned ground and review of suggested origins. — Geol. Soc. America Bull. **67**, 823—866, Baltimore 1956.
— : Periglacial processes and environments. — 320 p., London, Erward Arnold 1973.

Manuscript received on 3. 12. 1974.

Address of author: Dr. C. Schubert, Centro de Ecología, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas, Apartado 1827, Caracas 101, Venezuela.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 212-217	Öhringen/Württ. 1975

Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko

Von Klaus Heine, Bonn [1])

Mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung. Permafrost tritt in Mexiko (ca. 19° N) am Pico de Orizaba in Höhen zwischen 5000 und 4600 m auf. Der Permafrost ist fossil. Verschiedene Bodeneistypen können unterschieden werden. Die Permafrostvorkommen unterhalb der Schneegrenze (ca. 5000 m) zeigen, daß Schneegrenze und Untergrenze des Permafrostes in Mexiko nicht mit dem von Baranov für die Tropen angegebenen Verlauf übereinstimmen.

Summary. In Mexico (ca. 19° N) permafrost is found on Pico de Orizaba volcano between 5000 and 4600 m altitude. The permafrost is fossil. Different types of ground ice can be distinguished. The permafrost occurrence beneath the snowline (ca. 5000 m) shows that in Mexico snowline and lower altitudinal limit of permafrost do not agree with the pattern as it is given by Baranov for the tropical zone.

1. Einleitung

Wenn der Untergrund nahe der Erdoberfläche, unabhängig von seiner Textur, seinem Wassergehalt oder seinen lithologischen Eigenschaften, von Temperaturen unter 0°C für mehr als zwei Jahre ohne Unterbrechung gekennzeichnet wird, so darf man diese Bedingungen als Dauerfrostboden oder Permafrost bezeichnen (Washburn 1973). Über Permafrostvorkommen aus subtropischen und tropischen Hochgebirgen liegen bisher nur spärliche Beobachtungen vor (Ives 1974). Aus dem mittelamerikanischen Raum sind meines Wissens Dauerfrostböden bisher nicht beschrieben worden. Am Pico de Orizaba fand ich während verschiedener Jahre Permafrostvorkommen, über die im folgenden kurz berichtet werden soll.

2. Geländebeobachtungen

Der Pico de Orizaba (ca. 5700 m) befindet sich zwischen 19°00'—19°05' N und 97°20' bis 97°13' W am Abfall der mexikanischen Meseta zur Golfküstenniederung. Rezente Gletscher (Lorenzo 1964; Abb. 1) bedecken Teile des Kraterkegels. Die Spuren älterer, jungquartärer Vergletscherungen wurden 1974 und 1975 zum ersten Mal für den Gipfelbereich systematisch kartiert. Dabei konnten auch die Beobachtungen über Permafrostvorkommen aus früheren Jahren ergänzt werden.

Am Nord- und Nordosthang befinden sich Permafrostinseln in Höhen zwischen 5000 bis 4600 m. Alle Permafrostbildungen liegen im Bereich der Rundhöckerfluren zwischen den rezenten unteren Gletscherenden und den Hauptendmoränen (M V) aus dem vergangenen Jahrhundert.

---

[1]) Danksagung. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für eine großzügige Reise- und Sachbeihilfe. Herrn Dr. Dieter Klaus (Bonn) bin ich für die Durchsicht des Manuskripts und die Überlassung der Abb. 4 sowie für einige wertvolle Hinweise zu Dank verpflichtet.

Abb. 1. Glazialmorphologische Skizze des Pico de Orizaba. Es bedeuten: 1 = rezente Gletscher, 2 = fossiles Eis unter Schutt, 3 = M V-Moränen, 4 = M IV-Moränen, 5 = M III 3-Moränen, 6 = M III 2- und M III 1-Moränen, 7 = Kar, 8 = glaziales Trogtal, 9 = Rundhöcker, 10 = bei Maximalvergletscherung eisfreie Bergsporne, 11 = subrezente Blockgletscher, 12 = geschrammte Blöcke auf Moränen, 13 = Schutthalden, 14 = lineare Schuttrutschungen, 15 = Auffrier-Hügel (Thufer), 16 = Krater, 17 = steile Felswände, 18 = holozäner Lavastrom, 19 = Grat, 20 = „Tiefenlinie" (Tal, Barranca), 21 = Geländekante, 22 = obere Waldgrenze (ca. 400 m Höhe), 23 = Quelle mit Bach, 24 = Weg.

Die Dauerfrostböden zeigen verschiedene Arten des Bodeneises. Legt man die bei IVES (1974) angeführte Klassifikation des Bodeneises für die Unterscheidung zugrunde, so müssen die Bodeneisvorkommen des Pico de Orizaba zum größten Teil der Gruppe VI „Buried Ice" (= begrabenes Eis) zugerechnet werden. Hierbei handelt es sich um fossiles Gletschereis des Gletschervorstoßes aus dem vergangenen Jahrhundert sowie um Permafrost in Moränenmaterial (Abb. 2 u. 3). Fossiles Gletschereis kann Mächtigkeiten von über 7 m erreichen. Auch die Permafrostvorkommen in M V-Moränen sind — sofern das Moränenmaterial eine entsprechende Mächtigkeit hat — über 10 m dick. Wie weit der Permafrost in den Untergrund eindringt, konnte nicht ermittelt werden.

Der Dauerfrostboden, der die lockeren Sedimente in den Hohlformen der Rundhöckerfluren zementartig verbacken hat (Abb. 3), enthält Bodeneis, das durch Gefrieren von Bodenfeuchtigkeit entstanden ist („Soil Ice", Gruppe I nach IVES, 1974). Diese Permafrostbildungen erfassen die Grundmoränenschleier, die Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu einigen Metern aufweisen. Ob Temperaturen unter dem Gefrierpunkt auch noch in den anstehenden vulkanischen Gesteinen im Liegenden anzutreffen sind, ist zu vermuten, da Moränenmaterial an anderer Stelle über 10 m tief vom Permafrost erfaßt wird. Die Untergrenze des Permafrostes wurde nirgends angetroffen.

Der Auftauboden (active layer) über dem Permafrost ist äußerst geringmächtig. Im März 1975 wurden an verschiedenen Tagen am frühen Nachmittag Auftauböden von

Abb. 2. Eisverbackenes Moränenmaterial, Pico de Orizaba, 4770 m Höhe. Der Aufschluß befindet sich in einer wallförmigen Ufermoräne. Eis und Moränenmaterial sind zum Teil in Schichten ausgebildet, die an der Innenflanke des Moränenwalles ± oberflächenparallel (Bildmitte links), zum Moränenkamm hin (rechts) steiler gestellt sein können. Über dem Permafrost zeigt eine ca. 0,5 m mächtige Schuttlage die Tiefe des „Auftaubodens" (active layer) an. Im Vordergrund ist ausgetautes Moränenmaterial zu erkennen; dahinter liegt im linken Bildteil vor dem Moränenaufschluß eine kleine schneebedeckte (z. T. Büßerschnee) Schutthalde, die den Aufschluß im unteren Teil verdeckt. Aus den Lagerungsverhältnissen des eisverbackenen Moränenmaterials ist auf eine schichtweise Anlagerung des Moränenschutts bei Permafrost zu schließen. Infolge seitlichen Druckes des Gletschers auf das bereits abgelagerte Material erfolgte eine stärkere Schrägstellung im äußeren Teil des Walles (rechts). Die Ufermoräne wurde bis in die Mitte des 19. Jhs. weitergebildet.

Abb. 3. Permafrost (Pfeile) im Bereich der Rundhöckerflur am Nordhang des Pico de Orizaba in ca. 4850 m Höhe zwischen den rezenten Gletschern und den Stirnmoränen des 19. Jhs. (M V-Moränen, vgl. Abb. 1). Die Rundhöcker (im Hintergrund) werden aus anstehenden Phänoandesitgesteinen gebildet. Das Bild wurde am frühen Nachmittag aufgenommen. Daher ist der oberflächennahe Schutt aufgetaut und wasserdurchtränkt. Ein Schmelzwasserbach fließt von rechts nach links und hat teilweise die kleinen Aufschlüsse im Dauerfrostboden geschaffen.

10—20 cm Dicke beobachtet. Im Dezember 1971 war über Moränenschutt ein etwa 40 cm mächtiger Horizont aufgetaut. Die Schuttdecke auf fossilem Gletschereis, die als grober Anhaltspunkt für die maximale Auftautiefe an der Oberfläche angesehen werden kann, beträgt maximal ca. 60 cm in 4750 m Höhe.

3. Diskussion der Ergebnisse

Die Permafrostvorkommen am Pico de Orizaba sind fossil; darauf deuten alle Beobachtungen hin (fossiles Gletschereis des Vorstoßes des 19. Jhs., starke Schuttanreicherung im Auftauboden gegenüber dem oft sehr stark von Bodeneis bzw. begrabenem Eis durchsetzten Permafrostbereich, etc.). Die Permafrostvorkommen liegen heute deutlich unterhalb der klimatischen Schneegrenze, die bei etwa 5000 m Höhe angesetzt werden kann. Über einige Klimaparameter am Pico de Orizaba gibt Abb. 4 Auskunft. Geht man von der Erkenntnis aus, daß diskontinuierlicher Permafrost eine Jahresmitteltemperatur von mindestens —1,0°C erfordert (Ives 1974) und daß die klimatische Schneegrenze in der tropischen Zone i.w.S. mit einer Jahresmitteltemperatur über dem Gefrierpunkt zusammenfällt, so fügen sich die Beobachtungen aus Mexiko nicht in das generalisierte Schema von Baranov (1959, zit. nach Ives 1974) ein; Baranov nimmt an, daß die Untergrenze des Permafrostes in äquatorialen Breiten über der Schneegrenze liegt, in den arktischen Breiten jedoch weit unterhalb der Schneegrenze. Permafrost-Untergrenze und Schneegrenze sollen sich in den Mittelbreiten kreuzen. Demnach müßte die Schneegrenze im tropisch-subtropischen Mexiko unterhalb der Permafrostvorkommen anzutreffen sein, was jedoch nicht zutrifft. Die Gründe dafür sind in verschiedenen Faktoren zu suchen: (1) Die Permafrostvorkommen Mexikos sind fossil; sie werden heute weder aufgebaut noch zerstört. (2) Die Schneegrenze scheint in Mexiko heute weniger durch die Temperatur als

vielmehr durch die Niederschläge bestimmt zu werden; die Absenkung der Schneegrenze während der M V-Vergletscherung wurde sehr wahrscheinlich zu einem großen Teil durch vermehrte Niederschläge bedingt bei nur geringer Temperaturabsenkung. Darauf deuten auch die Beobachtungen über jungquartäre Schneegrenzdepressionen im Bereich der mexikanischen Vulkangebirge hin (HEINE 1976). (3) Kaltlufteinbrüche („Nortes") sind während

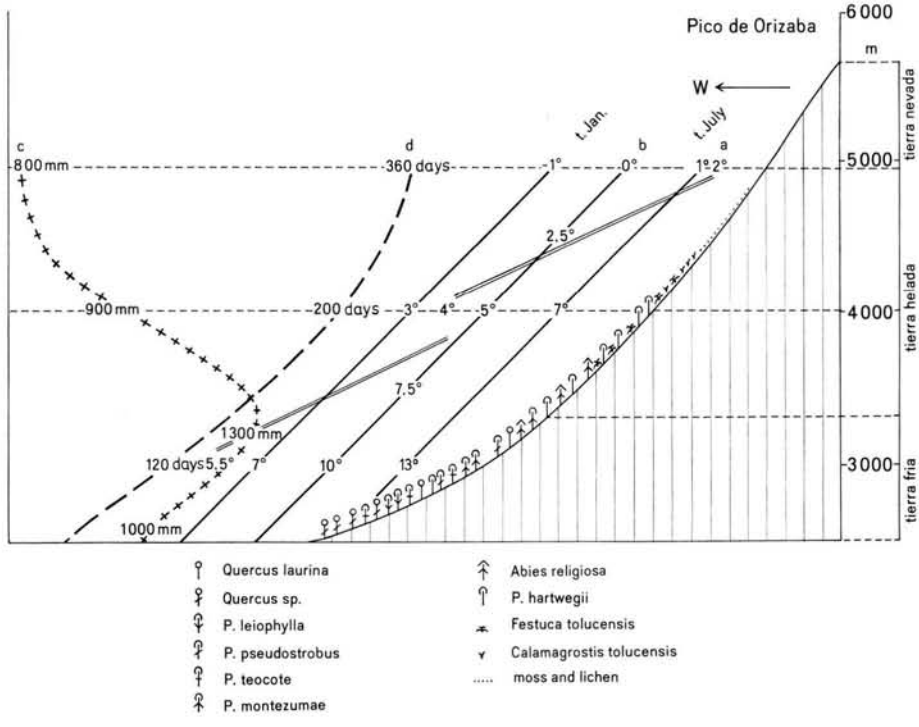


Abb. 4. Approximative Höhenabhängigkeit einiger Klimaparameter am Pico de Orizaba. Es bedeuten: a = mittlere Jahresschwankung der Temperatur, b = mittlere Jahrestemperatur, c = mittlere Niederschläge, d = mittlere Zahl der Frostwechseltage. Nach LAUER & KLAUS (1975).

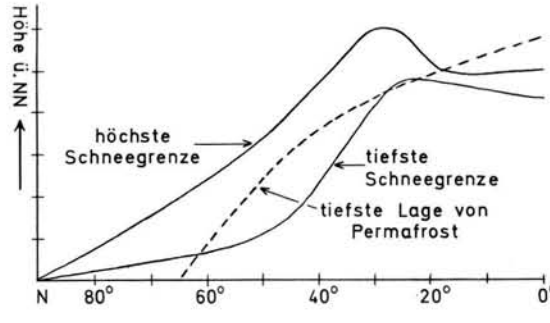


Abb. 5. Schematische Darstellung des Verlaufs der klimatischen Schneegrenze und der montanen Untergrenze von Permafrostvorkommen zwischen Nordpol und Äquator.

der Monate November bis April oft recht häufig; sie sind als außertropisches Klimaelement anzusehen. Während der Kaltlufteinbrüche tritt in ca. 5800 m Höhe (500 mb) im Mittel eine Temperaturabsenkung von 2—3°C auf.

Die Beziehungen zwischen Schneegrenze einerseits und montaner Untergrenze von Permafrostinseln andererseits müssen daher nicht — wie es BARANOV (1959) annimmt — als zwei sich nur einmal im Bereich der Mittelbreiten kreuzende Linien angesehen werden, sondern als Ausdruck von zwei verschiedenen Erscheinungen, die sehr unterschiedlich auf die Klimaelemente Niederschlag und Temperatur reagieren (Abb. 5). Stark generalisierend darf man vielleicht sagen, daß die Untergrenze der Permafrostvorkommen auch im tropisch-subtropischen Bereich in erster Linie von den Temperaturverhältnissen bestimmt wird; die klimatische Schneegrenze dagegen — besonders in den trockenen Tropen und Subtropen — ist sehr stark niederschlagsabhängig.

Schriftenverzeichnis

BARANOV, I. Y.: Geographical distribution of seasonally frozen ground and permafrost (transl. A. Nurklik). — In: Priciples of Geocryology, Part I, Chap. VII, 193—219, NRC Tech. Transl., 1121, Nat. Res. Council, Ottawa 1959.

HEINE, K.: Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. — Z. Geomorph. Suppl. Bd. **24**, Stuttgart 1976, im Druck.

IVES, J. D.: Permafrost. — In: Arctic and Alpine Environments, ed. IVES & BARRY, Chap. 4, Sect. A, 159—194, London 1974.

LAUER, W. & KLAUS, D.: Ecological Investigations on the Timberline of Pico de Orizaba/Mexico. — Arctic and Alpine Research **7**, im Druck, Boulder 1975.

LORENZO, S. L.: Los glaciares de México. — UNAM, Monografías del Instituto de Geofísica **1**, 1—124, Mexiko 1964.

WASHBURN, A. L.: Periglacial processes and environments. — 1—320, London 1973.

Manuskript eingeg. 20. 12. 1975.

Anschrift des Verf.: Professor Dr. Klaus Heine, Geogr. Inst. d. Univ. Bonn, Franziskanerstr. 2, D-5300 Bonn 1.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 218-240	Öhringen/Württ. 1975

Morphologische Untersuchungen im nordöstlichen Matmata-Vorland (nördliche Djeffara, Südtunesien) [1])

Von Karl-Ulrich Brosche & Hans-Georg Molle, Berlin

Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Auf Grund geomorphologischer Untersuchungen zur Abfolge der Formungsstadien im Bereich der beiden Flußsysteme Oued Termamane — Oued Zigzaou und Oued En Negueb — Oued El Hallouf — Oued Oum Ez Zessar in der nördlichen Djeffara in Südtunesien lassen sich oberhalb des rezenten Flußbetts neben jüngsten, durch menschliche Eingriffe verursachten Ablagerungen eine aus Feinsedimenten aufgebaute „Jüngere Akkumulation", eine überwiegend aus Grobschottern bestehende „Hauptakkumulation" und nicht sicher zu korrelierende Reste von zumindest zwei älteren, höher gelegenen Niveaus unterscheiden. Die „Hauptakkumulation" ist im gesamten Bereich der genannten Oueds, die „Jüngere Akkumulation" dagegen nur in ihren Mittel- und Unterläufen verbreitet. Letztere fehlt im Hauptverbreitungsgebiet der Schluffe von Matmata (primär äolisch abgelagerte und später fluviatil überformte Sedimente) im Gebirge und am Gebirgsrand. Die Ablagerung der „Jüngeren Akkumulation" ist auf Grund der ^{14}C-Datierung von 2 Holzkohlenproben (Hv 5566 und Hv 5400) in einen Zeitraum etwa zwischen 9000 — 7000 Jahre B.P. zu stellen, die Datierung einer Kalkkruste vom Top der „Hauptakkumulation" ergab ein ^{14}C-Alter von 21385 ± 235 Jahre B.P. (Hv 5402). Auch unter Berücksichtigung der erheblichen Fehlermöglichkeiten dieser Datierung ist ein würmzeitliches oder älteres Alter der „Hauptakkumulation" anzunehmen. Die Schluffe von Matmata überlagern die „Hauptakkumulation" und kommen als Materiallieferant für die Sedimente der „Jüngeren Akkumulation" in Frage; daher ist mit einem würmzeitlichen bis frühholozänen Alter der Schluffe zu rechnen. Hinweise auf im Vergleich zu heute feuchtere klimatische Bedingungen geben eine fossile „Kalkbraunerde" in den Schluffen von Matmata, das Vorkommen von Kalkkrusten und ein Schottertransport zur Zeit der „Hauptakkumulation", der erheblich weiter in das Matmatavorland reichte als der Schottertransport der rezenten Flußbetten.

Summary. Geomorphological investigations into the sequence of formation phases in the area of the two river-systems Oued Termamane — Oued Zigzaou and Oued en Negueb — Oued El Hallouf — Oued Oum Es Zessar in N. Djeffara in S. Tunisia permit us to distinguish above the recent river-bed, apart from youngest, anthropogenically caused deposits, a "younger accumulation" composed of fine sediments, a "main accumulation" consisting for the most part of coarse pebbles and remainders of at least 2 older, higher-lying levels which cannot be reliably correlated. The "main accumulation" is found in the entire area of the aforementioned Oueds, the „younger accumulation" on the other hand only in their middle and lower courses. The latter is missing in the main distribution area of the Matmata silts (primarily wind-deposited, later fluviatile remodelled sediments), in the mountains and on their edges. On the strength of the ^{14}C-dating of 2 charcoal specimens (Hv 5566 and Hv 5400) the deposits of the „younger accumulation" may be placed in the period between 9000 — 7000 B.P. The dating of a calccrust from the top of the "main accumulation" showed a ^{14}C-age of 21385 ± 235 B.P. (Hv 5402). Even taking into

1) Die vorgelegte Arbeit stellt einen Teil der Untersuchungsergebnisse dar, die auf zwei Reisen nach Tunesien gewonnen wurden. Für die großzügige finanzielle Unterstützung der ersten Reise im Herbst 1972 haben wir dem Senator für Wissenschaft und Kunst in Berlin und für die Finanzierung der zweiten Reise im Sommer 1974 dem Fachbereich 24 der FU Berlin herzlich zu danken. — Herrn Dr. M. Geyh, Hannover, danken wir herzlich für die Datierung mehrerer Proben, Herrn Dr. H. Schütt, Düsseldorf, sind wir für die Bestimmung von Mollusken zu Dank verpflichtet, ebenso Herrn Dr. G. Schulz, Berlin, der uns 1974 bei ergänzenden Untersuchungen behilflich war.

account the considerable possibilities of error in this dating, a Wurm age may be assumed for the "main accumulation". The silts of Matmata overlie the "main accumulation" and come into consideration as supplier of material for the sediments of the "younger accumulation", accordingly the age of the silts may be assumed to be Wurm to Early Holocene. Climatic conditions more humid than those today are indicated by a fossilized "Kalkbraunerde" in the Matmata silts, the occurence of calccrusts and a transport of pebbles at the time of the "main accumulation" reaching considerably further into the Matmata foreland than the pebble-transport of the recent river-beds.

1. Problemstellung und Einleitung

Die Untersuchungen im Gebiet des nördlichen Vorlandes des Matmata-Berglandes in Südtunesien wurden mit dem Ziel durchgeführt, die Abfolge der für diese Region typischen Reliefstadien und Forschungsphasen zu erkennen. Dabei soll insbesondere versucht werden, die verschiedenen vorgefundenen Formungsphasen auch zeitlich einzustufen, da nur so relativ gut gesicherte Korrelationen zu in anderen Gebieten erarbeiteten Formungsabfolgen möglich sind. Der vorgelegten Arbeit entsprechende Untersuchungen in ausgewählten Gebieten Zentral- und Nord-Tunesiens sind im Druck bzw. in Vorbereitung (H.-G. Molle & K.-U. Brosche 1976; K.-U. Brosche & H.-G. Molle 1976 sowie K.-U. Brosche, H.-G. Molle & G. Schulz 1976) und haben zum Ziel, die gegenwärtig in klimatisch sehr unterschiedlichen Regionen gelegenen Untersuchungsgebiete in bezug auf ihren Formenschatz und den in ihnen abgelaufenen Formungsphasen miteinander zu vergleichen. Ob sich auch Korrelationsmöglichkeiten zu Formungsabfolgen erkennen zu lassen, die in Gebieten außerhalb Tunesiens erarbeitet wurden, soll erst nach Darstellung des Formungsablaufs in Zentral- und Nord-Tunesien untersucht werden.

Die Untersuchungen wurden in der nördlichen Djeffara im Bereich folgender Oueds durchgeführt:

1. vom Oberlauf des Oued Zigzaou (= Oued Termamane) bis ans Meer;
2. vom Oberlauf des Oued en Negueb und des Oued El Hallouf, die sich zum Oued Oum Ez Zessar vereinen, bis ans Meer.

Etwas nördlich dieses Untersuchungsgebietes liegt das Becken von Toujane und Beni Zeltene, das jüngst Balland (1973) bearbeitet hat (s. u.). Durch die Ausweitung des Untersuchungsgebietes auf die Einzugsgebiete mehrerer Oueds und die Verfolgung der Oueds bis ans Meer erhofften wir uns, die Beobachtungsgrundlage gegenüber Balland (1973) zu erweitern und vor allem die Beziehungen zwischen den morphologischen Vorgängen im Matmata-Bergland und dem entfernteren Vorland zu erhellen sowie die morphologischen Prozesse der Jetztzeit mit vorzeitlichen Vorgängen besser vergleichen zu können.

Das Matmata-Bergland ist, wie Mensching (1963, 1964) ausführlich beschrieben hat, eine meist 600—700 m ü. M. gelegene Schichtstufenlandschaft mit nach Westen flach einfallenden Schichten. Am Aufbau sind Kalkmergel des Apt, Dolomite des Alb, Gipstone und Kalke des Cenoman, Dolomite des Tuorn und Kalke des Senon beteiligt. Gesteine der Oberkreide, die durch feste Kalke und Dolomite gekennzeichnet sind, bilden die eigentliche 200—300 m hohe Schichtstufe, die mit ihrer Frontstufe nach E bis ENE zeigt. Der Hauptstufenbildner ist dabei der Turonkalk. Das Gebiet des Matmata-Berglandes wurde mit dem Beginn des Tertiärs landfest. Zu einer Heraushebung, Schiefstellung und z. T. Verwerfung der Schichten der Kreide kam es im Zusammenhang mit der tertiären alpiden Tektogenese dieses Gebietes. Von dieser Heraushebung wurden auch die jurassischen Gesteine erfaßt, auf denen die Kreidegesteine diskordant auflagern. Die mächtigen Jurakalke bilden z. T. sogar eigene markante Schichtstufen (Mensching 1963, 1964). Das östliche Vorland des Matmata-Berglandes fällt von ca. 200—300 m ü.M. am Gebirgsrand

sanft nach NE bis zum Meer ab. Es stellt geologisch eine weite Mulde dar, in der mürbe Tertiärgesteine (Gipsmergel und Mergelsande des Pont) und noch näher zu behandelnde, wahrscheinlich weitgehend quartäre Ablagerungen auftreten.

Folgende Klimadaten vermitteln eine Vorstellung vom Klima dieses Gebietes:

Matmata (400 m ü. M.): Mittlerer Jahresniederschlag: etwa 240 mm, Mittlere Jahrestemperatur: 18,9°C; Dauer der Dürrezeit: etwa 7 Monate; Gabes (20 m ü. M.): Mittlerer Jahresniederschlag: 175 mm, Mittlere Jahrestemperatur: 19,3°C, Zahl der Dürremonate: 12. Die Oueds im Matmata-Vorland sollen nach BALLAND (1973) zwei Abkommen im Jahr erleben. Nach MENSCHING (1963) resultiert hieraus pflanzengeographisch eine Steppe bzw. Wüstensteppe.

2. Literaturüberblick zum Matmata-Bergland

MENSCHING (1963, 1964) gibt vor allem eine morphographisch-morphologische Analyse des Schichtstufenlandes des Matmata-Berglandes unter Herausarbeitung des aktuellen morphologischen Geschehens im Rahmen der klimatisch-morphologischen Betrachtung des Schichtstufenreliefs. Dabei beschreibt und deutet er keine Aufschlüsse und macht somit keine detaillierten Angaben zur Relief- und Klimageschichte des Matmata-Berglandes und des östlichen Vorlandes.

In einem jüngst in der DESPOIS-Festschrift (Acta Geographica 1973, Maghreb et Sahara, Etude Géographique, Paris) erschienenen Beitrag zur quartären Morphogenese im Bergland von Matmata hat BALLAND (1973) versucht, die Reliefgenese in dem kleinen Becken zwischen Toujane und Beni Zeltene zu klären und zu datieren.

Die Reliefformen waren in diesem Becken schon völlig im Villafranchium herauspräpariert, wie BALLAND (1973: 48) aus der Tatsache schließt, daß eine dicke, zweigliedrige Kruste des Villafranchium eine bereits deutlich reliefierte Oberfläche überzieht (vgl. Fig. 3, 4a, 4b, 5, 6 bei BALLAND 1973). Allerdings muß kritisch angemerkt werden, daß BALLAND keine Belege für das Alter dieser zweigliedrigen Kalkkruste anführt. Vor der Villafranchium-Krustenbildung muß eine feuchtere Phase intensiver Erosion mit kräftigen Abflüssen stattgefunden haben, in der auch das später nagelfluhartig verkrustete Grobschottermaterial aus dem Bergland von Matmata angeliefert wurde. Die Verkrustung soll bereits gleichzeitig mit der Zerschneidung der vorher abgelagerten Akkumulation begonnen haben.

Reste der „Villafranchium"-Kruste, die aus einem 30—50 cm mächtigen, sehr resistenten plattigen Teil und einem nagelfluhartig verbackenen Unterteil zusammengesetzt ist, finden sich in einer jüngeren Akkumulation, die aus Feinmaterial, Kies, Schottern und Blöcken besteht, in aufgearbeiteter Form. Diese Akkumulation, die von BALLAND nicht datiert werden konnte, wird von einer jüngeren, schwächeren Kalkverkrustung überzogen. Die spätere Erosion, deren Alter nicht bekannt ist, hat diese Akkumulation mit der zweiten schwächeren Kruste zwar zerschnitten, die ältere „Villafranchium"-Kruste aber nach BALLAND kaum ernsthaft angegriffen, was besonders für die Nebentäler gilt. Hier hat sich die Post-„Villafranchium"-Akkumulation mit der schwächeren Kalkkruste auf die „Villafranchium"-Kruste gelegt. In den größeren Tälern dagegen ging die Post-„Villafranchium"-Erosion tiefer als in den Nebentälern. Die Post-„Villafranchium"-Akkumulation aus Feinsedimenten, Schottern, Resten der „Villafranchium"-Kruste mit einer lockeren jüngeren Kruste wird von BALLAND (1973: 53 f.) wegen ihrer Ähnlichkeit zum Niveau 4 von COQUE (1962) ins Amirien der marokkanischen Forscher gestellt, also in eine Phase, die dem Mindel-Glazial entspricht.

Danach fand nach BALLAND die Akkumulation des Schluffes von Matmata statt, der sehr wahrscheinlich ein äolisches Sediment ist und alle älteren Sedimente diskordant überdeckt. Für das Alter des Schluffes fand BALLAND keine Anhaltspunkte. Die Lößoberfläche wurde später zu einem Glacis modelliert und es bildeten sich Kalkknollen als Indiz einer Bodenentwicklung einige Dezimeter unter der Oberfläche des Schluffes; darauf erfolgte die Zerschneidung des Schluffes z. T. in badlandartiger Weise mit dem Ergebnis, daß er mitunter nur noch in Bändern und Graten zwischen den Einschnitten erhalten ist. Das Erosionsglacis im Schluff von Matmata geht an einer Stelle hangabwärts in ein Akkumulationsglacis über. Die Bildung von Kalk-Knollen im Schluff soll ebenso einer älteren pedologischen Phase zuzuordnen sein wie eine Glasur oder Polierung auf der Oberfläche der zu dem oben genannten glacis d'érosion umgestalteten Schluffe. Die schon erwähnte Zerschneidung der Schluff-Glacis hat offenbar vornehmlich das Sediment für eine tiefste, 2 m Höhe nicht überschreitende Schluffterrasse geliefert. Sie enthält nicht mehr die Nodules (Kalk-Knollen), die der Schluff oberhalb dieser Terrasse aufweist. Die Schluffterrasse wird — ohne Anführung von weiteren Indizien — von BALLAND in das Rharbien (Postpluvial) der marokkanischen Forscher gestellt und als Niveau 1 bezeichnet. Die Umformung der Schluffe zu einem glacis d'érosion kann nach BALLAND zusammen mit der Bildung des Niveaus 2 von COQUE (1962) im Soltanien (4. Pluvial = Würm nach den Ergebnissen der marokkanischen Forscher, vgl. MENSCHING 1960) entstanden sein, was die Datierung der Ausbreitung und Aufwehung der Schluffe von Matmata in die Phase 3 COQUES zulassen würde, die dem Tensiftien (Riß) entspricht.

Nach BALLARD (1973) ergeben sich nach der Villafranchium-Verkrustung folgende 4 Reliefstadien:

a) die Post-Villafranchium-Akkumulation aus Schottern, Feinsedimenten und Resten der Villafranchium-Kruste sowie die Bildung einer schwächeren Kalkkruste im Amirien (Niveau 4 bei COQUE, 1962 = Mindel),

b) die Ausbreitung (vorwiegend Anwehung) der Schluffe von Matmata im Tensiftien (Niveau 3 bei COQUE, 1962 = Riß),

c) die Bildung eines glacis d'érosion in diesen Schluffen im Soltanien (Niveau 2 bei COQUE, 1962 = Würm),

d) die Bildung einer Schluffterrasse im Rharbien (Niveau 1 bei COQUE, 1962 = Postpluvial).

3. „Villafranchium"-Kruste

Die eigenen Geländebeobachtungen im östlichen Vorland des Berglandes von Matmata, in der nördlichen Djeffara, bestätigen weitgehend die Beobachtungen von BALLAND (1973) zum Formenschatz, die sich nur auf das Becken von Toujane und Beni Zeltene bis einige Kilometer ins östliche Vorland beziehen, kaum aber ihre Datierungen (s. u.).

Problematisch erscheint zunächst die „doppelgliedrige Villafranchium"-Kalkkruste, die nach BALLAND (1973) ein bereits bewegtes Relief überzieht. Nach unseren eigenen Befunden im Matmata-Bergland und seinem nördlichen Vorland findet man tatsächlich am Boden der Oueds oder wenig über dem Niedrigwasserbett durch Kalk verkrustete Schotter. Die Kalkverbackung ist stellenweise so hart, daß sie sich mit dem Geologenhammer kaum zertrümmern läßt. Jedoch gibt es u. E. keine Anhaltspunkte für ein Villafranchium-Alter dieser Kruste. Dies um so weniger, als die harte Kalkkruste, die vom Typ her der „croûte poudingiforme" von BALLAND entspricht, häufig auch mitten im Schotterkörper der „Hauptakkumulation" liegt. Diese nimmt nach unseren Untersuchungen als 4 bis 6 bis 10 m mächtige Schotterterrasse sowohl im Gebirge als auch im gesamten Vorland eine zentrale Stellung ein (Abb. 1, 2, 3). Häufig zeigte sich diese gesamte „Hauptakkumulation"

in einer Mächtigkeit von 3—4 m völlig kalkverkrustet — allerdings nur im Gebirgsvorland (Mittel- und Unterlauf der Oueds [2]) und in der Nähe der Küste. Oft liegen auch mehrere Schotterhorizonte mit Kalkverbackung übereinander, die von unverbackenen Schotterlagen getrennt werden. Aus diesen Verhältnissen läßt sich u. E. schließen, daß in mehreren Zeiträumen die Möglichkeit zu sehr intensiven Kalkverkrustungen der Schotterkörper bestanden haben muß. Dabei ist zunächst nur ein postpontisches Alter anzusetzen, da die Verkrustungen in Schottern vorkommen, die auf den sicher datierten Pont-Sedimenten (Mergelsande, Gipsmergel etc.) oder älteren Sedimenten der Kreide aufliegen. Auf andere Arten von Kalkkrusten wird weiter unten noch eingegangen.

Fazit dieser Ausführungen ist, daß u. E. die angebliche „Villafranchium"-Kruste BALLANDS (1973) erstens bisher nicht sicher datiert und zweitens nicht als Leithorizont für das morphologische Geschehen seit dem Villafranchium benutzt werden kann.

4. „Hauptakkumulation"

Da es nicht sicher erwiesen ist, ob die jüngere Reliefgeschichte des Matmata-Berglandes und seines Vorlandes mit einer „Villafranchium"-Kruste begann, die sich nach BALLAND (1973) nach einer bedeutenden Erosionsphase und einer folgenden Akkumulation von Schottern entwickelt haben soll, läßt sich für uns die Reliefgeschichte im Matmata-Bergland wie folgt rekonstruieren:

Beherrschend in allen drei untersuchten Tälern ist eine Schotterakkumulation, die im Gebirge bis 6—9 m mächtig werden kann, z. T. gut, z. T. schlecht geschichtet ist und im Gebirge aus sehr groben Schottern, z. T. Blöcken, aufgebaut ist (Abb. 1, 2, 3, 4 [3]). Dieser Schotterakkumulation, die wir „Hauptakkumulation" nennen, muß eine kräftige Eintie-

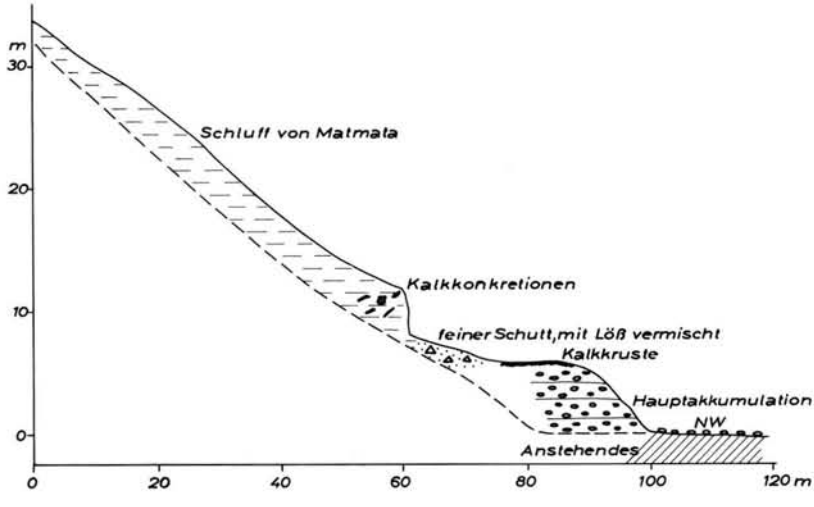


Abb. 1. W-Hang des Oued Termamane (Oberlauf des Oued Zigzaou).

[2]) Als Oberlauf wird der Abschnitt der Täler im Matmata-Bergland, als Mittellauf der Abschnitt vom Gebirgsrand bis zur Straße Mareth — Medenine und als Unterlauf die Strecke zwischen dieser Straße und der Küste bezeichnet.

[3]) In einem frisch ausgeschachteten Brunnen im oberen Mittellauf des Oued Termamane (westlich der Lokalität Roniguibat) reichte die „Hauptakkumulation" noch ca. 10 m unter das Niedrigwasserbett des Oued hinab. NW bedeutet in den Abbildungen Niedrigwasserbett, HW Hochwasserbett.

fungsphase vorausgegangen sein. Die „Hauptakkumulation" stellt sich im Gebirge als eine durchgehend zu verfolgende morphologische Terrasse dar, die im Gebirge und in Gebirgsnähe von den Schluffen von Matmata (limons de Matmata) überlagert wird. Wir konnten mehrfach beobachten, daß vom Talhang ausgehende Schuttschleppen der Oberfläche der „Hauptakkumulation" aufliegen, bzw. im oberen Horizont mit ihr verzahnt sind (Abb. 1).

Die von uns als „Hauptakkumulation" bezeichnete Akkumulation läßt sich nicht eindeutig mit einer der BALLANDschen Akkumulationen korrelieren. Sie könnte aufgrund der schwachen Kalkverkrustung im Top der Ablagerung, die im Gebirgsabschnitt des Oued Termamane mehrfach beobachtet wurde, der jüngeren Akkumulation BALLANDS (1973) entsprechen (Niveau 4). Diese besteht in dem von BALLAND untersuchten Gebiet aus Feinmaterial, Kies, Schottern, Blöcken und Resten der aufgearbeiteten „Villafranchium"-Kruste. Ferner spricht für diese Parallelisierung die Überlagerung dieser Akkumulation durch ein Schluff-Schutt-Paket, das nach oben in reinen Schluff übergeht (vgl. Abb. 1 dieser Arbeit und Fig. 3 bei BALLAND). Allerdings überwiegt im Gebirgsanteil der von uns untersuchten Täler der Grobschotter- und Blockanteil deutlich gegenüber dem Feinmaterialanteil — im Gegensatz zu den Beobachtungen von BALLAND (1973, Fig. 3). Jedoch stößt die Verfolgung der „Hauptakkumulation" vom Gebirge ins Vorland im Bereich der in das Gebirge eingreifenden Buchten in einem schmalen Gürtel am Gebirgsrand dadurch auf Schwierigkeiten, daß durch die hier besonders wirksame Reliefenergie auch kleine eigenständige Täler zu einer starken Überformung dieses Bereiches beitragen konnten. So wurden hier die Sedimente der „Hauptakkumulation" stellenweise ausgeräumt und die Erosionsrinnen im Zuge der folgenden Schutt- und Schluffbildungsphase (s. u. unter 5. Schluffe von Matmata) wieder verfüllt. Erst ca. 2 km vom Gebirgsrand entfernt läßt sich in den das Matmata-Bergland randlich gliedernden Buchten die „Hauptakkumulation" wieder eindeutig an ihrem typischen Aufbau erkennen.

Die „Hauptakkumulation" verfolgten wir — im Unterschied zu BALLAND (1973), deren Ausführungen sich nur auf den gebirgsnahen Teil beziehen, — bis an die Küste. In Richtung auf die Küste nimmt der Anteil an großen Blöcken ab. Schon 5—10 km nördlich bzw. nordöstlich des Gebirgsrandes fanden wir keine oder nur sehr wenige große Blöcke in der „Hauptakkumulation". Während die „Hauptakkumulation" im Matmata-Bergland im Sedimentkörper keine Kalkverkrustungen aufwies und lediglich an der Basis (Abb. 2) und am Top (Abb. 1) Kalkverkrustungen zeigte, stellt sich mit Entfernung vom Gebirgsrand mehr und mehr die Tendenz einer zusätzlichen Verkrustung von Teilen des Schotterkörpers oder einer Verkrustung der gesamten Grobschotterakkumulation ein. Da-

Abb. 2. „Hauptakkumulation" im Oued Termamane (= Oberlauf des Oued Zigzaou) aus groben, kantengerundeten Blöcken, Schottern, Kiesen und Sanden. Zementierte Schotter an der Basis der „Hauptakkumulation" über anstehendem Kalk. Höhe u. M. ca. 300 m.

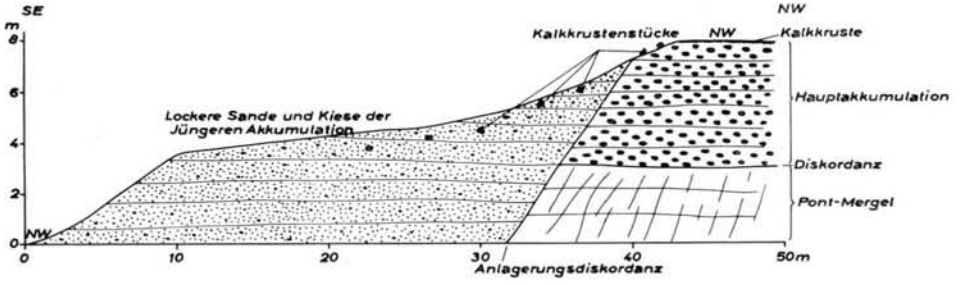


Abb. 3. Oued Zigzaou, ca. 1 km südlich der Straße Mareth-Medenine.

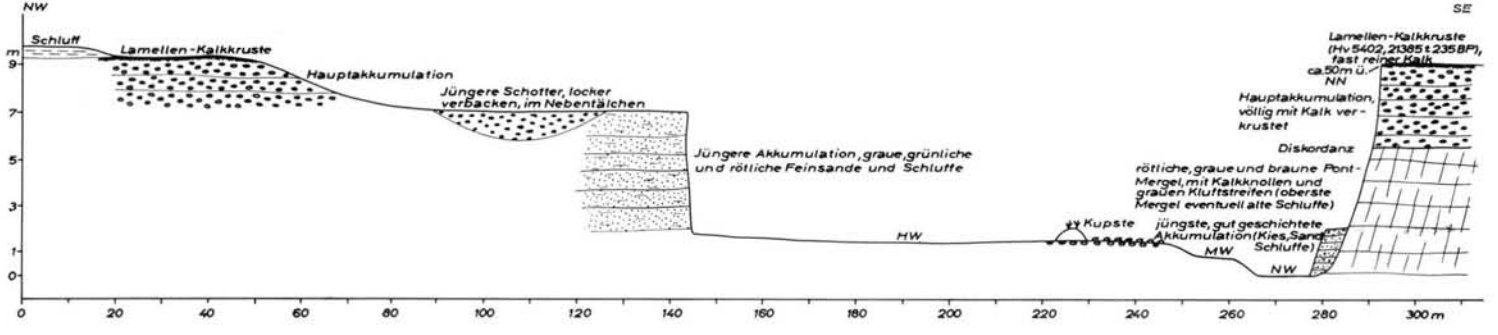


Abb. 4. Oued Zigzaou in Höhe der Hauptstraße Mareth-Medenine bei Mareth.

neben finden sich am Top der „Hauptakkumulation", die das rezente Oued-Bett um 4—10 m überragt, häufiger fast reine Kalkkrusten, die z. T. Lamellenstruktur aufweisen, über den nagelfluhartig verkrusteten oberen Schottern der „Hauptakkumulation".

Einen ersten Anhaltspunkt für die zeitliche Einstufung der „Hauptakkumulation" und seiner Kalkkruste im Top erhielten wir durch eine ^{14}C-Datierung einer Kruste aus überwiegend sekundärem Kalk im Top der „Hauptakkumulation", die wir ca. 50 m südlich der Straße Mareth—Medenine ca. 10 m über dem heutigen Flußbett entnahmen. Es ergab sich bei der Probe Hv 5402 ein radiometrisches Alter von 21 385 ± 235 B.P.

Die „Hauptakkumulation" läßt sich im Oued El Hallouf und im Oued En Negueb, die sich zum Oued Oum Ez Zessar vereinen, sowie im Oued Zigzaou vom Gebirge bis ans Meer verfolgen. Der Schotterkörper ist meistens gut aufgeschlossen; zuweilen finden sich allerdings nur noch Schotterreste, die an das präquartäre Gestein angebacken sind. Ca. 1—1,5 km südlich des Meeres endet diese „Hauptakkumulation" mit einem 7—8 m ü. M. gelegenen, ca. 15° geneigten Kliff. Oberhalb der „Hauptakkumulation" befindet sich in Küstennähe ein zweites Niveau in 15—16 m ü. M., das wie das 7—8-m-Niveau aus einer kalkverbackenen Schotterlage über anstehendem Pont-Gestein aufgebaut wird (Abb. 5) [4]. Es ließ sich an keiner Stelle nachweisen, ob das 7—8-m-Niveau und das 15—16-m-Niveau aus einem oder aus zwei verschiedenen und damit verschieden alten Akkumulationskörpern bestehen.

Noch höher als das 15—16-m-Niveau, das ebenso wie das 7—8-m-Niveau im Grundriß buchtenförmig vor- und zurückspringt, ist in Küstennähe ein 40—50 m hohes Niveau in Pont-Mergeln, -Gipsmergeln etc., das keine Schotter mehr trägt und durch netzförmige Gipsausblühungen und lamellenförmige Gipskrusten gekennzeichnet ist.

Während dieses 40—50-m-Niveau keine fossilen organogenen Bestandteile aufweist, fanden sich auf dem 7—8-m-Niveau ebenso reichlich Exemplare von *Murex trunculus* (einer marinen, im ganzen Mittelmeergebiet verbreiteten Schnecke) wie auf dem 15—16-m-Niveau (Abb. 5). Die Individuen von *Murex trunculus* ließen sich an einer Stelle (im Unterlauf des Oued Oum Ez Zessar) kontinuierlich vom 7—8-m-Niveau bis auf das 15—16-m-Niveau hinaufverfolgen. Eine ^{14}C-Datierung, die an der Probe Hv 5403 im Unterlauf des Oued Zigzaou, ca. 500 m südlich der Küste auf dem 7—8-m-Niveau vorgenommen wurde, ergab ein radiometrisches Alter von 4310 ± 170 B.P. Ein zweites ^{14}C-Datum (Hv 6854), das ebenfalls an Schneckengehäusen von *Murex trunculus,* aber auf dem 15—16-m-Niveau gewonnen wurde, ergab ein ^{14}C-Alter von 5725 ± 105 B.P.

Aus diesem Befund ist zu schließen, daß das Meer im Holozän weite Bereiche des küstennahen Teils der Djeffara überspült hat und eine sehr junge, ein bedeutendes Ausmaß annehmende holozäne Hebung des küstennahen Anteils der nördlichen Djeffara-Ebene im Raum südöstlich Mareth anzunehmen ist. Die von Autoren wie Birot (1969), Kelletat (1975), Sabelberg (1974) [5] nachgewiesenen holozänen Meeresspiegelschwankungen können solche Beträge, wie sie aus dem Vorkommen von *Murex trunculus* auf 15—16 m hohen Meeresterrassen zu erschließen wären, nicht erreicht haben. Nicht auszuschließen ist allerdings die Möglichkeit, daß die Salzwasserschnecken von Seevögeln auf die Abrasionsniveaus transportiert worden sind. An der heutigen Strandlinie ließen sich jedoch keine Salzwasserschnecken finden.

Auch im Bereich der Mittelläufe der Oueds ließ sich oberhalb der „Hauptakkumulation" mindestens noch ein höher gelegenes Niveau mit durch Kalk verkrusteten Schottern im Top feststellen, das im Unterschied zur „Hauptakkumulation" nicht durchgehend verfolgt werden konnte.

---

[4]) Beide Niveaus steigen vom Meer aus in Richtung S langsam an: Das untere Niveau der „Hauptakkumulation" liegt auf der Höhe von Mareth am Oued Zigzaou bei 45 — 50 m ü. M., das obere 7 — 8 m höher. Auf ca. 12 km Entfernung weisen die Niveaus somit ein Gefälle von ca. 0,3 % auf.

[5]) Vortrag auf der DEUQUA-Tagung vom 20. — 24. 9. 1974 in Hofheim a. Taunus (Eiszeitalter u. Gegenwart **25**: 210, Öhringen 1974).

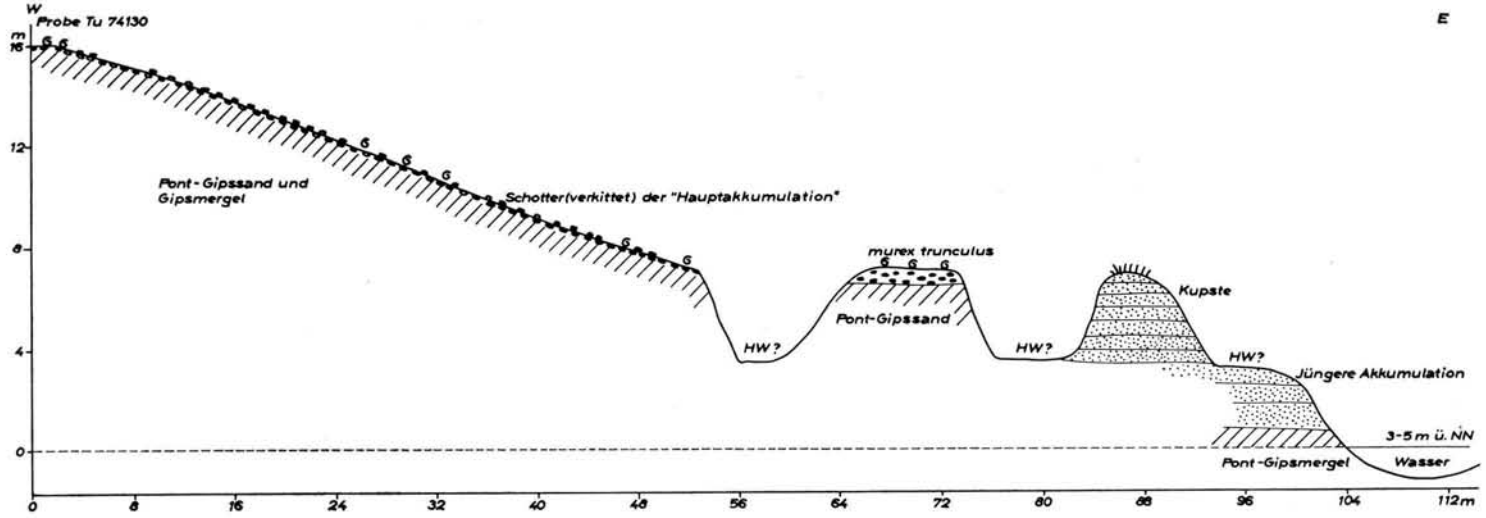


Abb. 5. Oued Oum Ez Zessar, Nordhang des Tales.

5. Die Schluffe von Matmata und ihre Überformung

Eindeutig jünger als die „Hauptakkumulation" sind die Schluffe von Matmata (limons de Matmata), die ähnlich wie Löß Wände bilden und bereits von RATHJENS sen. (1928), SCHWEGLER (1944), LE HOUÉROU (1960), BRUNNACKER (1973) und BALLAND (1973) erwähnt bzw. beschrieben werden. Sie legen sich im Gebirgsabschnitt der drei bis in das Gebirge verfolgten Täler deutlich auf die heute in 5—10 m Mächtigkeit aufgeschlossene „Hauptakkumulation" auf (Abb. 1). Nach Ablagerung der Schluffe wurden diese und die darunter liegende „Hauptakkumulation" zerschnitten. Ob bereits eine Zerschneidung der „Hauptakkumulation" vor Ablagerung der Schluffe stattfand, ließ sich bisher nicht feststellen. Ihre größte Mächtigkeit erreichen die Schluffe von Matmata im Gebirgsteil der Täler, am Gebirgsrand und an den Flanken niedriger Hügel und Ketten in Gebirgsnähe. In langen Hangschleppen ziehen die Schluffe hier mehrere Dekameter, z. T. über 50—70 m hoch die Steilhänge der Täler empor und lassen dadurch bereits ihre äolische Entstehung erkennen (vgl. auch BALLAND 1973). Es zeigte sich, daß die Schluffe auf den Südhängen der Oueds, die im Lee zu den südwestlichen, aus dem Grand Erg Oriental kommenden Winden liegen, höher hinaufreichen als auf den Nordhängen. Dabei dünnen die Schluffe, wie in Abb. 1 dargestellt, hangaufwärts mit dem Steilerwerden der Hänge aus. Die Anlieferung der Schluffe erfolgte durch äolischen Transport. Dies schließt allerdings nicht aus, daß stellenweise eine Verschwemmung oder eine andere nichtäolische Verlagerung der Schluffe stattgefunden hat (Deluviallöß bei BRUNNACKER 1973). (Die äolische Anwehung von Schluffen und Feinsanden aus dem Grand Erg Oriental von Südwesten her geht auch heute noch vor sich. Eine äolische Akkumulation (Flugsandfelder, Dünenentstehung) und Deflation (Bearbeitung von Kupsten) ist im gesamten Untersuchungsgebiet bis an die Küste zu beobachten).

Im Gegensatz zum gebirgsnahen Teil des Matmata-Berglandes und zum Matmata-Bergland selbst finden sich auf den Flächen zwischen den untersuchten Oueds im Bereich ihrer Mittel- und Unterläufe meist nur 0,8—1,2 m, stellenweise auch 2—3 m mächtige Schluffdecken mit der typischen gelblichen Lößfarbe. Allerdings gelang es bisher noch nicht, die dünnen Schluffdecken des Gebirgsvorlandes zeitlich mit den mächtigen Schluffdecken ihres Hauptverbreitungsgebietes im Gebirge und am Gebirgsrand zu parallelisieren.

Zwei ^{14}C-Datierungen an Mollusken im Vorland geben jedoch wenigstens für diese Schluffe Anhaltspunkte für ihr Alter: Die erste Probe Hv 5401 stammt aus Feinsanden und Schluffen im Top der unten noch näher zu behandelnden „Jüngeren Akkumulation" im Unterlauf des Oued En Negueb kurz oberhalb der Vereinigung des Oueds mit dem Oued El Hallouf (Abb. 6). Sie ergab ein radiometrisches Alter von 8975 ± 215 B.P. Dieses Alter ist allerdings, wie sich im Vergleich mit zwei Holzkohledaten unter dieser Schneckenprobe zeigt (s. u.), eindeutig zu hoch. Vielmehr müßte ein Alter von weniger als 7775 ± 340 B.P. richtig sein. Die Erklärung für das zu hohe Alter der Molluskenprobe dürfte in erster Linie darin zu suchen sein, daß die Mollusken Kalk aus älteren Formationen aufgenommen und mit zum Aufbau ihrer Gehäuse verwandt haben. Eine zweite Schneckenprobe (Hv 5404), die ebenfalls im Deckschluff und zwar hier über der „Hauptakkumulation" ca. 5 km nördlich der Straße Mareth—Medenine auf einem Plateau auf der Ostseite des Oued Oum Ez Zessar entnommen wurde, ergab ein recht ähnliches radiometrisches Alter, nämlich von 8315 ± 120 B.P. Auch diese Datierung dürfte ein zu hohes Alter vortäuschen.

Da sich aber der Schluff im Gebirge und am Gebirgsrand bisher nicht datieren ließ und kein organisches Material in ihm zu finden war, muß sein genaues Alter weiterhin als unbekannt gelten. Aus dem Gesamtzusammenhang und der Interpretation des noch darzustellenden jüngeren Formenschatzes werden einige Vorstellungen zu seinem Alter zu entwickeln sein.

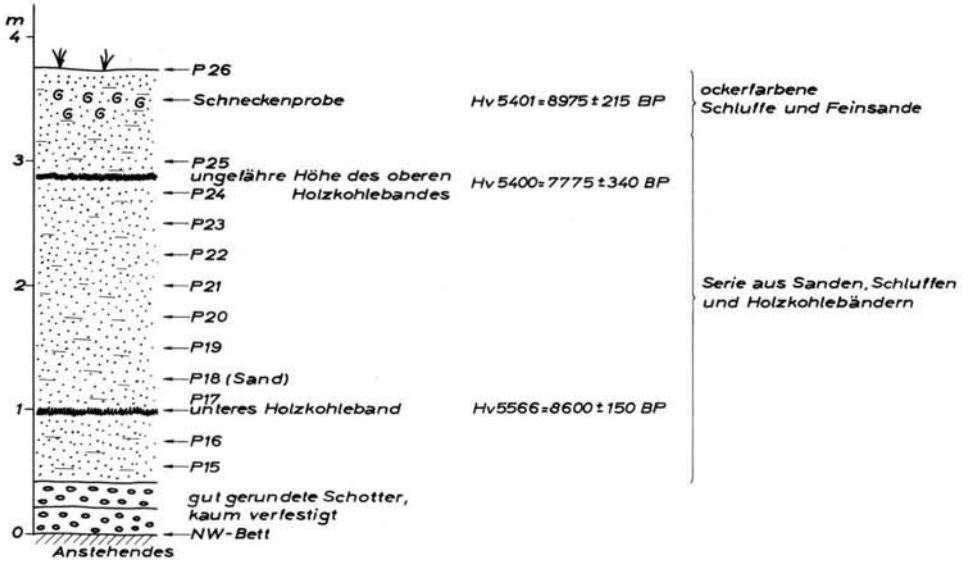


Abb. 6. Oued En Negueb (oberhalb der Vereinigung mit dem Oued El Hallouf) Aufschluß in „Jüngerer Akkumulation".

Der Schluff von Matmata zeichnet sich, wie schon BALLAND (1973) erwähnt, z. T. durch eine Beimengung von Hangschutt aus. Abb. 7, die im Oberlauf des Oued Zigzaou in einer Hangmulde aufgenommen wurde, läßt zunächst wie Abb. 1 erkennen, daß der Schluff von Matmata besonders an der Basis über der „Hauptakkumulation" durch ein Schutt-Schluff-Gemisch ausgezeichnet ist. Darüber folgt ein mehr hellgrauer Schluff mit wenigen kantigen Steinen, darüber eine von Schluff durchsetzte zweite Schuttlage und darüber wiederum ein schwach-rötlich-gelber Schluff ohne oder fast ohne Steine [6]). Dieses obere Schluffpaket ist im höheren Teil (in den oberen 1,5 m) frei von Kalkkindeln bzw. -knollen. Charakteristisch für diesen oberen Schluff ist eine schwache r ö t l i c h - b r a u n e V e r f ä r b u n g mit Kalkkindeln im Liegenden, die als schwache Bodenbildung zu deuten ist. Diese schwache Bodenbildung hat auch bereits BRUNNACKER (1973: 92) nördlich Matmata an der Straße Matmata-Gabes gefunden und als Kalkbraunerde angesprochen.

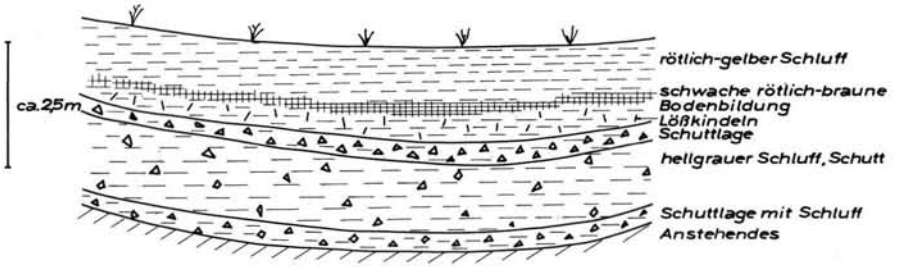


Abb. 7. S-Hang des Oued Termamane.

6) RATHJENS (1928: 222) hebt gleichfalls hervor, daß der von ihm untersuchte Löß am Djebel Gharian (Libyen) eine Zweiteilung aufweist: „Fast überall, wo ich diese Höhlen sah, lagen unter dem typischen rötlich-gelben Löß festere, hellere, mit Kalkkonkretionen gefüllte Massen, die die Basis der Lößdecke zu bilden scheinen."

BALLAND (1973) erwähnt diese schwache rötlich-braune Bodenbildung nicht, hebt aber mehrfach hervor, daß sich pedogenetische Überprägungen in Form von Schluffkindelzonen und, wenn der Schluff in seinen oberen Schichten flächenhaft abgetragen ist, in Form einer Glasur bzw. Polierung der Oberfläche darstellen.

Diese rötlich-braune, mit BRUNNACKER (1973) als fossile Bodenbildung gedeutete Verfärbung im Schluff von Matmata kommt im Gebirgsanteil aller von uns untersuchten Täler des Berglandes von Matmata, dazu noch im Becken nördlich von Beni Kheddache im Oberlauf des nach Westen ziehenden Oued Bel Krecheb vor.

Im Oberlauf des Oued En Negueb tritt die schwache Bodenbildung ca. 1 km vom Gebirgsrand entfernt im Gebirge am Südhang des Oued auf. Hier finden sich unter der rötlich-braunen Verfärbung sogar plattige dünne Kalkkrusten von 5—6 cm Dicke, die die Schluffkindeln vertreten. (Ähnliche plattige Kalkanreicherungen kommen auch häufiger am Gebirgsrand am Rande des Oued Termamane vor.)

Im Oberlauf des Oued El Hallouf ist die fossile Bodenbildung in einer Talerweiterung direkt unterhalb von Ksar El Hallouf zu beobachten, wo die Schluffe südöstlich der Oase unterhalb der verlassenen Ghorfa-Siedlung Mächtigkeiten von über 5—8 m erreichen und nach ihrer Ablagerung stark linienhaft und flächenhaft abgetragen worden sind.

Auch wenn die schwache Bodenbildung bisher nicht datierbar ist, so zeigt sie doch an, daß bei ihrer Bildung offenbar etwas feuchtere Klimabedingungen als gegenwärtig geherrscht haben müssen; denn am Top der Schluffe läßt sich heute keine Bodenbildung beobachten (so auch BRUNNACKER 1975 [7]); vielmehr herrscht eine äolische und fluviale Überprägung vor. Ferner zeigt die schwache fossile pedogenetische Überprägung an, daß es im Gebirgsbereich wenigstens zwei bedeutende Schluffanwehungsphasen gegeben haben muß, wobei sich die jüngere Phase am ehesten mit den dünnen, mit Hilfe von zwei Schneckenproben datierten Deck-Schluffen des nördlichen Matmata-Vorlandes parallelisieren lassen dürfte.

Ob man die Abb. 7 aufgrund der Einschaltung eines deutlichen Schuttbandes in der Mitte des Schluffes noch weiter klimatisch-morphologisch ausdeuten kann, wagen wir nicht zu entscheiden. Auch heute läßt sich stellenweise eine Bewegung von Schuttpartikeln auf den steilen Talhängen im Anstehenden und auf den Schluffen beobachten. Neben einer

Abb. 8. Zerkerbte Schluffe von Matmata im Vordergrund und am Fuß der Schichtstufe im Hintergrund in der Bucht zwischen dem Djebel Tebaga und dem Djebel Bateun Krada (Oued Termamane/Oberlauf des Oued Zigzaou). Bildmitte ca. 180 m ü. M.

7) In einer Antwort auf eine Diskussionsfrage von K. U. BROSCHE im Berliner Geographischen Colloquium am 6. 2. 1975.

solchen, vor allem auf fluviale Tätigkeit zurückzuführenden Schuttbewegung findet heute eine Zerkerbung der Hang-Schluffe statt (Abb. 8). Daß z. Z. eine mechanische Schuttaufbereitung erfolgt, hat bereits MENSCHING (1963) hervorgehoben.

Die Schluffe von Matmata sind, wie BALLAND (1973) bereits ausführlich beschrieben hat, am Gebirgsrand, in Talerweiterungen und am Fuße von kleinen Vorhügeln und Rükken nahe des Gebirgsrandes häufig flächenhaft abgetragen worden, wobei glacisartige Geländeteile entstanden sind (Abb. 8). Das Ergebnis dieser Abtragung ist die Entfernung des oberen kalkkindelfreien gelblich-rötlichen Schluffes, wie z. B. häufiger am Gebirgsrand nahe dem Oued Termamane. Auch kommt es im Zuge der Überarbeitung der Schluffe vielfach zu einer Ablösung der Schluff-Glacis bzw. Schluff-Hangschleppen vom Hang. Diese auf die größeren Täler zu abfallenden glacisartigen Formen im Schluff (glacis d'érosion nach BALLAND) sind bereits wieder deutlich durch eine rezente kräftige Zerkerbung in Auflösung begriffen (Abb. 8). BALLAND (1973) datiert diese Glacisbildung im Schluff von Matmata, in deren Gefolge Lößkindelhorizonte und durch Pedogenese entstandene Glasuren an die Oberfläche traten, ins Soltanien (Niveau 2 bei COQUE 1962 = Würm), ohne aber dafür Belege anzuführen. Die Anwehung des Schluffes von Matmata dagegen datiert sie ins Tensiftien (Niveau 3 bei COQUE 1962 = Riß). Die Bildung der jüngsten Reliefform, einer Schluffterrasse von 1—2 m Höhe, die BALLAND (1973) mit dem Niveau 1 von COQUE (1962) vergleicht, stellt sie ins Rharbien = Postpluvial.

Die Annahme einer eigenen langen vorzeitlichen Formungsphase (Würm), die zur Ausbildung des glacis d'érosion in den Schluffen von Matmata geführt haben soll, ist u. E. nicht gerechtfertigt. Vielmehr läßt sich aufgrund der dargelegten Befunde eine linien- und z. T. flächenhafte Überformung der Schluffe in Gebirgsnähe heute noch beobachten; gegenwärtig scheint jedoch die linienhafte Zerschneidung der Schluffe zu überwiegen. Die flächenhaften Anteile des glacis d'érosion nehmen nur einen relativ kleinen Raum zwischen den Kerben ein.

Gegen die von BALLAND (1973) ins Würm gestellte Bildung der glacis d'érosion im Schluff von Matamata spricht, daß BALLAND (1973: 56) selbst beschreibt, wie an einer Stelle ein glacis d'érosion in ein glacis d'accumulation übergeht. Das gibt bereits einen Hinweis darauf, daß durch die Überformung der Schluffe von Matmata Akkumulationsformen entstanden sind.

6. „Jüngere Akkumulation"

Nach unseren Untersuchungen kann hauptsächlich die äolische und fluviale Überformung der Schluffe von Matmata das Material für eine jüngere, überwiegend gut geschichtete Feinmaterialakkumulation geliefert haben, die sich erst in 4—5 km Entfernung vom Gebirgsrand als eigenständige, streckenweise wieder aussetzende Akkumulationsterrasse zu erkennen gibt. Im unteren Mittellauf und im Unterlauf der Täler ist sie fast durchgehend gut entwickelt und überragt hier das Niedrigwasserbett meist um 3—6 m, im Unterlauf z. T. um 8—10 m (Abb. 9). Diese weitgehend aus schwach rötlich bis gelblich gefärbten Schluffen und Feinsanden aufgebaute Akkumulationsterrasse, die z. T. aber auch — besonders an der Basis — aus lockeren, unverfestigten Grobsanden, Kiesen und Schottern aufgebaut ist, nennen wir die „Jüngere Akkumulation". Es handelt sich dabei um die bereits von LE HOUÉROU (1960) erwähnte Terrasse, die aber von ihm noch nicht datiert werden konnte.

Im Mittellauf der Täler konnte mehrfach beobachtet werden, daß während des Aufbaus der „Jüngeren Akkumulation" eine Zufuhr von Material (Schluffe, Sande, Kiese) von den Hochflächen zwischen den größeren Oueds her erfolgte. Das Material wurde über Muldentäler, die in der „Hauptakkumulation" und dem darüber liegenden Relief ent-

Abb. 9. Gut geschichtete Feinsedimente der „Jüngeren Akkumulation" vor der „Hauptakkumulation" (Pfeil) im Unterlauf des Oued Oum Ez Zessar.

wickelt sind, der „Jüngeren Akkumulation" zugeliefert. Die beschriebenen Grobsand-, Kies- und Schotteranteile weist diese „Jüngere Akkumulation" vornehmlich im Mittellauf auf (Abb. 6). Diese „Jüngere Akkumulation" kommt in allen untersuchten Tälern vor und zeichnet sich im unteren Mittellauf und im Unterlauf durch ein bis zwei, im Aufschluß auf- und abschwingende graue Lehmbänder und durch ein fast durchlaufendes Holzkohleband aus. Außerdem ist sie stellenweise im Unterlauf durch kleine Kalkstengel oder -röhrchen charakterisiert. Im Unterlauf reicht die „Jüngere Akkumulation" also maximal bis in die Höhe der „Hauptakkumulation". Hier bestehen die oberen 4—6 m der „Jüngeren Akkumulation" fast ausschließlich aus feinen Sanden.

Die oberen 4—6 m dieser Lockersedimente sind bereits bzw. werden gegenwärtig hauptsächlich äolisch abgetragen (Abb. 9) und in Richtung auf die Wattenküste verfrachtet. Eine Abtragung durch Kerbtälchen, die auf das Hauptoued eingestellt sind, findet außerdem gegenwärtig statt.

An einer Stelle (am Oued En Negueb kurz oberhalb vor seiner Vereinigung mit dem Oued El Hallouf) sind zwei Holzkohlebänder entwickelt. Streckenweise folgt als Abschluß dieser „Jüngeren Akkumulation" ein gelblich-rötlicher Schluff, in dem die bereits oben erwähnte Schneckenprobe entnommen und datiert wurde, die ein radiometrisches Alter von 8975 ± 215 B.P. ergab (Hv 5401). Zwei weitere ^{14}C-Daten, die an der gleichen Aufschlußwand an Holzkohleproben gewonnen wurden (Hv 5566 und Hv 5400), lauten: 8600 ± 150 B.P. (die Probe wurde 1,0 m über dem Niedrigwasserbett entnommen) bzw. 7775 ± 340 B.P. (2,5—3,0 m über Niedrigwasserbett, Abb. 6). Damit dürfte diese „Jüngere Akkumulation" mit der „basse terrasse" von Coque (1962) vergleichbar sein, die dieser in seinem weiter nördlich gelegenen Arbeitsgebiet gefunden und in das Capsien gestellt hat.

Im unteren Mittellauf des Oued Zigzaou, ca. 1 km südlich der Straße Mareth—Medenine, ist die „Jüngere Akkumulation" überwiegend aus Feinsanden aufgebaut (Abb. 3 u. 4). Sie weist hier eine deutliche Anlagerungsdiskordanz[8]) an die „Hauptakkumulation" auf (Abb. 3) und enthält mehrere Stücke einer auf der „Hauptakkumulation" ausgebildeten schwächeren Kalkkruste. Diese Kalkkruste überzieht selbst den Boden eines in die „Hauptakkumulation" eingelassenen Muldentälchens, das mit Lockermaterial der „Jüngeren Akkumulation" ausgefüllt war. Diese Beobachtung läßt sich dahingehend ausdeuten, daß es während oder nach der Erosionsphase nach Ablagerung der „Haupt-

8) Eine ganz ähnliche Anlagerungsdiskordanz entdeckten wir auch im Mittellauf des Oued El Hallouf.

akkumulation" zur Bildung von Lamellen-Kalkkrusten und einer Kalk-Verkittung von Schottern kam.

Die partielle Abtragung der Sedimente der „Jüngeren Akkumulation" und ihre Zerschneidung durch die Haupt-Oueds kann aufgrund der oben genannten ^{14}C-Daten nach ca. 7700 B.P. eingesetzt haben.

Im untersten Unterlauf des Oued Oum Ez Zessar hat sich im Rahmen der bereits erwähnten Tieferschaltung der „Jüngeren Akkumulation" ein „Zwischenniveau" 3,5—4 m über Niedrigwasserbett eingestellt, auf dem sich 3—4,5 m mächtige, mit Tamarisken besetzte Kupsten bis heute erhalten haben (Abb. 5). Möglicherweise zeigen die Tops der Kupsten in etwa noch die ehemalige maximale Sedimentationshöhe der „Jüngeren Akkumulation" an. Das braucht aber nicht unbedingt der Fall zu sein, denn die Kupsten treten auch auf allen anderen Reliefteilen auf, die oberhalb des Niedrig- und Mittelwasserbettes liegen.

Die vorwiegend äolische Abtragung der „Jüngeren Akkumulation" und äolische Prozesse nehmen in Küstennähe bzw. in Annäherung an das Garaet Bel (auch Sebkra Oum Ez Zessar genannt), in das das Oued Ez Zeuss und das Oued Oum Ez Zessar auslaufen, ein bedeutendes Ausmaß an: Die „Jüngere Akkumulation" überragt hier das Niedrigwasserbett z. T. nur noch um 1—2 m; außerdem kommt es hier zur Bildung von Miniaturbarchanen und unregelmäßigen Sandanhäufungen. Die „Jüngere Akkumulation" läßt sich jedenfalls — wohl wegen der starken rezenten Windaktivität — in keinem der untersuchten Täler mehr bis ans Meer verfolgen: Sie setzt allmählich aus bzw. taucht mit ihren unteren Schichten in das Garaet Bel ab.

Ein ähnliches Zwischenniveau wie im Unterlauf des Oued Zigzaou und Oued Oum Ez Zessar weist das Oued Zigzaou auch im unteren Mittellauf südlich Mareth auf. Vor allem durch äolische Abtragung ist hier die 2—3 m mächtige, aus Schluffen und Feinsanden aufgebaute Deckschicht der „Jüngeren Akkumulation", die in diesem Talabschnitt auf locker gelagerten Sanden, Kiesen und Schottern der gleichen Akkumulationszeit liegen, wieder abgetragen worden. Ergebnis dieser Abtragung ist nicht nur eine zusätzliche morphologische Terrasse, sondern auch ein Steinpflaster über dem unteren Niveau der „Jüngeren Akkumulation", auf dem nach einer freundlichen Bestimmung des von uns aufgesammelten Materials durch Herrn B. Gabriel, Stuttgart, neolithische Artefakte auftreten. Diese und das Steinpflaster setzen heute der weiteren äolischen Überformung einen gewissen Widerstand entgegen und geben damit einen Hinweis darauf, daß hier die Überformung der „Jüngeren Akkumulation" bereits recht früh eingesetzt haben kann.

7. „Jüngste Akkumulation"

Als eine „Jüngste Akkumulation" lassen sich vorwiegend schluffige Sedimente im oberen Mittellauf der untersuchten Täler ausgliedern, die dort nahe dem Gebirgsrand in künstlich durch Steinwälle verbauten Nebentälern erscheinen. Es ist wahrscheinlich, daß auch eine jüngste 1,0—1,5 m hohe Terrasse in diesen Talabschnitten rezenten bzw. subrezenten Alters ist. Das in ihr abgelagerte feine Material, das sich in erster Linie aus der Abtragung der Schluffe von Matmata herleiten läßt, wird nahe dem Gebirgsrand häufig durch künstliche Mauern festgehalten und stellt die Grundlage für einen Bewässerungsfeldbau dar.

Bei der rechts in Abb. 4 sichtbaren „Jüngsten Akkumulation" im Oued Zigzaou handelt es sich ebenfalls um eine rezente bzw. subrezente Bildung, die aus Schluffen, Sanden, Kiesen und Schottern aufgebaut ist. Sie überragt um 1,5—1,7 m das Niedrigwasserbett, ist völlig locker gelagert und dürfte durch Hochwässer des Oued Zigzaou heute noch erreicht werden. Etwa bis zur gleichen Höhe über das NW-Bett reichen in diesem Talab-

schnitt nämlich Kies und grobe Schotter des Hochwasserbettes des Oued Zigzaou (Abb. 4). Nicht auszuschließen ist, daß diese „Jüngste Akkumulation" hier durch den Stau, den die Straße Mareth—Medenine auf das morphologische Geschehen im Oued Zigzaou ausübte, entstanden ist. Diese Akkumulation lagert sich stellenweise an die „Jüngere Akkumulation" und ist daher jünger als diese.

Während den bisher behandelten jüngsten Akkumulationen eher ein subrezentes Alter zukommen dürfte, läßt sich im heutigen Flußbett vom Gebirge bis zum Meer eine typische Sedimentabfolge feststellen: Im Oberlauf und im oberen Mittellauf handelt es sich in erster Linie um Grobschotter und Blöcke bis zu > 1 m ⌀ auf Anstehendem oder auf Resten der „Hauptakkumulation". Darauf folgt im mittleren Mittellauf eine Strecke, in der Kiese und grobe Schotter dominieren. Hier kann der Höhenunterschied zwischen diesen rezenten Akkumulationen und den älteren Akkumulationen („Jüngere Akkumulation" und „Hauptakkumulation") streckenweise nur 1—2,5 m betragen. Es ist dies im Oued Zigzaou ein Talabschnitt, in dem heute ein äußerst intensiver Schottertransport im rezenten Oued-Bett stattfindet.

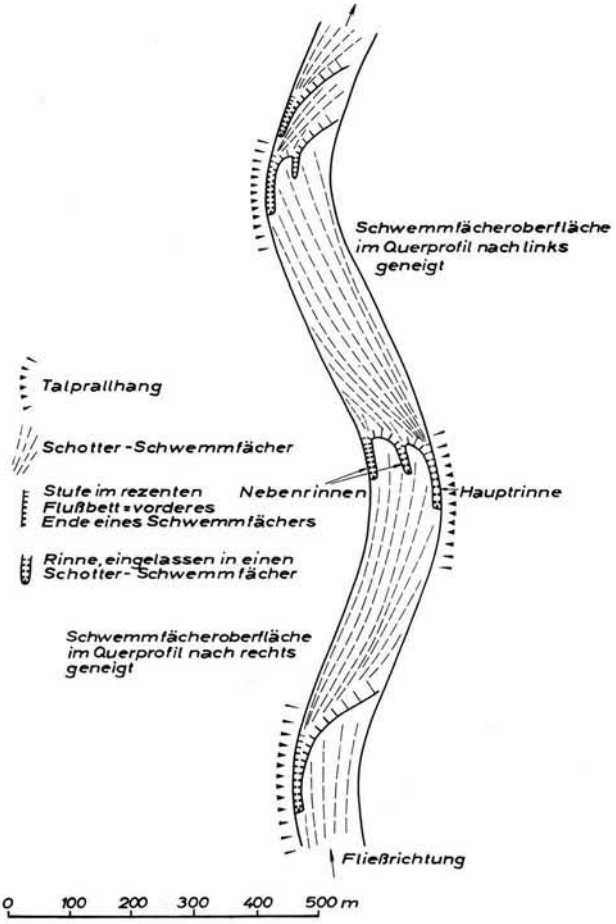


Abb. 10. Schotter-Schwemmfächer im Mittellauf des Oued Zigzaou.

Die Beobachtungen in diesem Talabschnitt ergaben, daß sich die meist groben Schotter des Oueds, die in erster Linie durch Aufarbeitung der Schotter der „Jüngeren Akkumulation", der „Hauptakkumulation" und der Kalkkrusten dem Oued zur Verfügung stehen, in Form von mehrere 100 m langen und 20—80 m breiten Schotter-Schwemmfächern talab transportiert werden. Das vordere Ende eines Schotter-Schwemmfächers liegt dabei immer am Beginn einer Talkrümmung, wenn man die Schwemmfächer talab verfolgt. Die Oberfläche eines Schwemmfächers, der an seinem vorderen Ende 1—2—3 m Höhe erreichen kann, fällt regelmäßig sanft in Richtung auf den Prallhang der Talkrümmung ab (Abb. 10). In das vordere Ende jedes Schotter-Schwemmfächers greift in talaufwärtiger Richtung eine 0,5—1,5 m tiefe Hauptrinne am Prallhang des Oueds mehrere Dekameter weit in den nächst höher liegenden Schwemmfächer zurück. Nebenrinnen, die den Charakter von schmalen Erosionskanälen annehmen, können auch an der gegenüberliegenden Talseite oder in der Mitte des Schotter-Schwemmfächers in diesen rückschreitend zurückgreifen. Die Rinnen laufen auf der Oberfläche des nächsten, tiefer gelegenen Schwemmfächers aus. Infolge des Abfallens der Schwemmfächer-Oberfläche in Richtung auf den Prallhang und die hier entwickelte Hauptrinne liegt bei einem Abkommen die größte Wassertiefe und höchste Fließgeschwindigkeit in diesem Bereich.

Der Schottertransport im rezenten Flußbett nimmt vom unteren Mittellauf (südlich bzw. südwestlich der Straße Mareth—Medenine) bis zum oberen Unterlauf ständig ab. Im unteren Unterlauf, also den untersten 7—8 km der Oued-Laufstrecke, ist ein Schottertransport völlig zum Erliegen gekommen. Hier kann nur noch sandiges und schluffiges Material transportiert werden.

In unmittelbarer Küstennähe wechselt in kurzen Zeitabständen die Ablagerung von blaugrauen, 7—15 cm dicken Schlicklagen mit ca. 5 cm mächtigen gelben Flugsanden ab.

Diese Beobachtungen geben den Hinweis, daß die Oueds im gleichen Talabschnitt, in dem noch zur Zeit der Bildung der „Hauptakkumulation" grobe Schotter transportiert und abgelagert wurden, heute nicht mehr genügend Transportkraft für eine Schotterbewegung besitzen. Daraus dürfte auf eine heute hier existierende größere Aridität gegenüber der Zeit der „Hauptakkumulation" zu schließen sein. Heute soll es nach BALLAND (1973) jährlich ca. 2 größere Abkommen der Oueds im Becken von Beni Zeltene und Toujane geben.

8. Versuch einer klimatischen Deutung der Befunde

Die in den Kapiteln 3—7 dargestellten und in Tab. 1 zusammengefaßten Befunde zum morphologischen Geschehen in der nördlichen Djeffara lassen u. E. nur wenige Schlüsse auf bestimmte klimatische Verhältnisse zu.

Die ältere (mittel- bis altpleistozäne und vorpleistozäne) Reliefgeschichte läßt sich anhand des überlieferten Formenschatzes kaum deutlich fassen. Es läßt sich lediglich aus den Kalkverbackungen von Schottern im Flußbett und auf niedrigen Felssockeln über dem Flußbett vermuten, daß bereits vor der „Hauptakkumulation" Klimaverhältnisse vorgelegen haben müssen, die zu einer Kalkverbackung von Schottern und zu Kalkkrusten geführt haben und feuchter als die gegenwärtigen gewesen sein müssen. Denn heute konnten auf kalkhaltigen lockeren Schottern, die vor allem die untere Partie der „Jüngeren Akkumulation" aufbauen, keine Kalkkrustenbildungen oder Kalkverbackungen von Schottern festgestellt werden. Gegenwärtig läßt sich auch — etwa im Gegensatz zum südlichen Vorland des Djebel Chambi (vgl. MOLLE & BROSCHE 1976) — am Top lößartiger Feinsedimente in der nördlichen Djeffara keine Kalkkrustenbildung feststellen.

Die Kalkverbackung von Schottern der „Hauptakkumulation" kann nach oder während der Ablagerung der „Hauptakkumulation" erfolgt sein. Sicher ist, daß nach Ablagerung der „Hauptakkumulation", bei deren Bildung die mechanische Gesteinsaufbereitung ein bedeutendes und seitdem nicht mehr erreichtes Ausmaß angenommen hat, Klimaverhältnisse geherrscht haben müssen, die eine Kalkverbackung von Schottern und Kiesen, aber auch eine Kalkkrustenbildung am Top der Schotter ermöglichten (z. T. Bildung lamellenartiger Krusten oder dicker, fast reiner Kalkkrusten). Hierbei dürf-

ten höhere Niederschläge als sie gegenwärtig in der nördlichen Djeffara anzutreffen sind, gefallen sein. Sie dürften wenigstens 350—400 mm erreicht haben — gegenüber 100—200 mm Niederschlag heute. Bezüglich des Mechanismus der Kalkverbackung und Kalkkrustenbildung vermuten wir, daß nicht nur nach dem Aufbau der Hauptakkumulation eine Kalkverbackung von Schottern und Kalkkrustenbildung im Top der „Hauptakkumulation" möglich war, sondern daß auch während der folgenden Zerschneidung der „Hauptakkumulation" im Schotterkörper kalkgesättigte Wässer auf das jeweiligeNiedrigwasserbett der Hauptoueds eingestellt waren. Diese ermöglichten die Verbackung weiter Teile der „Hauptakkumulation". Die Frage, ob auch bereits w ä h r e n d der akkumulativen Aufhöhung der „Hauptakkumulation" eine Verbackung durch kalkhaltige Wässer stattfand, die in den Schottern zirkulierten, vermögen wir nicht zu beantworten.

Eine gewisse paläoklimatische Ausdeutung erlaubt auch die Tatsache, daß in der Zeit der „Hauptakkumulation" (und vielleicht schon vorher in der Zeit einer älteren Akkumulation, die sich an der Küste als 15—16-m-Niveau mit kalkverkrusteten Schottern darstellt) grobe Schotter w e n i g s t e n s 7 — 8 k m w e i t e r in das Matmata-Vorland transportiert worden sind als heute Schotter im rezenten Flußbett bewegt werden können. Dabei haben sich die Gefällsverhältnisse im Unterlauf des Oued Zigzaou nicht geändert. Sie betrugen und betragen etwa 0,3 % in den untersten 12 km Laufstrecke. Der Differenzbetrag von 7—8 km dürfte ein Mindestbetrag sein, denn es ist nicht bekannt, ob und wie weit die „Hauptakkumulation" ehemals weiter nach NE gereicht hat. Die Schotter der „Hauptakkumulation" erreichten dabei in der Nähe der heutigen Küste mindestens noch 4 m Mächtigkeit und dürften schon aufgrund dieser Tatsache ehemals weiter nach NE transportiert worden sein. Sofern die das 15—16-m-Niveau an der Küste aufbauenden Schotter zu der „Hauptakkumulation" gehören — was nicht geklärt werden konnte — hätte diese sogar in der Nähe der heutigen Küste eine Mächtigkeit von ca. 10 m erreicht. Setzt man einmal voraus, daß zur Zeit der „Hauptakkumulation" die starken Niederschläge und Abkommen der Flüsse wie heute episodisch bzw. periodisch erfolgt sind, so scheint der Schluß berechtigt zu sein, daß die Abkommen zur Zeit der „Hauptakkumulation" — und zur Zeit der Ablagerung der möglicherweise von ihr zu unterscheidenden Schotterlagen im 15—16-m-Niveau — intensiver als heute gewesen sein müssen. Um diese Vermutung abzusichern, wäre es allerdings erforderlich, die nördlichsten Vorkommen von Schottern und Kiesen in den Oued-Betten systematisch aufzunehmen und sie mit dem Zustand nach 10 oder 20 Jahren zu vergleichen.

Die Anwehung und Ablagerung der Schluffe von Matmata wird von BALLAND (1973) in eine gegenüber heute feuchtere Zeit gestellt, weil nach ihrer Ansicht erst dann eine entsprechende Vegetationsdecke bestanden haben kann, die den Schluff auffangen konnte.

Nach unseren Befunden ist das ganze Geschehen der Schluffbildung und Überprägung differenzierter zu betrachten. Zunächst ist gegenwärtig zumindest im Sommer ein Sand- und Staubtransport im ganzen Untersuchungsgebiet festzustellen. Die Verbreitungsgebiete der größten Schluff-Mächtigkeiten (Bergland von Matmata und Gebirgsrand) sind heute anthropogen stark überformt, d. h. sie werden über längere Zeit des Jahres ackerbaulich genutzt und damit ihres natürlichen Pflanzenkleides beraubt. Es ist u. E. durchaus denkbar, daß bei einem natürlichen Pflanzenkleid (Wüstensteppe, Steppe) auch heute noch trotz recht geringer Niederschläge — die aber im Bergland von Matmata etwas gegenüber der Djeffara-Ebene ansteigen dürften (Matmata bei 400 m ü. M. erhält etwa 240 mm durchschnittlichen Jahresniederschlag) — eine Schluff- und Flugsandakkumulation am Gebirgsrand und im Gebirge stattfinden kann.

Mit einiger Sicherheit läßt sich allerdings die fossile „Kalkbraunerde", die den oberen gelblich-rötlichen Schluff gliedert, dahingehend klimatisch ausdeuten, daß zu ihrer Bildung ein deutlich gegenüber heute feuchteres Klima notwendig war; denn heute findet keine

Bodenbildung im Top der Schluffe statt. Diese Interpretation wird auch dadurch unterstützt, daß an wenig erniedrigten Schluffwänden im oberen gelblich-rötlichen Teil keine Kalkknollen, Kalkkindeln oder Kalklamellen auftreten, wohl aber unterhalb der fossilen „Kalkbraunerde". Das spricht gleichfalls für ehemals höhere Feuchtigkeit und eine ehemalige stärkere Wasserzirkulation im Schluff während der Bodenbildungsphase, in der Kalk in höheren Schlufflagen gelöst und profilabwärts wieder abgelagert wurde. Der Zeitraum der Bildung der fossilen „Kalkbraunerde" dürfte also mit einiger Sicherheit mit einer morphologischen Stabilitätszeit i. S. von ROHDENBURG & SABELBERG (1969a, 1969b, 1973) zusammenfallen. Die fossile „Kalkbraunerde" konnte sich damals selbst noch auf 10 bis 15° geneigten Hängen halten.

Vergleicht man das Material der „Jüngeren Akkumulation" mit dem Material, das die „Hauptakkumulation" aufbaut, so dürfte der Schluß zulässig sein, daß die Abkommen und die Transportkräfte während der Zeit der „Hauptakkumulation" wesentlich intensiver gewesen sein müssen als während der Zeit der „Jüngeren Akkumulation". Während der Ablagerung der gröberen Basissedimente der „Jüngeren Akkumulation" (Sande, Kiese, Schotter) waren dagegen die Abkommen noch etwas kräftiger als in der Zeit danach. Das Milieu während der Sedimentation der feinen Ablagerungen der „Jüngeren Akkumulation" dürfte sich kaum mit einem starken Abfluß vereinbaren lassen, sondern eher mit einem ruhigen Abflußvorgang. Ob bei der Ablagerung dieser Sedimente ein periodisch-episodischer oder ein über längere Zeit gleichmäßig anhaltender Wasserabfluß herrschte, läßt sich nicht beurteilen.

Mit Sicherheit kann dagegen geschlossen werden, daß während der Ablagerung des Großteils der „Jüngeren Akkumulation" reichlich feines Material angeliefert wurde. Die Sedimente können entweder vorwiegend durch äolischen Transport in die nördliche Djeffara gelangt und danach in die Haupt-Oueds fluviatil weiter transportiert worden sein oder sie lassen sich aus den Schluffen von Matmata herleiten (Tab. 1). Dabei muß jedoch die Frage offenbleiben, ob die Feinsedimente der „Jüngeren Akkumulation" bereits während der Ablagerung des gesamten Schluffpaketes sedimentiert wurden oder ob sie erst nach der Ablagerung der Schluffe von Matmata als Abtragungsprodukte dieser Schluffe entstanden sind. Während der Sedimentation des mächtigen Schluffpakets im Bergland von Matmata hat, wie die Aufschlüsse zeigen, keine linienhafte Erosion in diesen Schluffen stattgefunden.

Die Schluffe im Top der „Jüngeren Akkumulation" des mittleren und unteren Mittellaufes sowie des Unterlaufes der Oueds deuten auf eine Fortdauer der Schluffbildung im Matmata-Vorland nach der Bildung der „Jüngeren Akkumulation" hin.

9. Die zeitliche Einordnung der Formbildungsphasen

Eine detaillierte Darstellung der zeitlichen Einordnung der Formbildungsphasen im Untersuchungsgebiet geht aus Tabelle 1 hervor. Es lassen sich eindeutig rezente und subrezente Akkumulationen und Einschneidungsphasen von dem Formenschatz der gut datierten „Jüngeren Akkumulation" trennen, deren Aufbau im Zeitraum zwischen 8600 B.P. und 7700 B.P. als gesichert angesehen werden kann. Da unterhalb und oberhalb der ^{14}C-datierten Holzkohlenbänder noch 1,0 bzw. 1,6—1,7 m mächtige Sedimente auftreten (Abb. 6), dürfte der Aufbau der „Jüngeren Akkumulation" noch einen etwas längeren Zeitraum als den oben angegebenen in Anspruch genommen haben. Die „Jüngere Akkumulation" weist stellenweise ein um mehrere Meter erniedrigtes Zwischenniveau auf, an dessen Oberfläche neolithische Artefakte gefunden wurden. Dadurch ist erwiesen, daß die flächenhafte Überformung der „Jüngeren Akkumulation" kurz nach Abschluß der Akkumulation erfolgt sein muß.

Wie bereits im vorigen Kapitel dargelegt, ließ sich bisher das Alter der Schluffe im Bergland von Matmata und am Gebirgsrand nicht durch ^{14}C-Daten belegen. Allerdings liegen zwei ^{14}C-Daten aus Deck-Schluffen im Vorland des Matmata-Berglandes vor (Hv 5401: 8975 ± 215 B.P. und Hv 5404: 8315 ± 120 B.P., Abb. 6), die an Schneckengehäusen gewonnen wurden. Bis jetzt konnte noch nicht geklärt werden, in welcher zeitlichen Beziehung die Deck-Schluffe des Vorlandes zu den mächtigen Schluffen im Bergland stehen. Hervorzuheben ist, daß im Hauptverbreitungsgebiet der Schluffe von Matmata (Gebirge und Gebirgsrand) die „Jüngere Akkumulation" als Flußterrasse fehlt. Aus den im vorigen Kapitel angegebenen Überlegungen dürfte zumindest ein Teil der Schluffe von Matmata älter als die „Jüngere Akkumulation" sein, zumal die fossile Kalkbraunerde im Schluff von Matmata auf einen längeren, durch eine feuchtere Phase unterbrochenen Ablagerungsprozeß hindeutet. Ein rißzeitliches Alter der Schluffe von Matmata, wie es BALLAND (1973) annimmt, erscheint uns jedoch zu hoch. Wahrscheinlicher ist dagegen ein würmzeitliches bis frühholozänes Alter der Schluffe von Matmata, wobei die fossile Kalkbraunerde möglicherweise in einen spätglazialen feuchteren Abschnitt des Würm zu stellen ist. Dies ist ein Zeitraum, der nach mehreren vergleichenden Untersuchungen von BRUNNACKER & LOŽEK (1969), BRUNNACKER, BASLER, LOŽEK, BEUG & ALTEMÜLLER (1969), BRUNNACKER, ALTEMÜLLER & BEUG (1969), BRUNNACKER (1973) und BRUNNACKER (1974) wahrscheinlich durch größere Feuchtigkeit und z. T. durch die Bildung von Paläoböden in Tunesien gekennzeichnet war.

Diese zeitliche Einstufung steht auch im Einklang mit dem ^{14}C-Datum einer fast reinen Kalkkruste am Top der „Hauptakkumulation" (Hv 5402, 21 385 ± 235 B.P.) des Oued Zigzaou. Aus diesem Datum dürfte bei allem Vorbehalt hervorgehen, daß die darunter liegende „Hauptakkumulation" zumindest würmzeitlich, vielleicht sogar älter ist. Ein mindelzeitliches Alter der „Hauptakkumulation", wie es BALLAND (1973) annimmt, erscheint uns ebenfalls zu hoch.

Eine zeitliche Einstufung des Schotterniveaus, das 7—10 m über dem Top der „Hauptakkumulation" liegt, ist uns ebensowenig möglich wie die zeitliche Einordnung des 40 bis 50 m ü. M. gelegenen Küstenniveaus in Pont-Mergeln.

Schriftenverzeichnis

BALLAND, V.: Morphogenèse Quaternaire dans les Monts de Matmata. — Maghreb et Sahara, Etudes Géographiques offerts à Jean Despois. — Société de Géographie, Acta Geographica, Paris 1973.

BIROT, P.: La Géomorphologie Quaternaire dans les régions méditerranéennes (principalement d'après les publications françaises). — Etudes françaises sur le Quaternaire, presentées à l'occasion du VIII^{e} Congrès International de l'INQUA, 173—192, Paris 1969.

BROSCHE, K.-U. & MOLLE, H.-G.: Geomorphologische und klimageschichtliche Studien in Süd- und Zentraltunesien. — Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. **20**, Berlin - Stuttgart 1976 (im Druck).

BROSCHE, K.-U., MOLLE, H.-G. & SCHULZ, G.: Geomorphologische Untersuchungen im östlichen Kroumirbergland (Nordtunesien, Gebiet östlich von Tabarka. — Unveröffentl. Manuskript, 20 Seiten, Berlin 1976.

BRUNNACKER, K.: Affleurements de Loeß dans les Régions nord-méditerranéennes. — Revue Géogr. physique et Géol. dynamique **9**, 325—334, Paris 1969.

— : Einiges über Löß-Vorkommen in Tunesien. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 89—99, Öhringen 1973.

— : Lösse und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. — Eiszeitalter u. Gegenwart **25**, 62—95, Öhringen 1974.

BRUNNACKER, K., ALTEMÜLLER, H.-J. & BEUG, H.-J.: Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typusprofil einer mediterranen Lößprovinz. — Eiszeitalter u. Gegenwart **20**, 90—110, Öhringen 1969.

Tabelle 1. Abfolge der Reliefstadien und Formungsphasen im nordöstlichen Matmata-Vorland (Gebiet des Oued Zigzaou, Oued Ez Zeuss und Oued Oum Ez Zessar)

Alter [6]	Unterlauf	Mittellauf	Oberlauf		Vorkommen von Schneckengehäusen [5]
	40—55 m ü.N.N. Niveau im Pont (ohne Schotter)				
	Erosion [1]				
	15—16 m ü.N.N. Niveau mit einer maximal 3—4 m mächtigen Schotterdecke (Kalkverbackene Schotter)	20—25 m über NW [2] Niveau mit Schotterdecke	15—20 m über NW, Niveau mit Blöcken und Grobschutt (Kalkverbackung)		marine Schnecke *Murex trunculus* auf dem 15—16 m Niveau in Küstennähe
	Erosion	Erosion			
Hv 5402: 21385 ± 235 (Kalkkruste der „Hauptakkumulation" b.Mareth; Hv 5403: 4310 ± 170: Datierung der marinen Schnecke Murex trunculus auf Oberfläche des 7—8 m Niveaus	Kalkverbackene Schotterlagen an der Basis der „Hauptakkumulation"				
	7—8 m über NN Niveau über Schottern der „Hauptakkumulation" (Kalkverbackene Schotter)	9—10 m über NW Niveau der „Hauptakkumulation" (Kalkverbackene Schotter)	4—5 m über NW, Niveau der „Hauptakkumulation" (Kalkverbackene Schotter)	8—10 m über NW, Niveau der „Hauptakkumulation" (Kalkverbackene Schotter)	*Murex trunculus* auf dem 7—8 m Niveau in Küstennähe
	Erosion (in Haupttälern)	Erosion (in Haupttälern, Anlage breiter Muldentäler auf der Oberfläche der „Hauptakkumulation")	Erosion?		
				Bergland von Matmata und unmittelbarer Randbereich:	
				Untere graugelbliche Schluffe mit Schuttstückchen	
Hv 5566: 8600 ± 150 (Holzkohle) Mittellauf Hv 5400: 7775 ± 340 (Holzkohle) Mittellauf	5—10 m mächtige „Jüngere Akkumulation" (Sand, Kies, mit Holzkohlen- u. Lehmbändern)	4—6 m mächtige „Jüngere Akkumulation" (Sand, Kies, mit Holzkohlen- u. Lehmbändern)	?	Bodenbildung (Lamellen-Kalkkruste unter „Kalkbraunerde", Kalkkindelbildung unter „Kalkbraunerde")	
		Erosion			
Hv 5401: 8975 ± 215 (Schnecken) [4] Mittellauf Hv 5404: 8315 ± 120 (Schnecken) [4] Unterlauf	Decke aus Schluffen	Decke aus Schluffen	?	obere, ockerfarbene Schluffe (z. T. mit etwas Schutt)	Schneckengehäuse in der Schluffdecke der „Jüngeren Akkumulation": Probe 99 (Mittellauf) (Alter: 8975 ± 215): 179 Exemplare von *Sphincterochila candidissima* (Draparnaud) (west-mediterran)
	Erosion	Erosion		Erosion	
	Zwischenniveau in 3,5 m über NW in Küstennähe	Zwischenniveau mit neolithischen Artefakten an der Oberfläche			

	Erosion bis unter NW	Erosion bis unter NW	Erosion ungefähr bis zum heutigen bzw. etwas über dem heutigen NW	Probe 125 (Unterlauf) (Alter: 8315 ± 120): 267 Exemplare von *Sphincterochila candidissima* (Draparnaud) 1 Exemplar von *Eobania vermiculata* (O. F. Müller) (zirkummediterran)
subrezent		„Jüngste Akkumulation" bis 1—2 m über NW (Ursache: Brückenbau)	„Jüngste Akkumulation": Feinmaterialablagerungen oberhalb künstlich angelegter Steinwälle (geht heute zum Teil weiter)	
		Erosion		
rezent	Sand- u. Feinmaterialtransport im Flußbett, Kies, Schotter Ablagerung von Schlick und Flugsand im Wechsel in Küstennähe, Deflation Kupsten, Dünen.	Schwemmfächer grobe ausgroben Schotter Schottern mit Rinnensystem, Kupsten im Hochwasserbett, Sandverwehung	Blöcke und grobe Schotter auf Anstehendem im Flußbett. Kerben im Schluff, Feinmaterialverschwemmung, Schuttaufbereitung, Schuttverlagerung auf Steilhängen, Einwehung von Schluff aus Grand Erg Orientale während des Chehili. [3]	
	Kerbbildung im Randbereich des Haupttales	Kerbtälchen		

[1] Diese Erosionsphase ging bis zur Basis der Schotterdecke des 15—16 m Niveaus bzw. bis zur Basis der „Hauptakkumulation", je nachdem ob es sich um zwei oder lediglich um eine Akkumulationsphase bei diesen Schotterablagerungen handelte; in der Tabelle wurde der 1. Fall dargestellt, vgl. dazu aber den Text.

[2] NW = Niedrigwasserbett.

[3] Chehili = Chili = Samum in Marokko und Algerien.

[4] Korrektur notwendig, es sind um 1000 Jahre zu hohe Alter möglich (vgl. Text).

[5] Die Schneckengehäuse wurden bestimmt von Dr. H. Schütt, Düsseldorf-Benrath.

[6] Die ^{14}C-Daten wurden im ^{14}C- und ^{3}H-Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ermittelt (Leiter: Dr. M. A. Geyh).

Brunnacker, K., Basler, Dj., Ložek, V., Beug, H.-J. & Altemüller, H.-J.: Zur Kenntnis der Lösse im Neretva-Tal. — Jb. Geol. Paläont., Abh. **132**, 127—154, Stuttgart 1969.

Brunnacker, K. & Ložek, V.: Löß-Vorkommen in Südost-Spanien. — Z. Geomorph., N. F. **13**, 297—316, Berlin-Stuttgart 1969.

Coque, R.: La Tunisie Présaharienne. Etude géomorphologique, Paris 1962.

Houérou le, H. N.: Contribution à l'étude des sols du Sud Tunisien. — Ann. Agron., Série A, **3**, 241—308, Paris 1960.

Mensching, H.: Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der I.G.U. in Marokko am 19.—31. Okt. 1959. — Z. Geomorph., N. F. **4**, 159—170, Berlin-Stuttgart 1960.

— : Morphologie des südtunesischen Schichtstufenlandes. — Bull. Soc. hellén. Géogr., 152—161, Athen 1963.

— : Zur Geomorphologie Südtunesiens. — Z. Geomorph., N.F. **8**, 424—439, Berlin 1964.

Molle, H.-G. & Brosche, K.-U.: Morphologische und klimageschichtliche Untersuchungen im südöstlichen Vorland des Djebel Chambi und des Djebel Mrhila in Zentraltunesien. — Die Erde **107**, Berlin 1976 (im Druck).

Rathjens, C.: Löß in Tripolitanien. — Z. Ges. Erdkde. 1928, 211—228, Berlin 1928.

Rohdenburg, H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwar **21**, 81—96, Öhringen 1970.

— : Einführung in die klimagenetische Geomorphologie — anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs, 350 S., Gießen 1971.

Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Ges. **5**, 1—137 (= Göttinger Bodenkundl. Ber. 2), Göttingen 1966.

Rohdenburg, H. & Sabelsberg, U.: „Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert — neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — Göttinger Bodenkundl. Ber. **7**, 3—26, Göttingen 1969 (1969 a).

— : Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mediterrangebietes. — Göttinger Bodenkundl. Ber. **7**, 27—47, Göttingen 1969 (1969 b).

Rohdenburg, H. & Sabelberg, U.: Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. — Catena, 1, 71—180, Gießen 1973.

Schwegler, E.: Bemerkungen zum Vorkommen von Löß im libyschen und tunesischen Gebiet. — N. Jb. Min. etc., Mh. Abt. B, 1944, 10—17, Stuttgart 1944.

Manuskript eingeg. 6. 6. 1975.

Anschrift der Verf.: Dr. K.-U. Brosche u. Dr. H.-G. Molle, Geomorpholog. Labor der FU Berlin, Altensteinstraße 19, 1000 Berlin 33.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 241-250	Öhringen/Württ. 1975

Zur relativen und absoluten Geochronologie der Reliefentwicklung an der Küste des mittleren Südwestafrika

Von Friedrich Wieneke & Uwe Rust, München

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Ergebnisse quartärgeomorphologischer Arbeiten an der Namibküste werden präsentiert. Dort lassen sich zwei Meereshochstände, ein Meerestiefstand nachweisen. Der jüngere Meereshochstand ist nach ^{14}C-Datierungen ins Innerwürm zu stellen (ca. 26 000 B.P.). Er ist eindeutig eustatisch. Jungquartäre Vertikaltektonik im Küstenbereich ist nicht auszuschließen. Die zeitlichen Änderungen des Meeresspiegels werden mit Phasen der terrestrischen Morphogenese verknüpft. Meereshochstände korrelieren mit „trockenen", Meerestiefstände mit „feuchten" „Klima"-Bedingungen.

Summary. Results concerning Quaternary geomorphic events in Coastal Namib Desert are presented. We found two high stands and one low stand of the sea level. We obtained radiocarbon dates of Intra-wurm age (ca. 26 000 B.P.) for the younger one of the high stands. This is a eustatic high stand. Late Quaternary tectonic movements of the coastal region have to be considered. The sea level changes are linked to stages of terrestrian morphogenesis. The high stands of the sea level correspond with „arid", the low stands with „humid" environments.

1. Einführung

Im vorliegenden Aufsatz berichten wir gedrängt unter Betonung der geochronologischen Ergebnisse über Forschungen, die wir gemeinsam Januar/April 1972 an der Küste der südwestafrikanischen Namibwüste durchgeführt haben. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei auch hier für ihre finanzielle Unterstützung gedankt. Eine ausführliche Darstellung der Gelände- und Laborbefunde, der verwendeten Techniken, der Kategorien der Beweisführung u. a. haben wir in Rust & Wieneke (1974a) vorgelegt.

Wir verfolgten das Ziel, für die Zentrale Namib die Reliefentwicklung von heute zeitlich rückwärts zu erforschen. Der Lage des Untersuchungsgebietes gemäß bedeutete dies, die Reliefentwicklung aus dem Zusammenwirken marin-litoraler, äolischer und fluvialer Morphogenese im Zeitablauf zu verstehen. Diesbezügliche Vorarbeiten lagen für unser Untersuchungsgebiet nicht vor. Vergleichbare Fragestellungen wurden von Tricart (1961) und Michel (1968) in Senegal/Mauretanien verfolgt, wo wir 1971 Gelegenheit hatten, uns im Gelände zu informieren. Da unser Ansatz geomorphologisch ist, seien zunächst einige unseren Argumentationen zugrunde liegende Vorstellungen präzisiert.

1.1. Zur Geomorphologie von Meeresspiegelschwankungen

Die in Tab. 1 vorgelegte zeitliche Einstufung der Meeresspiegelschwankungen an der Namibküste geht unabhängig von den radiometrischen Daten von der Prämisse aus, daß aktuell subaerisch vorliegende durch marine Prozesse geschaffene Formen- und Sedimentreste um so älter sind, je höher sie topographisch liegen. Die marinen Formen und die sie aufbauenden Sedimentkörper befinden sich während der Zeitspanne ihrer Ausbildung (= Phase) in bestimmter geomorphologischer Position des jeweiligen Litorals (vgl. z. B. Ingle jr. 1966, Wieneke 1971). Gleichalte Be-

funde können folglich in topographisch unterschiedlicher Höhe auftreten. Nicht alle Befunde für die einzelnen Phasen sind eindeutig in bestimmte Positionen des Litorals einzuordnen.

Wir haben die Formen- und Sedimentreste topographisch genau vermessen (Abb. 1, 2), bezogen auf den aktuellen STL Mile 30 (storm tide level = höchster feststellbarer Spül-

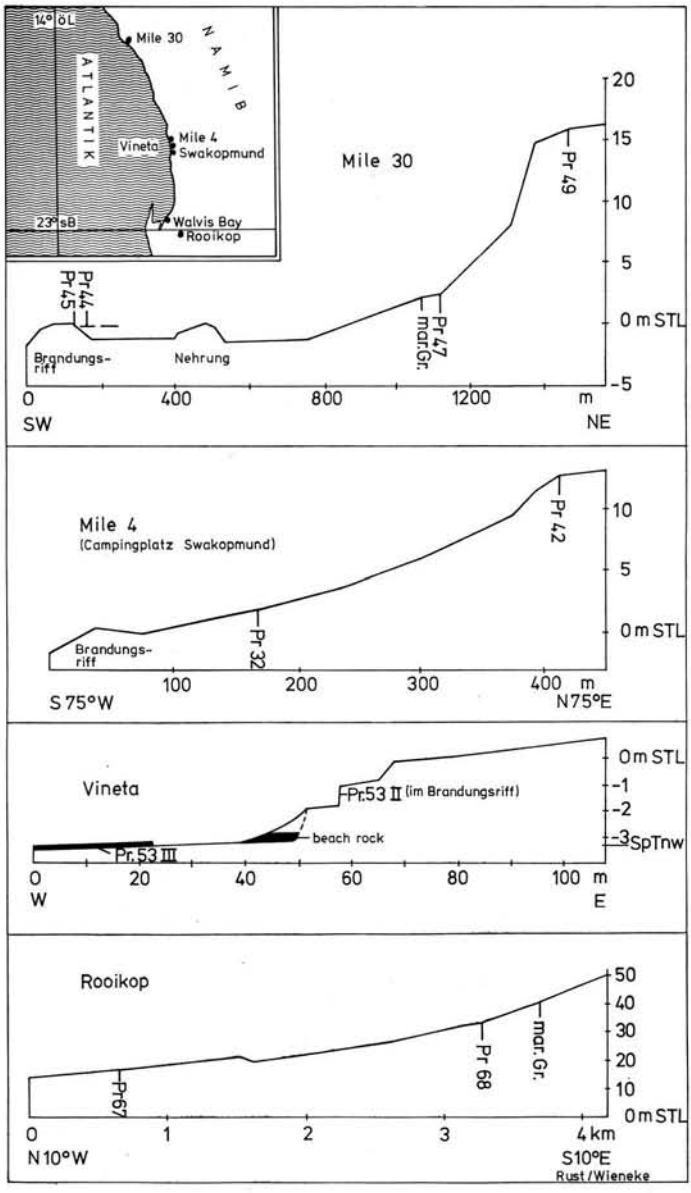


Abb. 1. Zusammengesetzte topographische Schnitte an den Lokalitäten Mile 30, Mile 4, Vineta, Rooikop (vgl. Lageskizze). Topographische Situation der gegrabenen Profile. Pr. = Einzelprobe, Pr = Profil, mar. Gr. = marine Grenze. — Man beachte die unterschiedlichen Vertikal- und Horizontalmaßstäbe der Schnitte (nach eigenen Vermessungen).

saum, O m ü STL = 3.43 m ü Kartennull des Trigonometric Survey, Windhoek). Auf STL bezogen sind die Schwankungen des Meeresspiegels in Tab. 1 zusammengefaßt. Je nach Lage der vermessenen Befunde im jeweiligen Litoral haben dort die Schwankungsbeträge des Meeresspiegels unterschiedliche Aussagewerte (Abb. 1, 2, Tab. 1): Z. B. gibt der Betrag von 4.06 m zwischen Phase e (Pr. 32 VIII) und Phase b (Pr. 53 III) einen Minimalwert, da ein heute topographisch höherer Vorstrand (Pr. 32 VIII) mit einem heute tieferen nassen Strand (Pr. 53 III) verglichen wird, im Litoral ein Vorstrand stets tiefer liegt als der zugehörige nasse Strand. Andererseits ist der Betrag von 3.38 m zwischen Phase b (Pr. 53 III) und Phase a (STL) ein Höchstwert, da ebenfalls der nasse Strand tiefer liegt als STL, aber hier ein tieferes mit einem höheren Litoral verglichen wird. Alle Schwankungsbeträge für höher als das aktuelle Litoral vermessene Litorale sind in bezug auf STL Mindestwerte, da die vermessenen Formen- und Sedimentreste zur Zeit ihrer Ausbildung tiefer gelegen haben als der jeweils zugehörige STL der entsprechenden Phase. Unsere zentimetergenauen Angaben (z. B. —0.29 m ü STL für Oberfläche von Pr 44 in Abb. 2) haben die Qualität einer topographischen Genauigkeit; die geomorphologische Genauigkeit (Vertikalerstreckung des Litorals) umfaßt Meterdimensionen. Läßt sich die geomorphologische Position topographisch genau vermessener Punkte im Litoral angeben, so sind auch höhenmäßige Schwankungen von Litoralen unter der Schwelle der geomorphologischen Genauigkeit erkennbar (Gill 1971).

1.2. Zur terrestrischen Geomorphologie im Trockenraum Namib

Fluviale und äolische Formung bestimmen aktuell und in der Vergangenheit die terrestrische Morphogenese an der Namibküste, wie an einer Wüstenküste auch nicht anders zu erwarten ist. Es treten zwei unterschiedliche Arten der Talbildung (fluviale Formung) auf: Talsysteme, bei denen Nebentäler mit einem Schwemmfächer auf den Vorfluter auslaufen, sowie Talböden, auf welche keine Nebentäler ausmünden. Letzteres ist nur für die im Hochland wurzelnden allochthonen Gerinne, wie z.B. Swakop und Kuiseb, festzustellen.

Im Untersuchungsgebiet sind Gipskrusten verbreitet. Sie sind in marinen, äolischen und fluvialen Sedimenten ausgebildet (Abb. 2). Vergipsung kann hier als bodenartige Bildung in der Wüste aufgefaßt werden. Sie folgt der Sedimentbildung zeitlich nach und ändert die „morphologische Härte" (Weber 1958: 111—114) des Sediments. In der Zentralen Namib bestätigt sich die Ansicht von Rohdenburg (1970), daß sich an einem bestimmten Ort Formbildung und Bodenbildung zur gleichen Zeit ausschließen. Es ist aus den Geländebefunden heraus deshalb sinnvoll, mit dem Denkmodell Rohdenburgs, das zwischen den Alternativen „morphodynamische Aktivität" und „morphodynamische Stabilität" operiert, zu arbeiten. Für die fluviale Formung erweist sich weiterhin das Konzept der „Regenflächen-Spülung" von Rust (1970) als anwendbar, weil es den flußmorphologischen Unterschied zwischen Talsystemen, die in der Namib selbst wurzeln, und Talsystemen, die im Binnenhochland wurzeln, verständlich macht und somit die beiden oben aufgezeigten Arten der Talbildung erklärt.

Wir unterscheiden zwei Möglichkeiten morphodynamischer Aktivität: „Feucht-Aktivität" mit Bildung von Haupttälern und einmündenden Nebentälern (autochthone Talbildung), „Trocken-Aktivität" mit Bildung von Barchanen (äolische Formung). Dazu tritt morphodynamische Stabilität in Form von „Trocken-Stabilität" mit Gipskrustenbildung, aber gleichzeitig möglicher Eintiefung des Gerinnebettes eines im Hochland wurzelnden allochthonen Gerinnes. Wir bezeichnen diese drei fundamental voneinander verschiedenen morphodynamischen Verhältnisse als geomorphologische Milieus. Wir wollen damit andeuten, daß im Rahmen der Modellvorstellungen über die die Formbildung beeinflussenden Varianzen (Bremer 1965, s. a. Bartels 1968: 64) sich der Komplex der exogenen

Kräfte, unter denen das Klima nur ein Glied ist, jeweils grundsätzlich unterschieden haben muß. Dabei wissen wir nicht, aus welchem Grunde und in welcher Weise (Prozesse) die Milieus sich änderten. Wir schließen nur aus bestimmten Formen- und Sedimentabfolgen auf bestimmte Milieuänderungen. Mit Hilfe unserer drei geomorphologischen Milieus läßt sich die Formenentwicklung im Trockenraum Namib hinreichend erfassen (vgl. dazu ausführlicher WIENEKE & RUST 1973).

2. Befunde

An der Küste der Zentralen Namib sind zwischen etwa dem Kuiseb im S und über Mile 30 hinaus nach N rezent subaerisch Reste zweier ehemaliger Litorale auffindbar. Sie sind jeweils sedimentologisch (marine Sande), geröllmorphoskopisch (Brandungsgerölle) und faunistisch (Muscheln) nachweisbar. Sie liegen in unterschiedlichen Höhen über dem heutigen Meeresspiegel (STL Mile 30) und sind eindeutig voneinander getrennt durch Formen und Sedimente terrestrischer Morphogenese. In der relativen Geochronologie unserer für die Küste der Zentralen Namib erarbeiteten Abfolge morphogenetischer Phasen (i bis a in Tab. 1) sind die durch die beiden ehemaligen Litorale repräsentierten Formungsphasen mit den Buchstaben i und e bezeichnet. Die geomorphologisch-topographische Position der Formen- und Sedimentreste zueinander und zu Formen- und Sedimentresten terrestrischer Formung (Abb. 1) sowie — damit verbunden — die geomorphologisch-stratigraphische Position ausgesuchter Sediment- und Faunenproben (Abb. 2) zur Ableitung unserer Geochronologie seien an ausgewählten Lokalitäten beschrieben.

An der Lokalität Rooikop östlich Walvis ist die i-zeitliche Schorre über fast 4 km Horizontaldistanz als schiefe Ebene von 17.75 m ü STL an Pr 67 bis 40.37 m ü STL (marine Grenze = Geröllstrand), also über eine Vertikaldistanz von mindestens ca. 23 m,

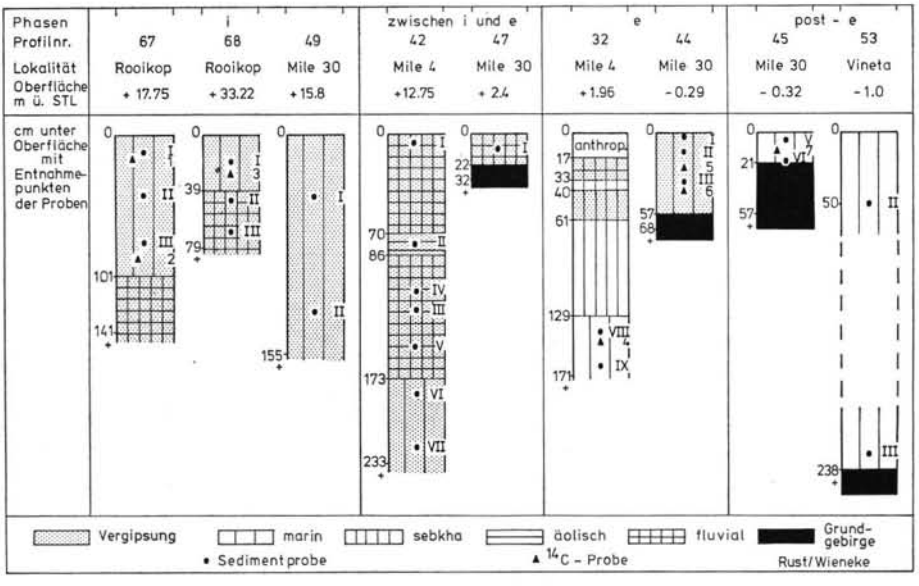


Abb. 2. Ausgewählte Profile zwischen Rooikop und Mile 30 (zur Lage vgl. Abb. 1) mit Angabe der Entnahmepunkte der Proben. Die Nummern der Sedimentproben ergeben sich aus der Profilnummer und den römischen Ziffern. Die Nummern der ^{14}C-Proben lauten: 1 = Hv 5229, 2 = Hv 5230, 3 = Hv 5231, 4 = Hv 5957, 5 = Hv 5958, 6 = Hv 6825, 7 = Hv 6824.

erhalten (Abb. 1), dokumentiert durch oberflächennahe (Pr 67, 68 in Abb. 1, 2) und oberflächlich -flächenhaft erhaltene marine Fauna, Sande und Gerölle. Diese i-Schorre setzt sich nach N fort binnenwärts des Dünenstreifens zwischen Walvis Bay und Swakopmund, verzahnt sich mit der Swakopterrasse III (Rust & Wieneke 1974a) und ist ab Mile 4 durch fluviale Zerschneidung in Restberge aufgelöst. In Pr 67 und Pr 68 sind unter dem i-Marin fluviale Sedimente erhalten, die durch das i-Meer transgrediert wurden (Vergipsung prä-i der fluvialen Sedimente?).

In Pr. 67 III liegen Muscheln als Band, meist mit der Hohlseite nach oben, flach und gut erhalten vor (^{14}C-Probe 2), in Pr. 67 I überwiegend als zerbrochene Einzelstücke (^{14}C-Probe 1), in Pr. 67 II fehlen sie. Die ^{14}C-Datierungen ergaben radiometrische Maximalalter (Pr. 67 III = Hv 5230 $\rangle$ 33 485 B.P. und Pr. I = Hv 5229 $\rangle$ 30 755 B.P.). Eine in Pr. 68 I entnommene Muschelprobe (Hv 5231 = Pr. 3 in Abb. 2: 35 950 ± 2730/2170 B.P.) ist wohl kontaminiert (Kommentar Dr. M. A. Geyh, Hannover). Daher ist der i-Hochstand altersmäßig nicht absolut zu fassen. Er ist auf jeden Fall älter, wahrscheinlich viel älter als 30 000 B.P.

Bei Mile 30 (Abb. 1) ist der i-Hochstand formenmäßig faßbar durch sanft landwärts ansteigende Oberflächen von Restbergen als dort ältestes (da höchst gelegenes) Formelement. Die Formenreste lassen sich nicht mehr positionsmäßig in das ehemalige Litoral einordnen. Der erhaltene Abschnitt der i-Schorre weist eine Vertikaldistanz von 12.53 bis 20.62 m ü STL auf. Das die Oberflächen der Restberge konstituierende Sediment (Pr 49 in Abb. 1, 2) ist sedimentologisch und geröllmorphoskopisch eindeutig marin. Es enthält nur wenig Muschelschill.

Das tiefer gelegene e-Litoral ist in Mile 30 formenmäßig dokumentiert durch ein Brandungsriff (Wallform, Schotter, marine Sande und Muscheln, Pr 45), durch eine landwärts anschließende flache ehemalige Bucht (z. B. Pr 44), in die von S eine Nehrung mit Muschelpflaster hineinreicht und die landwärts in +2.18 m ü STL endet (bis dort oberflächiges Muschelvorkommen). Hier ist also das e-zeitliche Litoral von der hochenergetischen Brandungszone bis zur Schwallzone erhalten. Das e-Litoral ist von den Resten des i-Litorals durch einen von Schwemmsedimenten geringmächtig verhüllten (Pr 47) Grundgebirgshang getrennt, der durch autochthone fluviale Zerschneidung (Phase g) des i-Marin entstand und auf den das e-Meer transgredierte (keine Verzahnung fluvialer und mariner Sedimente). Dies indiziert einen Meerestiefstand zur Zeit der Phase g. ^{14}C-Proben aus Pr 44, an der landwärtigen Seite des Brandungsriffes in der ehemaligen Meeresbucht gelegen, ergaben radiometrische Alter von 25 250 ± 1150 B.P. (Pr. 44 I = ^{14}C-Probe 5 in Abb. 2 = Hv 5958) und von 26 100 ± 1835/1495 B.P. (Pr. 44 II = ^{14}C-Probe 6 = Hv 6825).

Während der Post-e-Regression wanderte das gesamte Litoral wieder meerwärts. Dadurch rückte der stationäre Wall des e-Brandungsriffs sukzessive in die strandnäheren dynamischen Zonen der surf zone und der Schwallzone, die beide niedererenergetisch sind (Ingle jr. 1966). Hierbei konnte die Geröllpackung des Walles nicht mehr abtransportiert werden, sie diente als Abtragungsschutz. Der Wall wurde schließlich als Strandwall überformt, bis er in den Bereich des trockenen Strandes und sogar oberhalb des Sturmflutniveaus rückte. Während der holozänen Transgression (Kap. 3.) ist der Wall wieder in den Bereich der Schwallzone gerückt. Die ^{14}C-Datierung einer Muschelprobe aus Pr 45 ergab ein Alter von 1465 ± 75 B.P. (Hv 6824 = ^{14}C-Probe 7 in Abb. 2). Post-e fand in Mile 30 noch eine geringe autochthone Zerschneidung statt (Phase c) sowie rezent Vergipsung, Regbildung und Kupstendünenbildung auf dem Wall.

Das Brandungsriff ist als Wallform durchgehend verfolgbar von Hentiesbaai im N bis 12 miles südlich Swakopmund. Südlich dieses Punktes haben wir es nicht mehr gefunden. Als marinlitorale Altform verknüpft es so die e-Litorale der verschiedenen Lokalitäten

miteinander. In Mile 4 (Campingplatz von Swakopmund) ist die landwärts gelegene zugehörige surf zone stratigraphisch dokumentiert durch marine Sande, Gerölle und Muschelschill in Pr 32 (Abb. 1, 2). Die ^{14}C-Datierung des Muschelschills aus Pr 32 (^{14}C-Probe 4 in Abb. 2 = Hv 5957) ergab ein Alter von 27 100 ± 1050 B.P. Während der Post-e-Regression bildete sich in der ehemaligen surf zone eine Sebkha aus, in der auch Barchanwanderung stattfand (Rust & Wieneke 1974a, Pr 32, Phase d). In 12.75 m ü STL (Profiloberfläche) sind in Pr 42 fluviale Sedimente der Phase g (= Terrasse IV des Swakop) über marinen Sanden der Phase i (= Terrasse III des Swakop) erhalten, was im Zusammenhang mit der erwähnten Verzahnung von i-Marin und Swakopterrasse III im Raum Swakopmund — Mile 4 eine Terrassenkreuzung im ehemaligen Swakopmündungsbereich dokumentiert (Rust & Wieneke 1974 a). Dieser Terrassenkörper, der einem g-zeitlichen Swakopdelta zugehört, wurde e-zeitlich durch das transgredierende Meer kliffbildend abradiert (Steilkante unter Pr 42 in Abb. 1), was einerseits die Prä-e-Stabilisierung der Sedimente durch Vergipsung (Phase f), andererseits einen g-zeitlichen Tiefstand des Meeresspiegels (in bezug auf i und in bezug auf e) dokumentiert. Das e-Kliff wurde Post-e autochthon fluvial zerschnitten; die korrelaten Sedimente dieser Zerschneidung verschütteten die d-zeitliche Sebkha (fluviale Sedimente in Pr 32, Abb. 2; Phase c). Wie in Mile 30 wird die rezente Formung durch Vergipsung, Reg- und Kupstendünenbildung gekennzeichnet.

An der Lokalität Vineta (Abb. 1) wird das e-Brandungsriff abradiert. Ihm ist meerwärts, wie überall an der Namibküste, rezent ein steiler Sandstrand vorgelagert. Unter diesem Strand kommt auf Grundgebirge auflagernder beach rock zum Vorschein, der bis unter die SpTnw-Linie hinunterreicht und der rezent erodiert wird, von dem aber keine Gerölle in der Geröllpackung des Brandungsriffs enthalten sind. Der beach rock ist geochronologisch daher zwischen die Phasen e und a zu stellen. Aus seiner topographischen Position folgt, daß der beach rock einen Meerestiefstand dokumentiert, denn die Verfestigung des beach rocks findet subaerisch, also mindestens im intertidalen Bereich statt (Russell 1962). Da der Wall des Brandungsriffes post-e terrestrische und marin-litorale Formung trennte (er ist nur an der Mündung des allochthonen Swakop unterbrochen), ist eine geochronologische Einstufung der Phasen d und c einerseits und des Tiefstands andererseits problematisch (s. u., Tab. 1).

Aus den von ausgewählten Lokalitäten referierten Fakten ergeben sich die in Tab. 1 dargestellte Verknüpfung der marin-litoralen und terrestrischen morphogenetischen Zeitreihen, ihre relative Geochronologie (kleine Buchstaben i bis a) und die absolute Einstufung einiger der Phasen.

3. Diskussion der Ergebnisse

Für die Küste der Namibwüste ergeben unsere Befunde eine interessante Parallelität zwischen marin-litoralen und terrestrischen Reliefentwicklungen. Meerestiefstände entsprechen Phasen autochthoner Talbildung (feucht-aktive Phasen g und c), Meereshochstände entsprechen Phasen der Stabilisierung der Sedimente durch Vergipsung, der allochthonen Talbildung, teils der Barchanwanderung (Phasen i—h, f—e—d). Vereinfacht (und geomorphologisch nicht ganz exakt) (vgl. Rust & Wieneke 1974a) entsprechen Meerestiefstände „feuchten", Meereshochstände „trockenen" „Klima"-Bedingungen. Dies entspricht den Auffassungen Maarlevelds (1960) für den südafrikanischen Subkontinent. Dies ist gegenläufig im Vergleich zu den Befunden der französischen Forscher für das in vergleichbarer geographischer Lage auf der Nordhalbkugel untersuchte Westafrika (Michel 1968, Tricart 1961).

Weiterhin haben wir zwei marine Terrassen höher als das aktuelle Litoral gefunden. Auf die aus der erhaltenen Schorre für Rooikop (Tab. 1) rekonstruierbare bedeutende Vertikaldistanz (ca. 23 m) für einen Hochstand (das i-Marin) sei nochmals verwiesen. Die Zweiheit der marinen Terrassen läßt sich nur bedingt in Beziehung bringen zu älteren die Namibküste betreffenden Befunden. Für den Bereich zwischen Walvis Bay im S und der Mündung des Ugab im N diskutiert DAVIES (1973) nach Literaturangaben und nach eigenen Bereisungen einen tiefer gelegenen (very low platform) und fünf höher gelegene Strände (einschließlich holozäner Strandwälle). Die 6 m-Terrasse anderer Autoren wurde weder von DAVIES noch von uns gefunden. Die 9 m-Terrasse ist nur von Mündungen allochthoner Flüsse beschrieben und u. E. daher sicher nicht marin. Der Old Beach von DAVIES entspricht nach seinen Positionsangaben unserem i-Marin, seine „very low platform" dem beach rock von Vineta. Die 18—20 m-Terrasse scheint unser g-zeitliches Swakopdelta zu sein, seine „holocene beaches" entsprechen unserem e-Brandungsriff und der Post-e-Überformung desselben.

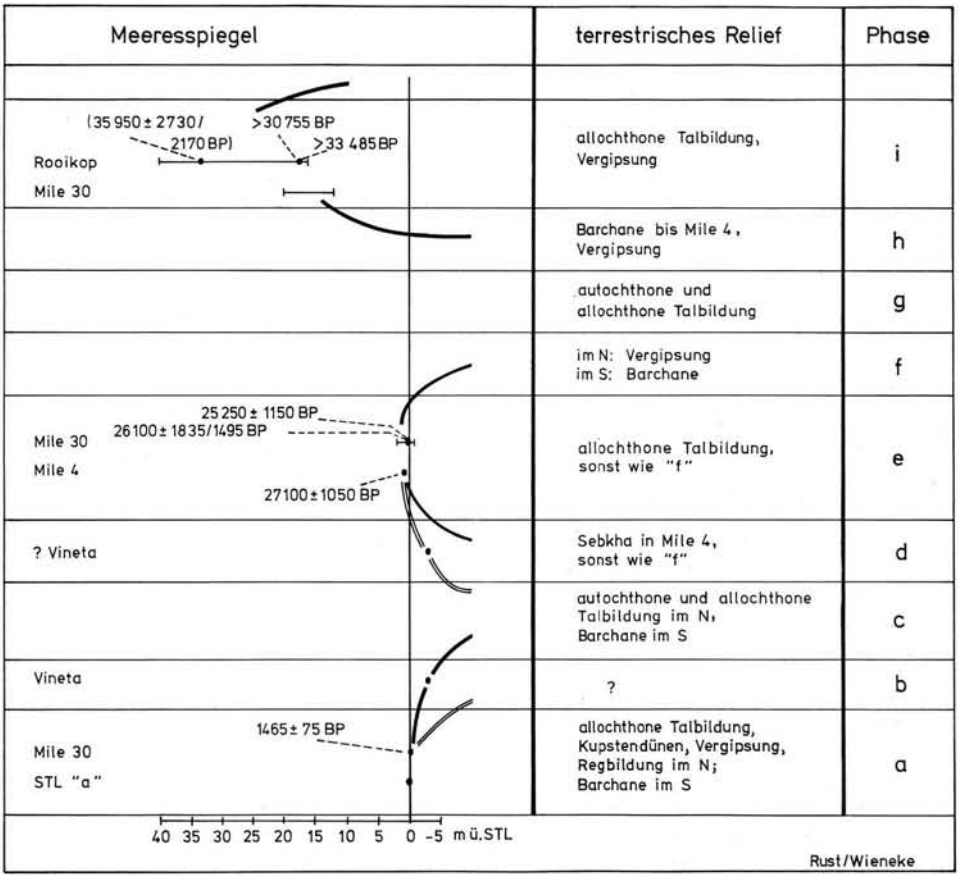


Tabelle 1

Meeresspiegelschwankungen und Entwicklung des terrestrischen Reliefs zwischen Mile 30 und Rooikop. Für den Meeresspiegel ausgewählte Befunde (vgl. Abb. 2). Höhenangaben nach eigenen Vermessungen. Für e bis a alternative Verlaufskurven des Meeresspiegels, je nach Stellung des beach rocks von Vineta als Würm-Regressionshalt oder als holozäner Transgressionshalt.

Neben der Tatsache, daß einige der von DAVIES (1973) zusammengestellten Terrassen wohl keine marin-litoralen sind, sei auf die von DAVIES (1971) selbst herausgestellte Problematik verwiesen, daß Höhenangaben ohne eindeutige Bezugsniveaus in einem gezeitenbeeinflußten Litoral (Handbuch 1964) schwer vergleichbar sind. Wir haben deshalb auch unsere Höhen durchweg zum storm tide level (als im Gelände überprüfbaren) Bezugsniveau vermessen und angegeben (Abb. 1, 2, Tab. 1).

Eine Zweiheit der marinen Terrassen wird von HEINE (1974) für Ostaustralien berichtet. Man könnte geneigt sein, hier eine südhemisphärische Parallele zur Namibküste zu sehen. Doch scheint uns dies zu gewagt, da in der Südhemisphäre andernorts etwa BUTZER & HELGREN (1972) in der Kapprovinz oder HERM & PASKOFF (1967), PASKOFF (1972) an der chilenischen Küste mehrere marine Terrassen bzw. eine regional wechselnde Anzahl gefunden haben. So beschreibt auch DAVIES (1973) bei Oranjemund vier marine Terrassen, die an der Namibküste nach N abtauchen sollen.

Die von uns über das Verbindungsglied „Brandungsriff" geomorphologisch abgeleitete Gleichaltrigkeit der e-Litorale bei Mile 30 und Mile 4 (RUST & WIENEKE 1973) wurde durch die ^{14}C-Datierungen radiometrisch bestätigt. Überrascht hat uns, daß der 2 m-Hochstand den Datierungen zufolge kein holozäner Hochstand ist. Die Datierungen lassen ihn eindeutig mit ca. 26 000 B. P. (Tab. 1) in den Würm-Kaltzeit-Komplex stellen. Nach den von THOM (1973) für die Zuverlässigkeit von ^{14}C-Daten mariner Befunde des Innerwürm-Hochstandes aufgestellten Kriterien können unsere Daten qualitativ als recht zuverlässig („superior?") angesehen werden. Es sei betont, daß radiometrische Gleichaltrigkeit existiert, obwohl die Mollusken aus Pr 44 offensichtlich in situ Bänke sind (Kommentar Dr. M. A. GEYH, Hannover), diejenigen von Pr 32 in Brandungssedimenten als Schill geborgen worden sind — beide in eindeutiger geomorphologischer Position. Damit kann wohl der Innerwürm-Hochstand als plausibel akzeptiert werden. Der Zeitraum dieses Hochstandes entspricht dem marinen Hochstand Ellesbo II (HILLEFORS 1969) und ist gleichzeitig mit der würmzeitlichen Eisfreiheit im Inntal (FLIRI 1973). Da es sich um einen eustatischen Hochstand handelt (s. u.), kann deshalb nicht ausgeschlossen werden, daß er mit dem Vereisungsgeschehen auf der Nordhalbkugel in genetischen Zusammenhang zu bringen ist.

Der beach rock von Vineta ist aufgrund seiner geomorphologisch-stratigraphischen Position zeitlich zwischen den Innerwürm-Hochstand (Phase e) und den aktuellen Meeresspiegelstand (Phase a) zu stellen. Da das Innerwürm-Brandungsriff als Form die geomorphologisch-stratigraphische Verzahnung zwischen terrestrischer und marin-litoraler Morphogenese verhindert hat, ist die Einstufung des beach rocks in die terrestrische Phasenabfolge nicht direkt möglich. Je nach seiner zeitlichen Einstufung in Phase d oder Phase b (Tab. 1) gewinnt der beach rock einen anderen Stellenwert im Rahmen der Meeresspiegelschwankungen. In Phase d gestellt, würde er einen Würm III-Regressionshalt, in Phase b gestellt, einen holozänen Transgressionshalt markieren.

Beide Einstufungen führen unter dem Aspekt rein eustatischer Meeresspiegelschwankungen zu kongruenten Aussagen über den Verlauf des holozänen Meeresspiegelanstiegs: Im mittleren Südwestafrika ist kein holozäner Hochstand höher als der aktuelle Meeresspiegelstand nachweisbar, d. h. der holozäne Meeresspiegelanstieg hätte sich „kontinuierlich", ohne Oszillationen über das aktuelle Niveau hinaus vollzogen. Die Auffassungen von SHEPARD (1961) und ŠEGOTA (1972) würden für diese Küste zutreffen.

Wenn von der weltweiten Existenz des holozänen 2 m-Hochstandes auszugehen ist (FAIRBRIDGE 1961, MÖRNER 1971), für diesen aber an der Küste der Zentralen Namib jegliche Spuren fehlen, ist eine ± küstenparallele tektonische Bewegung des Schelfes und der Litorale zu folgern. Diese Krustenänderung könnte ent-

weder das Ansteigen des Meeresspiegels zum holozänen Hochstand und die nachfolgende Regression zum rezenten Strand jeweils kompensiert haben, so daß es nicht zu einer gesonderten Ausbildung des Litorals des holozänen Hochstandes kam, oder aber das Litoral dieses Hochstandes ist durch nachfolgende Krustensenkung in eine rezent subaquatische Position geraten. Die erstere Möglichkeit ist auf Grund der Mehrzahl der zu fordernden Bewegungen, für die es sonst im Gelände keine Anzeichen gibt, die unwahrscheinlichere, die zweite Möglichkeit ist wahrscheinlichere.

Eine holozäne Krustensenkung des Litorals würde prinzipiell eine Erniedrigung der Basisdistanz, d. h. eine Aufschüttungstendenz im Unterlauf der allochthonen Flüsse, denn nur diese sind in den trocken-stabilen Phasen der marinen Hochstände geomorphologisch aktiv, bewirken. Sie wirkt auf jeden Fall einer Regression des Meeresspiegels entgegen. Am Unterlauf des Swakop ist generell eine Einschneidungstendenz des Gerinnes festzustellen: Die jeweils jüngere Terrasse ist in die jeweils ältere eingeschnitten (Rust & Wieneke 1974a). Dies gilt für den gesamten Unterlauf bis zur heutigen Mündung. Es ist also die thalassokratisch und/oder milieumäßig gesteuerte Einschneidung des Swakop größer gewesen als eine gegenwirkende Absenkungsbewegung der küstennahen Kruste. Die (in Meterbeträgen) geringen Sprunghöhen der Swakop-Flußterrassen sind vielleicht zum Teil hierauf zurückzuführen. Dem erosionsverstärkenden Einfluß der Tektonik an den Mittelläufen der Gerinne (Swakop, Tumas, Kuiseb; Wieneke & Rust 1973, Rust & Wieneke 1974b) entspricht anscheinend westlich eines ± küstenparallelen Scharniers ein erosionsabschwächender Einfluß im Küstenbereich des mittleren Südwestafrika. Unter der Annahme, daß weltweit die Reste eines holozänen Hochstandes ca. 2 m über dem heutigen Meeresspiegel liegen, und aus der Tatsache, daß sie an der Küste der Zentralen Namib fehlen, wäre zu folgern, daß hier eine holozäne Absenkung der Kruste von mindestens 4 m im seewärtigen und im Küstenbereich stattgefunden hat.

Beide Denkalternativen — eustatischer Anstieg des Meeresspiegels nach Shepard und tektonische Stabilität der Namibküste oder eustatische Schwankungen nach Fairbridge und tektonische Absenkung der Küste — lassen das Innerwürm-Litoral mit Sicherheit als eustatischen Meeresspiegelhochstand erklärt sein. Denn es liegt mit + 2 m ü STL rezent höher als das rezente Litoral.

Danksagung. Wir bedanken uns bei der DFG für eine Reisekostenbeihilfe zur Durchführung unserer Forschungsreise 1971/72. Herrn Prof. Dr. H. G. Gierloff-Emden (München) danken wir für seine Unterstützung bei der Planung und der Durchführung des Unternehmens, Herrn Dr. H. J. Rust (Windhoek) für die Förderung bei unseren Geländearbeiten in Südwestafrika, Herrn Dr. M. A. Geyh (Hannover) für die Radiocarbon-Datierung unserer Proben.

Schriftenverzeichnis

Bartels, D.: Zur wissenschaftstheoretischen Grundlegung einer Geographie des Menschen. — Erdk. Wissen **19**, 225 S., Wiesbaden 1968.

Bremer, H.: Der Einfluß von Vorzeitformen auf die rezente Formung in einem Trockengebiet — Zentralaustralien. — Tag. Ber. u. Wiss. Abh. 34. Dtsch. Geographentag Heidelberg 1963, 181—196, Wiesbaden 1965.

Butzer, K. W. & Helgren, D. M.: Late Cenozoic Evolution of the Cape Coast between Knysna and Cape St. Francis, South Africa. — Quatern. Res. **2**, 143—169, New York/London 1972.

Davies, O.: Sea-Level During the Past 11000 Years (Africa). — Quaternaria **14**, 195—204, Rom 1971.

— : Pleistocene Shorelines in the Western Cape and South West Africa. — Ann. Natal Mus. **21**, 719—765, Pretoria 1973.

Fairbridge, W. R.: Eustatic Changes in Sea Level. — Physics and Chemistry of the Earth **4**, 99—185, New York 1961.

FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. **16**, 1—14, Berlin 1973.

GILL, E. D.: The Paris Symposium on World Sealevels of the Past 11000 Years. — Quaternaria **14**, 1—6, Rom 1971.

Handbuch der Westküste Afrikas, II. Teil. — Hrsg. DHI, 491 S., Hamburg 1964.

HEINE, K.: Bericht über die Exkursion D 3 vom 21.—30. 11. 1973 Coastal New South Wales and Southern Queensland, Australien. — In: SCHÖNHALS, E.: Der IX. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dezember 1973, Eiszeitalter u. Gegenwart **25**, 264—266, Öhringen/Württ., 1974.

HERM, D. & PASKOFF, R. P.: Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile. — N. Jb. Geol. Paläont. Min., Mh **1967**, 577—588, Stuttgart 1967.

HILLEFORS, A.: Vestsveriges glaciala historia och morfologi (The glacial history and morphology of Westsweden). — Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. **60**, 319 S., Göteborg 1969.

INGLE jr., J. C.: The movement of beach sand. — Developm. in Sediment. **5**, 221 S., Amsterdam 1966.

MAARLEVELD, G. C.: Über pleistozäne Ablagerungen im südlichen Afrika. — Erdk. **14**, 35—46, Bonn 1960.

MICHEL, P.: Génèse et évolution de la vallée du Sénégal, de Bakel à l'embouchure, Afrique Occidentale. — Z. Geomorph. N. F. **12**, 318—349, Berlin 1968.

MÖRNER, N. A.: Eustatic and climatic Oscillations. — Arct. and Alp. Res. **3**, 167—171, Boulder/Col. 1971.

PASKOFF, R. P.: Les terrasses d'abrasion de la côte du Chili semi-aride. — International Geography 1972, ed. Adams, W. P. & Helleiner, F. M., **1**, 96—98, Montreal 1972.

ROHDENBURG, H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 81—96, Öhringen/Württ. 1970.

RUSSELL, R. J.: Origin of beach rock. — Z. Geomorph. N. F. **6**, 1—17, Berlin 1962.

RUST, U.: Beiträge zum Problem der Inselberglandschaften aus dem Mittleren Südwestafrika. — Hamburger Geogr. Stud. **23**, 278 S., Hamburg 1970.

RUST, U. & WIENEKE, F.: Grundzüge der quartären Reliefentwicklung der Zentralen Namib, Südwestafrika (Erste ausgewählte Ergebnisse einer Forschungsreise 1972). — J. SWA Wiss. Ges. **27**, 5—28, Windhoek 1973.

— : Geomorphologie der küstennahen Zentralen Namib (Südwestafrika). — Manuskript, 138 S., München 1974a.

— : Studies on gramadulla formation in the middle part of the Kuiseb River, South West Africa. — Madoqua II **3**, 5—15, Windhoek 1974b.

ŠEGOTA, T.: Radiocarbon Measurements and the Holocene and Late Würm Sealevel Rise. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 107—115, Öhringen/Württ. 1973.

SHEPARD, F. P.: Sea level rise during the past 20,000 years. — Z. Geomorph. Suppl.-Bd. **3**, 30—35, Berlin 1961.

THOM, B. G.: The dilemma of high interstadial sea levels during the last glaciation. — Progr. in Geogr. **5**, 167—246, London 1973.

TRICART, J.: Notice explicative de la Carte Géomorphologique du delta du Sénégal. — Mém. BRGM **8**, 137 S., Paris 1961.

WEBER, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. — Leipzig 1958.

WIENEKE, F.: Kurzfristige Umgestaltungen an der Alentejoküste nördlich Sines am Beispiel der Lagoa de Melides, Portugal (Schwallbedingter Transport an der Küste). — Münchener Geogr. Abh. **3**, 151 S., München 1971.

WIENEKE, F. & RUST, U.: Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib (Südwestafrika). — Mitt. Geogr. Ges. München **58**, 79—96, München 1973.

Manuskript eingeg. 17. 12. 1975.

Anschrift der Verf.: Priv.-Doz. Dr. Friedrich Wieneke und Priv.-Doz. Dr. Uwe Rust, Institut für Geographie der Universität, D-8000 München 2, Luisenstraße 37.

B. Berichte

Gründung einer Kommission für Geomorphologie bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Am 12. Dezember 1975 hat die Bayerische Akademie der Wissenschaften (Math.-nat. Klasse) auf Antrag von H. Louis (München) und J. Büdel (Würzburg) eine „Kommission für Geomorphologie" gegründet. Ihre Aufgabe ist die weiterführende Untersuchung der Reliefgenerationen Mitteleuropas. Zwei Fragen stehen im Vordergrund. Einmal die der tertiärzeitlichen Altflächen nach Verbreitung, Alter, Bildungsweise und möglichst auch Bildungsdauer, sowie nach den Übergängen solcher Flächen in Formen bewegteren Altreliefs, schließlich auch nach dem Alter sowie den Prozessen der Weiterbildung, Transformierung und Zerstörung aller solchen Formen. Des weiteren sollen die Formenreste aus der Zwischenphase zwischen tertiärzeitlicher Rumpfflächenbildung und kaltzeitlicher Talbildung, d. h. die dem Oberstpliozän und Ältestpleistozän zugehörige Reliefgeneration der „Breitterrassen", der „Höhenschotter", des alpinen „Hochtalsystems" und der etwa gleichaltrigen Glacis an den Gebirgsrändern systematisch untersucht werden. Dazu treten entsprechende Arbeiten in denjenigen klima-morphologischen Zonen, in denen sich noch in der Gegenwart verwandte Bildungsprozesse abspielen. Es ist ferner die kartographische Fixierung solcher Reliefgenerationen geplant.

Der Gründung dieser Kommission ging eine von der Akademie veranstaltete (und von der DFG getragene) „Gordon-Konferenz" über „Reliefgenerationen in verschiedenen Klimaten" voraus, an der in drei Tagen nacheinander folgende Vorträge gehalten und diskutiert wurden:

J. Büdel (Würzburg): Einführungsworte, Reliefgenerationen in Mitteleuropa - - - H. Wilhelmy (Tübingen): Verwitterungskleinformen als Anzeichen stabiler Großformen - - - H. Späth (Köln): Reliefgenerationen der Haßberge und des Coburger Landes - - - A. Journaux (Caen): L'évolution des versants en Amazonie - - - H. Bremer (Köln): Reliefgenerationen in den feuchten Tropen - - - H. Mensching (Hamburg): Vorzeit- und Jetztformen im Air-Gebirge (Zentrale Sahara) - - - H. Hagedorn (Würzburg): Die Flächensysteme im Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung (Zentrale Sahara) - - - M. Pécsi (Budapest): Reliefentwicklung und Donauterrassen im Ungarischen Mittelgebirge - - - A. Székely (Budapest): Alt- und Fußflächen des Matra-Gebirges - - - P. Michel (Strasbourg): Reliefgenerationen in Westafrika - - - H. Louis (München): Prozeßbedingte Singulärstellen, besonders in fluvialen Abtragungssystemen verschiedener Klimate, und die Frage nach Reliefgenerationen - - - J. Fink (Wien): Junge Reliefentwicklung am Alpenostrand - - - K. Fischer (Augsburg): Reliefgenerationen im Gebiet der Montes de Toledo (Zentralspanien) - - - A. Wirthmann (Karlsruhe): Reliefgenerationen im unvergletscherten Polargebiet - - - H. Riedl (Salzburg): Die Altflächen des Ostspornes der Alpen - - - T. Czudek (Brno-Brünn): Reliefgenerationen im Ostteil des Nízký Jeseník (Gesenke) in der Tschechoslowakei.

Da andere Staaten seit langem zur Gründung großer Institute für Geomorphologie gelangt sind, eröffnet die Bayerische Akademie der Wissenschaften hiermit die Möglichkeit, an die Schließung der auf diesem Gebiet in der Bundesrepublik bestehenden Lücke heranzugehen. Die Kommission wird sich im Februar 1976 konstituieren, freilich wegen der zur Zeit herrschenden Finanznot noch ohne selbständige Mittel. Sie wird eng mit dem „Deutschen Arbeitskreis für Geomorphologie" zusammenarbeiten, der hierdurch eine erwünschte Stütze in offizieller, interdisziplinärer und internationaler Richtung erfahren wird. Zum Vorsitzenden der Kommission wurde J. Büdel (Würzburg) gewählt.

(Aus dem Rundfrief des Zentralverbandes der Deutschen Geographen, herausgegeben vom Fachbereich Geographie der Universität Marburg, Nr. 13, Februar 1976.)

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 252-266	Öhringen/Württ. 1975

C. Buchbesprechungen

LOUIS, H. (Hrsg.): **Landformung durch Flüsse. Geomorphological activity of streams.** Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. **12**, 237 S., 65 Fig., 55 Phot., 3 Ktn. u. 18 Tab. Gebrüder Borntraeger, Berlin und Stuttgart 1971.

Der Titel trügt, wie dies bei den Supplementbänden der Zeitschrift für Geomorphologie fast die Regel ist. Das Heft enthält neben einem Vorwort von H. LOUIS 11 Aufsätze, die nur in loser, besser: zufälliger Beziehung zueinander stehen. Ihre Gemeinsamkeit beruht allein darauf, daß sie alle — unter sehr verschiedenen Aspekten — von fließendem Wasser handeln. Wer, vom Titel angeregt, beispielsweise auf Information über den Diskussionsstand zum Thema „fluviale Formung" hoffte, muß zwangsläufig enttäuscht werden. Das sagt natürlich nichts über die Qualität der Einzelbeiträge aus.

BLAKE & OLLIER berichten über geomorphologischen Bau und aktuelle Bildungsmechanismen der Alluvialebenen im Fly River-System (Neu Guinea); NOSSIN legt eine geomorphologische Erfassung des Doon-Tal zwischen Siwaliks und niederen Himalaya-Ketten unter dem Aspekt der tektonischen Beeinflussung der Formengenese vor. Beide Arbeiten kommen dem methodischen Anspruch des Rahmenthemas noch recht nahe. RUTTE (Maingebiet) und BIRKENHAUER (Rheindurchbruch bei Bingen) diskutieren aufgrund neuer Befunde an speziellen Beispielen Fragen der Anlage und Entwicklung von Flußgebieten im Zeitraum Tertiär—Altquartär. Die Aufsätze von JUX & KEMPF (Zentralafghanistan) und MARKER (Südafrika) beschäftigen sich mit Travertinabsätzen, wobei in beiden Fällen neben den lokalen Bildungsfaktoren pleistozäne Klimawechsel als Ursache für den mehrfachen Formenwechsel erschlossen werden.

Die restlichen fünf Arbeiten sind der Anwendung teils bekannter, teil neuer Methoden gewidmet. SCHEUCH führt eine Anwendung der Flachseismik zur Erfassung karstgeomorphologischer Phänomene vor, VERMA & TANOSEN zeigen eine neue Schnellmethode zur 'quasistatistischen" Schätzung des Windungsgrades von Flüssen auf, WERTZ gibt ein einfaches Vorhersagemodell für Gesteinsausbisse in Flußtälern an. HUGO & HATTINGH versuchen Korngrößenverteilungen temporärer Flüsse Südafrikas in Beziehung zu setzen zu verschiedenen Flußparametern, ohne jedoch signifikante Korrelationen zu finden. HÖLLERMANN schließlich diskutiert seine Befunde aus Zurundungsmessungen verschiedener Hochgebirgsablagerungen, wobei Möglichkeiten und Grenzen der Methode deutlich hervortreten.

Durch diese Aufzählung mag die sachliche Heterogenität der Beiträge hinreichend belegt sein. Die Frage drängt sich auf: Sind Arbeiten zur „Landformung durch Flüsse" wirklich so selten?

Udo Sabelberg, Gießen.

BÜDEL, J. & RATHJENS, C. (Hrsg.): **Neue Wege der Geomorphologie. A new approach to geomorphology.** Zur Differenzierung der Abtragungsprozesse in verschiedenen Klimaten. Notes for differentiation of degradation processes by varied climates. Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. **14**, 168 S., 52 Fig., 18 Phot. u. 4 Tab. Gebrüder Borntraeger, Berlin und Stuttgart 1972.

Der Band enthält eine Sammlung von 11 Vorträgen (einschließlich Diskussionen), wie sie während der Arbeitssitzung „Geomorphologie" auf dem 38. Deutschen Geographentag in Erlangen und Nürnberg gehalten wurden, erweitert um eine Einleitung der Herausgeber J. BÜDEL und C. RATHJENS. Entsprechend farbig ist die Palette der angebotenen Themen: BÜDEL legt in seinem Vortrag erneut seine Thesen zur Talbildung und deren unterschiedliche Typen in verschiedenen klimageomorphologischen Zonen dar. BREMER unterstützt im wesentlichen seine Hypothesen aufgrund ihrer Untersuchungen in den feuchten Tropen. BIRKENHAUER diskutiert Modelle der Rumpfflächenbildung im Hinblick auf ihre Übertragbarkeit auf deutsche Mittelgebirge. WEISE führt an Beispielen aus dem Iran die Anwendung der Refraktionsseismik zur Schuttdeckenmessung vor. ANDRES berichtet über seine Untersuchungen zur jungquartären Formungsdynamik am Südrand des Antiatlas. DÖRRER stellt einen Versuch zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte der Karstlandschaft am Nordrand der Causses seit demTertiär zur Diskussion. STÄBLEIN zeigt die Anwendung an sich geläufiger statistischer Testverfahren zur Absicherung von Meßergebnissen an Grobsedimenten verschiedener Herkunft auf. SEMMELS Untersuchungsergebnisse an Jungpleistozänprofilen im Mittelgebirgsraum fordern zu einer weiteren Detaillierung unserer Vorstellungen über die Geomorphodynamik des Jungpleistozän heraus. HEINE betont die Bedeutung fossiler Böden für die Erfassung der Reliefgenese eines Raumes und stellt für sein Arbeitsgebiet die These auf, anhand

der unterschiedlichen Reliktböden verschieden alte Reliefgenerationen erkennen zu können. ABELE führt die Ergebnisse seiner Untersuchungen an Bergstürzen im Alpenbereich vor. Voss schließlich setzt sich aufgrund seiner Befunde mit der Frage der jüngsten Küstenverschiebungen in der westlichen Ostsee auseinander.

Das Oberthema „Neue Wege der Geomorphologie" ist sicher ein wenig hochgestochen. Eines aber leistet diese Vortragssammlung — ohne natürlich letztlich repräsentativ zu sein — recht gut: Sie zeigt, ob neu oder nicht, worüber in der deutschen Geomorphologie zur Zeit gearbeitet wird.

Udo Sabelberg, Gießen.

THIEM, W.: **Geomorphologie des westlichen Harzrandes und seiner Fußregion.** — Jb. Geogr. Ges. Hannover, Sonderh. 6. 272 S., 8 Karten, 11 Profiltafeln, 5 Figuren, 30 Fotos. Hannover 1972.

In einer klar gegliederten, auf reichen Geländebeobachtungen basierenden Arbeit stellt der Autor zunächst den quartären Formenschatz der westlichen Fußregion des Harzes sowie der Täler des westlichen Harzrandes vor und widmet sich dann sehr ausführlich den drei ausgegliederten Randverebnungssystemen des westlichen Harzrandes und ihrer Entstehung. Diese sieht er als mit der Heraushebung des Harzes eindeutig zusammenhängend an. Die Frage der Überlagerung der Hebungseffekte durch Klimawechsel diskutiert der Autor ausführlich, enthält sich aber mangels geeigneter Indizien einer generellen Aussage. Für die mittlere und untere Randverebnung wird eine Bildung während altpleistozäner „kaltklimatischer" Phasen für möglich gehalten, während ihre Tieferschaltung warmzeitlichen Perioden zugeschrieben wird. Für die Fußflächenentstehung allgemein werden „die Agentien der Flächenbildung im Trockenklima" als „notwendig und hinreichend" angesehen. Insgesamt wird die Morphogenese des Untersuchungsraumes unter dem Aspekt des mehrfachen Formungsstilwechsels vom alttertiären Rumpfflächenrelief über eine pliozäne bis altpleistozäne Fußflächentreppe schließlich zum mittel- und jungpleistozänen Talrelief betrachtet.

Entsprechend der Aufgabenstellung einer regionalmorphologischen Studie hat der Autor mit Erfolg versucht, gemessen am gegebenen Informationsstand ein möglichst vollständiges Bild der geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsraumes zu entwerfen. Darüber hinaus aber unterläßt er es nicht, die sich aus der regionalen Untersuchung ergebenden allgemeinen Aspekte ausführlich zu diskutieren. Dies und besonders auch die den gesamten Text durchziehende kritische Bezugnahme auf ältere wie jüngere Untersuchungsergebnisse anderer Forscher macht die Studie — außer für regional Interessierte — für alle wertvoll, die sich mit Reliefgenese im Mittelgebirge befassen.

Dennoch hätte der nicht leichte Zugang zu der Fülle des Untersuchungsmaterials optimiert werden können. Die Beigabe einer geomorphologisch-geochronologischen Übersicht, sei es in Form einer Tabelle, sei es als geomorphologisches Schemaprofil hätte gerade dem regional Unbewanderten die Erarbeitung der Zusammenhänge erleichtert. Vielleicht wäre bereits eine andere technische Ausführung der beigelegten geomorphologischen Karte des Untersuchungsgebietes (Karte 1) hinreichend gewesen. Leider nämlich geht deren Informationsgehalt über die optischen Möglichkeiten der gewählten Darstellungsform weit hinaus. Udo Sabelberg, Gießen.

MIOTKE, F.-D. & PALMER, A. N.: **Genetic Relationship between Caves and Landforms in the Mammoth Cave National Park Area.** — 69 S., 58 Figuren, 1 Karte im Anhang. Veröff. Geogr. Inst. Techn. Univ., Hannover 1972.

Aufgrund günstiger Untersuchungsbedingungen gelingt es den Autoren, die enge Beziehung von Flußgeschichte und Höhlenentstehung im Untersuchungsraum zu bestätigen. Die verschiedenen Höhlenstockwerke lassen sich überzeugend einzelnen Flußterrassen zuorden, die Bildung von Höhlencanyons kann mit Tieferlegungsphasen des Vorfluters korreliert werden. Darauf aufbauend entwerfen die Autoren ein Schema der quartären Entwicklungsgeschichte des Formenkomplexes Höhlensystem - Fluß - Tal, ausgehend von einer Rumpffläche als spättertiärer Vorform. Dieses Schema bedürfte zweifellos noch der Diskussion über Unstimmigkeiten im Detail (etwa wird die Bildung von Flußterrassen teilweise in die Warmzeiten gestellt), aber die grundsätzlichen Aussagen — Bildung von Höhlencanyons in den Warmzeiten, Ausprägung von Höhlenstockwerken und Canyonverfüllung in den Glazialen — dürfte davon kaum berührt werden. In einem Schlußkapitel teilen die Autoren Ergebnisse von Kalklösungsversuchen in den untersuchten Höhlen mit, halten sich aber hinsichtlich einer (vor allem genetisch-geoökologischen) Interpretation der Befunde weitgehend zurück. Die als lokale Besonderheit generell festgestellte Karbonatuntersättigung der Höhlenwässer darf wohl als eine wichtige Erklärungsgrundlage für das besonders enge Zusammenspiel von Niveauänderungen des Vorfluters und Nachfolgen der Höhlenbildung im Untersuchungsgebiet angesehen werden. Udo Sabelberg, Gießen.

MACAR, P. (Hrsg.): **Hangforschung und Morphologie der Landoberflächen — Evolution des pentes et morphologie continentale.** — Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. **18**, 174 S., 53 Fig., 35 Photos, 14 Tab. im Text und auf 2 Ausschlagtafeln. Gebr. Borntraeger, Berlin u. Stuttgart 1973.

Der Band ist zwei bedeutenden Arbeitsgebieten der Geomorphologie gewidmet. Der erste Teil befaßt sich in 6 Beiträgen mit der Hangforschung und knüpft damit an die Supplementbände 1, 5 und 9 an, in denen Berichte der Kommission für Hangforschung der Internationalen Geographischen Union publiziert wurden. Diese Kommission bestand von 1952 bis 1968. Daß sie auch danach noch wesentliche Impulse auf die Hangforschung ausgeübt hat, belegen die Beiträge in dem vorliegenden Band. Der zweite Teil (Morphologie der Landoberflächen) umfaßt einen sehr weit gespannten Themenbereich; seine 6 Beiträge sind inhaltlich sehr unterschiedlich ausgerichtet.

Im ersten Aufsatz („Theoretical considerations on the evolution of convex hillslopes") diskutiert A. YAIR, Jerusalem, die Konvexität der Oberteile von Talhängen, die allgemein Kriechprozessen und Regentropfenerosion zugeschrieben wird. Aufgrund von Feldbeobachtungen und Abflußmessungen gelangt YAIR zu der Annahme, daß HORTONS erosionsfreie Zone („belt of no erosion") zumindest für Gebiete mit relativ flachen und konvexen Hügelkuppen nicht zutrifft und daß ein Sporn in allen drei Dimensionen als funktionelle Grundeinheit bei der Hangformungsanalyse angesehen werden muß.

Mit der gleichen Problematik beschäftigt sich M. P. MOSLEY, Fort Collins, Colorado, („Rainsplash and the convexity of badland divides"). Feldstudien und Computer-Simulierung lassen vermuten, daß Regentropfenerosion allein die Badland-Konvexitäten verursachen kann, wenn auch dieser Vorgang nicht unabhängig von anderen geomorphologischen Prozessen (z. B. Kriechbewegung der Partikel an der Oberfläche) wirkt.

Die genaue Analyse der Hangsedimente im Dartmoor von C. P. GREEN und M. J. EDEN, London, („Slope deposits on the weathered Dartmoor granite, England") zeigt, daß in den Sedimenten Material aus allen Hangabschnitten vertreten ist und eine einfache Zweiteilung des Hanges in Liefergebiet und Akkumulationsgebiet nicht möglich ist; die allgemeine Vorstellung, daß korrelate Sedimente am Hangfuß eine Umkehrung der präexistenten Verwitterungsprofile darstellen, konnte nicht bestätigt werden.

Mit den Abhängigkeiten von Entwässerungsnetzen und Felsformen in stark reliefierten Gebieten beschäftigen sich Ed. GERBER, Schinznach Dorf, und A. E. SCHEIDEGGER, Wien, („Erosional and stress-induced features on steep slopes"). Man unterscheidet zwischen frei entwickelten Gewässernetzen und solchen, die bestimmten Strukturen angepaßt sind. Bei letztgenannten sind vorgezeichnete Richtungen und Felsformen zu erkennen.

In den beiden letzten Beiträgen zur Hangforschung kommen statistische Methoden zur Anwendung. E. JUVIGNE, Liège, („Analyse statistique d'études de pente, sur la base de mesures faites en Famenne, Belgique") macht nachdrücklich auf die Grenzen statistischer Methoden zur Hangentwicklung aufmerksam; Begriffe und Methoden sollten kritisch durchleuchtet werden; auch wird es für unmöglich angesehen, die mit der hangstatistischen Methode gewonnenen Werte bestimmten genetischen Prozessen zuzuordnen.

Auf der Nordinsel Neuseelands untersuchte R. J. BLONG, North Ryde, Australien, („Relationships between morphometric attribues of landslides") 92 Bergrutsche, die durch 14 Parameter definiert wurden. Aus den Beziehungen der Parameter zueinander geht hervor, daß zwischen Größe und Form der Bergrutsche nur ein begrenzter Zusammenhang besteht, andererseits aber die Länge der Scherfläche und der Winkel des Erosionshanges von großer Bedeutung sind.

Der zweite Teil des Bandes beginnt mit einer Studie über die Lahar-Landschaft von Costa Rica (R. H. KESEL, „Notes on the lahar landforms of Costa Rica"). Viele Lahars haben mindestens pleistozänes, die jüngsten jedoch rezentes Alter; sie bilden an Hängen und steilen Tälern nur geringmächtige Überzüge, ihr Material ist unsortiert und ungeschichtet und kann gewaltige Felsblöcke enthalten.

C. F. PAIN und J. M. BOWLER, Canberra, berechnen den Denudationsbetrag eines von einem Erdbeben heimgesuchten Gebietes in Papua-Neuguinea („Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua New Guinea"). Die durch das Beben ausgelösten, in wenigen Sekunden ablaufenden Denudationsvorgänge ergaben Beträge von 11.5 bzw. 6.7 cm Abtragung für das 240 km² große Untersuchungsgebiet; der für das Gebiet geschätzte Denudationsbetrag von ca. 80—100 cm/1000 Jahre wird zu 60—70 % den Erdbeben angelastet.

„Fossile Piedmont-Schwemmfächer auf der Kanaren-Insel Gran Canaria und ihre Beziehung zur Lage des Meeresspiegels" behandelt J. LIETZ, Köln; klimatische Einflüsse werden als Ursache für den Aufbau der Schwemmfächer seit dem ausgehenden Tertiär angesehen. Die Schotterakkumulation fällt in Zeiten mit abgesenktem Meeresspiegel.

In den Shire Highlands und den benachbarten Gebieten auf dem gehobenen östlichen Rand des afrikanischen Grabens in Malawi treten drei Arten von Erosionsresten auf, die J. F. SHRODER,

Omaha/Nebraska, untersuchte („Erosional residuals in Malawi near the edge of the African Rift"): Plateaugebirge, Inselberge und niedrige kuppelförmige Hügel. Plateaugebirge und Inselberge bestehen aus Gesteinen, die arm an mafischen Mineralen sind, während die niedrigen kuppelförmigen Hügel aus Gesteinen mit hohem mafischen Mineralanteil aufgebaut sind. Die Verwitterungsresistenz nicht-mafischer Gesteine führte seit dem Mesozoikum während vermutlich 7 Erosionszyklen zur Ausbildung des heutigen Reliefs; dabei spielten die Prozesse direkter Erosion im frischen Gestein und die Abfuhr verwitterten Materials eine bedeutende Rolle; beide Prozesse, die lithologisch stark beeinflußt sind, arbeiteten zu verschiedenen Zeiten mit unterschiedlicher Geschwindigkeit.

Neue Ansichten „Über die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen" präsentiert Y. Sakaguchi, Tokyo. Vier Gipfelflurgruppen werden mit der Unteren Süßwassermolasse, der Oberen Meeresmolasse, der Oberen Süßwassermolasse und dem Schuttkegelschotter in Zusammenhang gebracht. Die Augensteinlandschaft — sie ist eine Gipfelflur — und die Raxlandschaft sind sukzessive Landformen.

In dem letzten Beitrag untersuchen R. O. Stone, L. D. Carter und S. P. Vonder Haar, Los Angeles, 41 Gemini- und Apollo-Aufnahmen auf ihre Brauchbarkeit für geomorphologische Studien hin („Geomorphic analysis of orbital photographs of the Northern Gulf of California"). Vor- und Nachteile werden diskutiert; unter der Voraussetzung, daß Klima und Geomorphologie der zu untersuchenden Gegend bekannt sind, können die Weltraum-Photos zu gültigen Schlußfolgerungen über Bodenarten, Vegetation, Kliffküsten, Strandwälle und Gezeitenkämme führen.

Der ansprechende Band enthält viele interessante Beiträge für den Geomorphologen; für den Quartärforscher dürfte etwa die Hälfte der Aufsätze wichtige Ergebnisse und Anregungen bringen.

Klaus Heine, Bonn.

Brinkmann, R. (Hrsg.): **Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.** Band 1. **Festland-Meer.** 2. neubearbeitete Auflage von R. Brinkmann, H. Louis, M. Schwarzbach & E. Seibold. — VIII + 532 S., 292 Abb., 37 Tab., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1974.

Bei aller Vorliebe für das Fremde greift der deutsche Geologie-Student zum Lernen und vor Prüfungen im allgemeinen nicht nach ausländischen Lehrbüchern — und seien sie noch so gut —, sondern nach umfassenden und systematisch aufgebauten Werken deutscher Sprache, wie etwa nach Roland Brinkmanns bewährtem Abriß der Geologie und seinem Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Im Marburger Geologischen Institut zum Beispiel wird man diese Bücher kaum im Bibliotheksregal finden; sie sind stets „unterwegs". Es ist gewiß, daß sie sich auch sonst großer Beliebtheit erfreuen.

Von dem drei Bände umfassenden Lehrbuch hat nun der Band 1 eine Neuauflage erfahren, dessen Fachabschnitte in besonderem Maße den Quartärforscher angehen. Die Kapitel über geologische Vorgänge und Geologie als Wissenschaft schrieb Brinkmann. M. Schwarzbach behandelt Verwitterung, Bodenbildung, den Kreislauf des Wassers, die geologische Bedeutung der Seen, die geologische Tätigkeit des Eises, die Periglazialgebiete und die geologische Wirkung des Windes. Das Kapitel Geologische Wirkung des fließenden Wassers — stark aus geomorphologischer Sicht — stammt aus der Feder von H. Louis. Das Meer, seine Regionen und Sedimente überblickt E. Seibold.

Gegenüber der ersten Auflage ist die Stoffgliederung nur unwesentlich verändert worden. Mancherlei ist eingefügt, einzelne Bilder sind hinzugekommen, dafür andere herausgenommen, wie etwa die farbigen, von Mückenhausen entworfenen Bodenprofile. Stärkere Umänderungen gegenüber der Auflage von 1964 findet man nur im Kapitel über die Wirkungen des fließenden Wassers, wo jedoch im Literaturverzeichnis auffällt, daß außer einem Werk von Büdel 1971 nichts aufgeführt wird, das jünger als 1959 ist. Sollte in den letzten 15 Jahren keine weitere gewichtige geomorphologische Arbeit erschienen sein?

Leider hat man das Buch gegenüber der Auflage von 1964 mit minder gutem Papier gedruckt. Sehr bedauert man die geringe Güte der Photo-Wiedergaben; einige der ursprünglich feinen und aussagekräftigen Bilder sind erschreckend undeutlich und düster geworden. Möge der Verlag bei den Neuauflagen der anderen Bände des Werkes einsichtsvoller sein.

R. Huckriede, Marburg.

Kuhne, U.: **Zur Stratifizierung und Gliederung quartärer Akkumulationen aus dem Bièvre-Valloire, einschließlich der Schotterkörper zwischen St.-Rambert-d'Albon und der Enge von Vienne.** — Heidelberger Geogr. Arb. H. **39**, 94 S., 11 Karten, 15 Figuren, 2 Profile, 6 Abb. u. 5 Tab. Selbstverlag Geograph. Inst. d. Univ. Heidelberg, Heidelberg 1974.

In der Arbeit wird der eiszeitliche Rhône-Gletscher südöstlich Lyon und dessen Beziehungen zu den Terrassen des angrenzenden Rhône-Tals behandelt. Als Arbeitsmethoden bilden die klas-

sischen, von PENCK und BRÜCKNER erstmals eingesetzten geomorphologischen Kriterien die Grundlage. Die in der Quartärforschung inzwischen ebenfalls zu den konventionellen Methoden gehörige Schotterpetrographie und die Feldpaläopedologie liefern zusätzliche Hinweise. Dazu kommen Laboratoriumsuntersuchungen.

Leider konnten die für die Quartär-Stratigraphie so bedeutsamen Schotter von Chambaran, die den dreifach gegliederten Steinlöß von St.-Vallier mit seiner berühmten Säugerfauna tragen, in die engeren Untersuchungen nicht einbezogen werden. Morphologisch von diesen Plateaus deutlich abgesetzt treten im Bièvre-Valloire Moränen und zugehörige fluvioglaziale Terrassen auf. Der Bearbeiter revidiert frühere Vorstellungen über deren Gliederung und ordnet sie den vier Eiszeiten von Günz und Würm zu.

Im Unterschied insbesondere zum nördlichen Alpenvorland werden im behandelten Raum die Vorstoßwege der Gletscher zur Rhône durch Reliefdepressionen gelenkt. Die dadurch bedingte Auffächerung hat die Kraft des Eises gebrochen, zumal über das Tal von Liers der Rhône-Gletscher mit dem Isère-Gletscher (Bièvre) zusammengetroffen ist.

In das Rhône-Tal lassen sich die Terrassen als Schwemmfächer hinausverfolgen. Dazu kommen dort zwei höhere Niveaus, die in die Donau-Zeit oder noch älter eingestuft werden. Erst darüber folgen die Plateaus von Chambaran und Bonnevaux.

Die petrographische Analyse bringt Unterschiede für die einzelnen Glieder. Darin zeigt sich u. a. der Einfluß verschiedener Lieferbereiche. Doch sollte man bei knapp 30 derartigen Analysen weniger von einer Bestätigung sprechen als vielmehr davon, daß diese (m. E. überstrapazierten) Daten dem sehr schönen morphologisch und feldpedologischen Befund nicht entgegenstehen.

Erhebliche Bedeutung kommt im Heidelberger Geographischen Institut den vor allem von METZGER entwickelten physikalisch-chemischen Methoden zur relativen Datierung von Paläoböden zu. Einerseits wurde in der Zwischenzeit die methodische Seite weiter ausgebaut, andererseits bemüht sich KUHNE um eine differenziertere Bewertung solcher Daten. So werden Messungen von Steighöhen einer Flüssigkeit im Bodenmaterial, der Adsorption, der Streureflexien bestimmter Fraktionen, die Bodenchromatographie und dazu einige konventionelle pedologische Angaben gebracht. Immerhin deutet der zunehmende Datenfall an, daß diese z. T. nur schwer durchschaubaren Analysen — auch bei eventueller positiver Bewertung — nicht das bringen, was ursprünglich erhofft worden war. Zur methodischen Seite dieses Vorhabens wurde zudem bei anderer Gelegenheit schon Kritisches gesagt. Und es bleibt deshalb nur übrig auf eine weitere Gefahr im Bereich der erdhistorisch orientierten Geowissenschaften zu verweisen: Was im Gelände falsch gemacht wird, kann durch Laboratoriumsuntersuchungen nicht korrigiert werden.

K. Brunnacker, Köln.

KING, Lorenz: **Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes.** — Basler Beiträge zur Geographie, H. **18**, Komm.-Verlag Helbling & Lichtenhahn, Basel 1974.

Im Gebiet des Sustenpasses (Berner Oberland - Uri) konnte L. KING (1974) aufgrund morphologischer, bodenkundlicher und lichenometrischer Untersuchungen sowie von Pollenanalysen und ^{14}C-Daten in gletschernahen Mooren im Bereich der Waldgrenze die postglaziale Gletscher- und Vegetationsgeschichte aufdecken.

Als ältestes Mindest-Alter erhielt KING im Vorfeld des Stein/Steinlimi-Gletschers, nur rund 500 m außerhalb der äußersten frührezenten Stände, bereits ein ^{14}C-Datum von 7250 v. Chr., was sich auch mit den Pollenspektren deckt, die er noch bis 35 cm tiefer hinab gewinnen konnte und deren *Corylus*-Anteile ebenfalls für Präboreal sprechen. Andererseits liegen die Moränen des nächstälteren Stadiums, die sich im hinteren Gadmertal mit denen des von NE zustoßenden Wenden-Gletschers verbinden lassen, über 3 km talauswärts.

Im Tal des Steinwassers folgen dann zwei kurzfristige Stände, die ins Präboreal fallen. Die beiden nächsten Wälle sind ins ältere Boreal bzw. ins Ältere Atlantikum zu stellen. Sie liegen nur 400 m bzw. 120 m außerhalb der frührezenten Stände; der äußerste wurde um 1600 abgelagert. Im Jüngeren Atlantikum, im eigentlichen Klimaoptimum, und im Subboreal verblieben die Eiszungen in den Hochlagen. Die Waldgrenze dürfte bis gegen 2000 m angestiegen sein.

Aufgrund von ^{14}C-Daten erfolgte im obersten Gadmertal die Einwanderung von *Corylus* um 7250, von *Abies* um 4430 und von *Picea* um 2900 v. Chr.

Eine Kühlphase mit einem bedeutenden Gletschervorstoß ist zwischen 1090 und 870 v. Chr. belegt. Dann folgen die historischen Vorstöße: zwischen 300 und 600, im 12., 17., 18. und 19. Jahrhundert, die alle recht ähnliche Höchststände erreicht haben.

Auch im Vorfeld des von S ins Gadmertal mündenden Trift-Gletschers konnte KING die ebenfalls von H. KINZL (1932) durchgeführten Untersuchungen präzisieren und ergänzen.

Eine Pollenbohrung außerhalb der frührezenten und stark überwachsenen holozänen Moränen reicht bis ins Ältere Atlantikum zurück. Ein auffälliger Nichtbaumpollen-Gipfel schließt Wald aus. Möglicherweise reichte damals der Rand des Trift-Gletschers bis an die nur 40 m weit entfernte Moräne.

Auf der E-Seite des Sustenpasses, im obersten Meiental, liegen Moränen zweier Vorstöße eines noch vereinigten Sustli-Stössen-Gletschers unterhalb der Paßstraße auf 1750—1850 m. An der Basis einer vermoorten Stelle des Zungenbeckens erbrachte *Pinus*-Holz ein Alter von 4540 v. Chr., ein basales Pollenspektrum *Pinus* mit Eichenmischwald-Vertretern, so daß die abdämmende Moräne spätestens im Älteren Atlantikum abgelagert worden sein muß.

Die Arbeit ist recht gründlich, sorgfältig geschrieben und von instruktiven Fotos, von je einer morphologischen Skizze des Vorfeldes von Stein- und Trift-Gletscher und von 3 Pollendiagrammen begleitet. Die Ergebnisse stehen mit den von S. Bortenschlager und G. Patzelt im Tirol in Einklang und präzisieren die kürzlich von H. J. Müller, H. Kleiber und Ch. Heitz in Graubünden gefundenen.

R. Hantke, Zürich.

Overbeck, Fritz: **„Botanisch-geologische Moorkunde** unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. — 719 S. (Format 20 mal 30 cm), 263 Abb., 38 Tab., Karl Wacholtz-Verlag, Neumünster 1975.

Die von allen Freunden des Moores seit langem erwartete „Moorkunde" von Overbeck ist da! Es überrascht nicht, daß der Autor, der sein ganzes Leben lang mit den Mooren wissenschaftlich und nebenbei auch künstlerisch verbunden war, aus einem Wissens- und Erfahrungsschatz schöpft, der zu einer solchen Synopsis geradezu prädestiniert. Das Buch beginnt mit einer geschichtlichen Darstellung der Moorkunde und etymologischen Abhandlungen über die Worte „Moor" und „Torf". Dieses Interesse des Autors an historischen Zusammenhängen leuchtet durch das ganze ansonsten naturwissenschaftlich eingestellte Buch und vermittelt dem Leser Aspekte, die er in der Moorliteratur sonst nicht finden wird.

Die folgenden Kapitel über Bildung und Eigenschaften der Torfarten illustriert Overbeck durch hervorragende Fotos von Torf und Pflanzenresten im Torf. Sachgebiete, die nicht zum eigentlichen Anliegen des Buches gehören, wie die Nutzbarkeit der verschiedenen Torfarten, die Chemie der Torfe u. a. werden in kurzen Kapiteln wenigstens in ihren Zusammenhängen betrachtet. Breiten Raum nehmen Fragen der Moorbildung in Abhängigkeit von Klima und Geologie und die sich daraus ergebende regionale Gliederung sowie vegetationskundliche Untersuchungen an Mooren ein.

Auf 200 Seiten umreißt Overbeck die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte Nordwestdeutschlands. Dieser Teil wird insbesondere die Quartärforscher deshalb anziehen, weil hier gewissermaßen die Fortsetzung der „Waldgeschichte Mitteleuropas" von Franz Firbas zu finden ist, dem das Buch auch gewidmet ist. Die letzten 100 Seiten des Werkes befassen sich mit der Stratigraphie der nordwestdeutschen Moore. Mit einem Schriftenverzeichnis von über 1200 Zitaten ist Overbecks Buch für jeden Studierenden, in seiner klaren und verständlichen Sprache aber auch für den interessierten Laien, eine wahre Fundgrube.

Es fällt schwer, an Overbecks Buch, das seinem reichen Inhalt nach üblicherweise den Schweiß eines Dutzend Fachleute gekostet hätte, etwas auszusetzen. Vielleicht, daß notgedrungen die Veröffentlichungen und Ansichten der letzten 5 bis 6 Jahre nur noch unvollständig eingearbeitet werden konnten. Dennoch darf man prophezeien, daß „Der Overbeck" für lange Zeit, wenn nicht überhaupt, das Standardwerk der botanisch-geologischen Moorkunde sein wird.

Schlägt man das gewichtige Buch auf, so überrascht die gediegene Aufmachung, die erstklassigen Reproduktionen, der absolut fehlerfreie Satz, ein Sinn für Schönheit, der dem heute unter finanzieller Einengung stehenden Fachschrifttum sonst leider meist abgewöhnt wurde. Freilich muß man dafür bezahlen. Und so werden nicht wenige mit sich ringen müssen, ob sie die dreihundertsechzig Mark ausgeben wollen. Der Preis ist das einzige, was der Rezensent an diesem Buch bedauert. Man hätte „Dem Overbeck" durch einen erschwinglicheren Preis eine weitere Verbreitung gegönnt.

Deshalb dringende Empfehlung: Lassen Sie sich das Buch von Ihrer liebevollen Frau zum nächsten Weihnachtsfest schenken!

H. Schneekloth, Hannover.

Hesemann, J.: **Geologie Nordrhein-Westfalens.** — Bochumer geograph. Arb., Sonderreihe Bd. **2**, 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf., Ferdinand Schöningh, Paderborn 1975.

Wieder hat ein deutscher Kleinstaat seine Geologie in Buchform erhalten. Es ist dem Verfasser aber gelungen, das, was sich an die von Menschen gesetzten Grenzen halten mußte, in die größeren

regionalgeologischen Zusammenhänge zu stellen. Die große Menge des geologischen Stoffes ist nach erdgeschichtlichen, d. h. stratigraphischen Gesichtspunkten geordnet. Hinzu kommt — mehr ergänzend — kürzere Abschnitte „Tektonik", „Intra- und extratellurische Minerale und Gesteine" und „Geologische Naturdenkmäler, Museen und Großaufschlüsse". Die Gliederung ist somit sehr klar und erleichtert das Nachschlagen.

Viele übersichtliche Tabellen, Profile, paläogeographische und strukturgeologische Kärtchen und zahlreiche andere Zeichnungen sowie ausreichende Literaturverzeichnisse und Zitate begleiten den Text. Die Ausstattung an Photo-Abbildungen von Aufschlüssen, Fossilien, Mineralen und Gesteinen kann man fast schon als aufwendig bezeichnen. Insgesamt spürt man, daß es das Werk eines Mannes ist, bei dem über viele Jahre hin alle Fäden der geologischen Erforschung Nordrhein-Westfalens zusammengelaufen sind, und eines ist sicher: Das Buch füllt eine große Lücke in der zusammenfassenden Literatur zur Geologie Deutschlands. Viele geologisch und landeskundlich interessierte Menschen haben ein solches Buch schon lange erwartet und werden sich sehr darüber freuen.

Wenden wir uns den Dingen zu, die zu vermerken wohl keinem Rezensenten Freude bereiten. Druckfehlerteufel müssen mit Begeisterung ihr Unwesen getrieben haben. Zahlreich sind verstümmelte Fossilnamen (wie *Ceratobilimina, Spiroplactammina, Masticia),* aber auch deutsche Worte sind betroffen: Eisenvorstoß statt Eisvorstoß, Walmuß statt Walnuß usw. In einer Tabelle haben sich sogar das Carixium und das Domerium durcheinandergewirbelt.

Daß am Inhalt selber sich Kritik entzündet, das kann bei einem Buch nicht ausbleiben, das eine solche Fülle von Ergebnissen und Befunden bewältigen und ordnen muß. Der Verfasser war sich dessen bewußt, wenn er schreibt: „Wenn trotzdem Irrtümer und Lücken verblieben sind, so mögen Kritiker sie ausschlachten, damit das Wort wahr werde, daß Fehler manchmal lehrreicher als Binsenwahrheiten sein." Es ist vor allem die Frage zu stellen, warum der Autor so sehr an den aus älteren Werken entnommenen und somit nicht mehr ganz zutreffenden paläogeographischen Kärtchen hängt? Bei seiner großen Kenntnis und Einsicht wäre es doch wohl ein leichtes gewesen, selber den jetzigen Wissensstand darzustellen oder die alten Kärtchen der anderen Autoren zu ergänzen. Dann sind einige nicht miteinander in Harmonie gebrachte Aussagen zu bemängeln. So erscheint *Microtus* als neu auf Seite 343 am Ende des Villafranc, 14 Zeilen weiter jedoch am Ende der Cromer-Warmzeit. Meerestiere werden unter „terrestrische interglaziale Molluskenfauna" aufgeführt *(„Naticina proxima, Buccineum undatum, Margarites groenlandica"* usw.), obwohl dann noch eine Ausscheidung „Marin:" folgt. Einunddieselben Arten werden unter verschiedenen Namen gebracht *(Cyprina islandica / Arctica islandica; Chlamys hoeninghausi / Pecten hoeninghausi; Pupa muscorum / Pupilla muscorum).* Überhaupt erleidet der Autor bei zoologischen und botanischen Dingen manches Mißgeschick; einige Beispiele: *„Zyglodon borsoni, Desmana vehringi* (Rüsselmaus), *Dicerorhinus meridionalis* (Südelefant), *Caprea* (Ziege), *Thuja* (Hemlock-Tanne), *Taxodium* (Zypresse), *Limnaea borealis."*

Dem Quartär widmet Hesemann 20 % des Textes: 62 Seiten für die Eiszeit, 23 für das Holozän. Auch wer den Autor nicht persönlich kennt, nicht seine feinen Quartär-Arbeiten, wird daraus entnehmen können, wie sehr sein Herz für das Quartär schlägt. In diesem Buchabschnitt finden sich viele wichtige Befunde, Gedanken und Übersichten, besonders für die Sachgebiete, in denen der Autor zu den besten Fachkennern gehört (glaziäre Bildungen, Geschiebeführung besonders des Drenthe-Glazials, Inlanddünen-Fragen usw.). Andere Ausführungen erscheinen dagegen gelegentlich recht eigenwillig oder sind gar quartärphilosophische Betrachtungen. Die Gedankengänge ziehen weite Kreise: Verständnis der Eiszeiten allgemein, Fragen der Periodik, Zyklik (Zyklizität von 40 000 Jahren, also 75 Mal Schwankung von Warm zu Kalt in 3 Mio Jahren!), die Begriffe Interglazial und Interstadial, das Aufkommen des Menschen, Futurologie aus geologischer Sicht und manch allgemeine Dinge mehr.

Mancherlei wird nicht bei allen Fachkollegen auf Zustimmung stoßen, vielleicht sogar nur Unverständnis finden, wenn z. B. Göttweig, Frimmersdorfer Boden, Hengelo und Denekamp in den gleichen Topf eines „Großen Interstadials" (48 000—28 000 Jahre) geworfen werden, wenn eine Ohe-Warmzeit der Holstein-Warmzeit entgegengestellt, wenn die Knochenkiese der Lippe ins Eem gepackt werden, Löwe, Panther, Hyäne und *Eulota fruticum* wärmeliebend sein sollen und schließlich Meinungen wie diese: Am Ende der Eem-Zeit seien nicht mehr vorhanden *„Bos primigenius* (Ochse), *Saiga tatarica* (Antilope)", neu dagegen *Coelodonta antiquitatis* und *Mammontheus primigenius,* oder: die Haubenlerche sei bei uns aus dem NO eingewandert.

Bei den vorgeschichtlichen Beiträgen läßt manches stutzen. Warum die Wiedergabe der allbekannten Artefakt-Bilder aus Grahmann 1952, also aus Marokko, St. Acheul und Markkleeberg? Gibt es nicht genug schöne und bedeutsame Paläolithfunde in Westfalen und am Rhein und prächtige Zeichnungen dazu? Allein die Werke von Adrian, Günther und Bosinski hätten genug Vorlagen geboten, aber z. T. werden diese Arbeiten nicht einmal angeführt. Noch immer gibt es für den Verfasser eine Kirchberger Stufe, beginnt der Mensch sich in der Ertebölle-Kultur dem Ackerbau und der Töpferei zuzuwenden, obwohl woanders wiederum von einer Überfremdung durch

vorderasiatische Bauernvölker geschrieben wird. War die Urnenfelder-Kultur wirklich von Kelten und Illyrern getragen? War die Bronzezeit wirklich so friedfertig? Haben die Becher-Kulturen tatsächlich Beilklingen aus Rengeweih gehabt, und konnte die Lausitzer Kultur mit den Schnurkeramikern und Trichterbecher-Leuten zusammentreffen, wie im Buch scheinbar angenommen wird?

All die hier geäußerte Kritik kann aber nicht den Wunsch schmälern: Möge das Buch eine weite Verbreitung erlangen und vor allem bei den Lehrern wirken, die Erdkunde-Unterricht geben. Man wird übrigens das Buch noch mehr zu würdigen wissen, wenn man sich bewußt macht, wie lange es noch dauern wird, bis für Niedersachsen und Hessen ein ähnliches Werk vorliegt, bis sich in jenen Ländern jemand an eine solche Aufgabe wagt. R. Huckriede, Marburg.

Butzer, Karl W. & Isaac, Glynn Ll. (Hrsg.): **After the Australalopithecines. Stratigraphyy, Ecology, and Culture Change in the Middle Pleistocene.** — XV + 911 S., zahlr. Abb. u. Tab., Mouton Publishers, Den Haag u. Paris 1975.

Symposiums-Bücher nimmt man meist mit Skepsis in die Hand. Wie oft zeigt sich, daß in ihnen recht ungleichwertige und keineswegs immer originelle Aufsätze zusammengezwungen sind und sie insgesamt nicht das abdecken, was der Buchtitel verspricht. Schon beim ersten Durchblättern dieses Mouton-Buches weiß man jedoch, daß sich in ihm wirklich ein verlockender und wichtiger Aufsatz an den anderen reiht. Unter den Autoren findet man dem Quartärforscher wohlbekannte Namen mit gutem Ruf. Sowohl in sachlicher als auch in regionaler Hinsicht ist das Spektrum des Behandelten weit und man erkennt das Bestreben, alles für das Mittelpleistozän Wesentliche zu erfassen, wobei vielleicht der eine oder andere Leser vermerken wird, das glaziäre Geschehen des Mittelpleistozäns sei etwas zu kurz gekommen.

Hervorgegangen ist das Werk aus einem von der Wenner-Gren-Foundation for Anthropological Research geförderten Symposium „Stratigraphy and patterns of cultural change in the Middle Pleistocene", zu dem im Jahre 1973 zwanzig Erdwissenschaftler, Paläobiologen und Paläoanthropologen nach Burg Wartenstein (Niederösterreich) eingeladen waren. Shackleton berichtet über die stratigraphische Ausdeutung von Tiefseekernen, Butzer über pleistozäne Litoralsediment-Zyklen des Mittelmeer-Beckens. Eine Zusammenschau all dessen, was man im vulkanischen Massiv Central über die frühesten pleistozänen Säugerfaunen, den Florenwechsel und die Klimaentwicklung weiß, und wie all dieses zu den paläomagnetischen Ergebnissen und absoluten Datierungen steht, gibt Pierre Bout. Die deutschen Quartärforscher werden sie sehr zu schätzen wissen.

Kukla versucht nach unserem heutigen Wissen eine Gesamtschau des mitteleuropäischen Quartärs, bei der sowohl die Lösse, die Paläoböden, die Molluskenfaunen, Terrassen, Zyklus-Vorstellungen, absolute Daten, Paläomagnetik und die Tiefseekerne-Ergebnisse kombiniert werden. Für die Brunhes-Zeit sieht er die Möglichkeit, zu einer Übereinstimmung zwischen Löß-Folgen und den Tiefseekern-Befunden zu kommen (8 Glaziale!). Auf die letzten 1,6 Mio. Jahre käme ein 17maliger Wechsel von Glazial zu Interglazial. Die simple Unterteilung des Mittel- und Spätpleistozäns in die drei klassischen Interglaziale und vier Glaziale sei falsch. Die Verwirrung in der Pleistozän-Stratigraphie habe heute einen solchen Umfang angenommen, daß man raten müsse, die klassische Terminologie bei interregionalen Zuordnungen so schnell wie möglich aufzugeben. Spätere globale stratigraphische Unterteilungen müßten aus kontinulierlichen Profilen gewonnen werden. Die eigenen stratigraphischen Vorstellungen hält er noch weit davon entfernt, perfekt zu sein. Der Aufsatz bietet gute Kurzfassungen über die Stratigraphie und den Fauneninhalt ausgewählter wichtiger Quartär-Lokalitäten, insbesondere solcher in Niederösterreich, Böhmen und Mähren. Mühselig ist es jedoch allerdings, die im Druck zu klein geratenen inhaltsvollen Profilsäulen zu lesen.

Karl Brunnacker gibt eine Übersicht über das Mittelpleistozän des Rhein-Einzugsgebietes, Bruce G. Gladfelter behandelt die mittelpleistozänen Sedimente von East Anglia und beschreibt die Typ-Lokalität Hoxne, Clacton-on-Sea (Hoxnian) und die Themse-Terrasse von Swanscombe. Den nordwest- und mitteleuropäischen Interglazialen (Mittelpleistozän bis Eem), ihren Zuordnungen, ihrer Dauer und paläobotanischen Charakteristik widmet sich Charles Turner.

H. D. Kahlke stellt die Großsäugerfaunen des mittelpleistozänen kontinentalen Europas zusammen, behandelt ihre Abfolge und die Probleme der stratigraphischen Parallelisierung mit verschiedenen asiatischen Gebieten. Die Kleinsäuger-Faunen, die sich immer größerer Beachtung für die Gliederung des Quartärs erfreuen und das wirklich sehr verdienen, beschreibt und ordnet Dénes Jánossy für den Zeitabschnitt Biharium bis Würm. Der Faunenentwicklung Afrikas und Eurasiens gilt der umfangreiche Aufsatz von Vincent J. Maglio. Mit den Säuger-Faunen und Fossilen Hominiden des Maghreb befaßt sich Jean Jacques Jaeger, und damit ist der Reigen von Aufsätzen eröffnet, worin es um die mittelpleistozänen Menschen, ihre Kulturen und ihre Beziehungen zur Umwelt geht: H. J. Deacon (Acheul im südlichen Afrika), Ofer Bar-Yosef (Mittelpleistozän Palästinas), J. Desmond Clark (Vergleich des Spätacheuls von Afrika mit dem des

Vorderen Orients) und L. G. FREEMAN (Acheul-Stationen und Stratigraphie in Iberien und im Maghreb).

Die Olduvai-Abfolge besitzt nach den vorliegenden absoluten Datierungen (Schicht I = 1,89 Mio. Jahre) die längsten bekannten Fundreihen von Steingeräten und Hominiden-Resten, nämlich über 1,5 Mio. Jahre. Das früheste Acheul daselbst wird auf 1,2 Mio. Jahre geschätzt. Kein Wunder, daß alle an der Menschheitsgeschichte interessierte Menschen fasziniert auf diese Lokalität blicken (und auf die Profile Ostafrikas, wo sich gar der Mensch schon vor mehr als 2,4 Mio. Jahre kundtut). Leute, die sich mit den ältesten Geräten Europas und Vorderasiens befassen, haben hierbei mancherlei zu durchdenken. Mary Douglas LEAKEYS Aufsatz über Schichtenfolge und Kultur-Entwicklung in der Olduvai-Schlucht wie auch der Aufsatz von Glynn Llwelyn ISAAC über die ostafrikanische Stratigraphie und Kulturen im mittleren Abschnitt des Pleistozäns sowie die Gesamtschau über die mittelpleistozänen Hominiden von D. R. PILBEAM liest man deshalb mit großer Anteilnahme. Gut, daß man im Buch gleich einen Vergleich mit der ältesten Kulturentwicklung im klimatisch nicht so ungünstigen Frankreich ziehen kann (Henry de LUMLEY), die im Oberen Villafranchium (*Allophaiomys*- Fauna von Le Vallonet, geschätzt auf 0,9—0,95 Mio. Jahre, und Grâce bei Amiens) beginnt. Der Aufsatz behandelt z. B. Abbeville, die Escale-Höhle, Terra Amata, die Höhlen von Montmaurin und La Nauterie, die Grotte du Lazaret und schließlich La Caune de l'Arago, wozu Tayac- und Geröllgeräte, Faustkeile und auf Phototafeln die Präneanderthaler-Schädel- und Mandibel-Reste abgebildet werden.

Zum Schluß des Buches werden Ergebnisse und Probleme der behandelten Fragenkreise noch einmal von den beiden Herausgebern zusammengefaßt. Als Anhang sind hinzugefügt „Correlation Charts", die während des Symposiums erarbeitet worden sind, und eine Empfehlung über die Begrenzung des Mittelpleistozäns: Brunhes/Matuyama-Grenze bis Beginn der Transgression des Letzten Interglazials. Eigentlich unnötig zu betonen: Die Literaturverzeichnisse bei den Aufsätzen sind wahre Fundgruben! R. Huckriede, Marburg.

HESEMANN, Julius: **Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen.** 267 Seiten, 44 Abbildungen, 29 Tabellen, 8 Farbtafeln und 1 Tafel im Anhang. Vertrieb: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1975.

Die Sammlung von Geschieben und die Geschiebeforschung haben eine 200 Jahre alte Tradition. An der Bestimmung der Geschiebe und Auswertung der wissenschaftlichen Ergebnisse hat die deutsche Forschung einen beachtlichen Anteil. Es waren vor allem Angehörige der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, die sich mit den Zeugen der nordischen Vereisungen beschäftigten. Die beiden Geologen J. KORN und J. HESEMANN leisteten durch ihre Publikationen in den 20er und 30er Jahren wichtige Beiträge zur Geschiebeforschung, die auch seit Kriegsende von zahlreichen geologischen Institutionen, Geowissenschaftlern und Sammlern betrieben wird. Mit der Herausgabe des Buches von J. HESEMANN durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen wird die Tradition der weltweit bekannten Preußischen Geologischen Landesanstalt fortgesetzt und der Geschiebeforschung ein Werk zur Verfügung gestellt, das zu ihrer Förderung beiträgt. Denn es fehlt — wie der Autor im Vorwort erwähnt — „an einer zeitgemäßen Beschreibung der kristallinen Geschiebe".

Nach Ausführungen über die Geschichte der Geschiebeforschung und deren Bedeutung für Wissenschaft und Praxis folgen kurze Erläuterungen zur Bestimmung von Leitgeschieben. Um Leitgeschiebe bestimmen zu können, ist die Kenntnis der geologischen Geschichte ihrer Herkunftsgebiete notwendig. Diese liegen im Baltischen Schild. Anhand einer Kartenskizze und einer Tabelle werden daher die geologisch-tektonischen Einheiten des Baltischen Schildes und das Alter der Gesteine erläutert.

In dem Hauptteil des Buches, der über 200 Seiten umfaßt, werden die charakteristischen Gesteine von Schweden, Finnland, Dänemark und Norwegen beschrieben, und zwar in 7 Abschnitten: Granite, unterteilt in Svecofennische (ältere Gneis-)Granite, Gotidische (jüngere Gneis-)Granite und Rapakiwi; Syenite, Andesit, Diorit und Helsinkit; Porphyrite und Syenitporphyre; Porphyre, Granitporphyre und Lamprophyr; Basalte, Diabase und Tuffe; Metamorphite; Eruptivgesteine des Oslo-Gebietes.

Hinter dieser Einteilung verbirgt sich eine Vielfalt von Gesteinen. So werden z. B. 76 Granite (davon 18 Rapakiwi), 27 Porphyre und Granitporphyre sowie 31 Basalte, Diabase und Tuffe unterschieden. Insgesamt umfaßt die Beschreibung 170 charakteristische Gesteine, die als Geschiebe vorkommen. Die Erläuterung bezieht sich auf die Geologie des Herkunftsgebiets, den Habitus des Gesteins, die Petrographie mit detaillierten Angaben über die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen und die Gesteinsgenese. Selbstverständlich erfährt man auch jeweils die Namen der Fundorte von Geschieben.

Bei der Bestimmung der Leitgeschiebe werden neben spezifischen Merkmalen die mineralogische und chemische Zusammensetzung, die Entstehung und Verbreitung sowie das wahrscheinliche Alter herangezogen. Als ein wertvolles Hilfsmittel dürften sich die zahlreichen tabellarischen Bestimmungsschlüssel der Gesteinsfamilien und der Gesteine einzelner geologischer Einheiten und Landschaften der Herkunftsgebiete erweisen. Schwarzweißfotos im Text und 8 Tafeln mit farbigen Abbildungen von 64 kristallinen Gesteinen erleichtern die Bestimmung der Geschiebe.

Im letzten Abschnitt weist der Verfasser auf die „Dezimierung des Geschiebebestandes durch den Menschen" hin, der Millionen m^3 Geschiebe unterschiedlicher Größe vor allem für den Straßenbau verwendet hat. Man trifft daher nur in wenigen Gebieten, so z. B. in den Wäldern und an den Oberläufen von Bächen zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser, noch die ursprünglichen Verhältnisse an. Hier beträgt die „Belegungsdichte" der Findlinge mit mindestens 40 cm Durchmesser durchschnittlich 860 (maximal 2390) Blöcke/km^2. In dem übrigen Gelände werden nur etwa 10 Blöcke pro km^2 gezählt.

Die Auswertung der Geschiebe als „geologische Indizes", worauf ebenfalls kurz eingegangen wird, erfolgte besonders seit den 30er Jahren nach verschiedenen Methoden. Die Untersuchungen führten u. a. zu Ergebnissen über die Ausbreitung des Inlandeises, die Beschaffenheit des Untergrundes (z. B. der Ostsee), die Abgrenzung von Grundmoränen und die Datierung vorgeschichtlicher Funde. Die Geschiebe werden daher auch künftig bei Forschungen im nordeuropäischen Vereisungsgebiet als wichtige erdgeschichtliche Zeugen Verwendung finden. Hierbei wird das aufgrund jahrzehntelanger Erfahrung, umfangreicher geologisch-petrographischer Kenntnisse geschriebene Buch für viele Jahre unentbehrlich sein. E. Schönhals, Gießen.

Pape, Hansgeorg: **Leitfaden zur Gesteinsbestimmung** mit Tabelle zur Bestimmung der wichtigsten Gesteine nach einem Schlüssel mit mehrfachen Verzweigungen. 152 Seiten, 65 Abbildungen und 9 Tabellen; 3. stark erweiterte Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1975.

Im Mittelpunkt dieses Taschenbuches stehen die in Form eines Schlüssels aufgebauten Bestimmungstabellen, die es ermöglichen, die wichtigsten Minerale und Gesteine aufgrund einfacher Merkmale zu identifizieren. Dieses ursprünglich als Praktikumsbuch für Studenten konzipierte Skriptum wurde in der dritten Auflage wesentlich erweitert, und zwar durch die Berücksichtigung der Gesteinssystematik und der geochemischen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen, was mit Hilfe graphischer Darstellung erreicht wird. Für die Darstellung des Modalbestandes der einzelnen Gesteine werden statt der üblichen Dreieckdiagramme Tetraeder herangezogen. Auf diese Weise können auf einen Blick die quantitativen Verhältnisse zwischen 4 Komponenten bzw. Komponenten-Gruppen erfaßt werden.

Naturgemäß konzentriert sich das Interesse des Quartärgeologen und des Bodenkundlers insbesondere auf die Lockersedimente. Ihre Genese und Zusammensetzung wird mit Hilfe mehrerer Abbildungen verständlich gemacht.

In einigen Punkten zeigen sich jedoch wiederum jene Schwierigkeiten, die sich (im Spannungsfeld) zwischen der genetischen und der deskriptiven Ansprache der Sedimentgesteine auftun. So benutzt der Autor die Bezeichnung Grus (S. 119) u. a. für „körnige" Komponenten mit der Korngröße unter 2 mm. Dies steht im Gegensatz zu der sowohl in der Sedimentpetrographie als auch in der Bodenkunde üblichen Korngrößenklassifikation. Einige Fehler finden sich auch bei der graphischen Darstellung der Korngrößenklassen (S. 35): Aus mathematischen Gründen beginnt die logarithmische Skala nicht mit 0, und die Bezeichnung der Tonfraktion als Fraktion $< 2\ \mu$ ist richtiger als 0—2 μ. Das sind jedoch keine schwerwiegenden Beanstandungen. Als Ganzes stellt der Leitfaden zur Gesteinsbestimmung ein wertvolles Hilfsmittel dar, auf das man wegen der anschaulichen und konzentrierten Darstellung des schwierigen Stoffes gerne zurückgreifen wird.

Th. J. Poetsch, Gießen.

Vogt, T.: **Comptes-rendus du Colloque "Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale".** 146 S. mit zahlreichen Figuren. Strasbourg 1975. Preis: 25 F. Zu beziehen von Madame Théa Vogt, N. E. R. de Géographie — 43, rue Goethe — 67000 Strasbourg (France).

Vom 9.—11. Januar 1975 trafen sich am Geographischen Institut der Louis Pasteur-Universität in Straßburg mehr als 70 Wissenschaftler aus Frankreich, einigen anderen europäischen Staaten und aus Mittelmeer-Ländern sowie aus Nord- und Südamerika zu einem Kolloquium, das der Erforschung der Kalkkrusten gewidmet war. Der Band, ganz überwiegend in französischer Sprache abgefaßt, enthält 29 Arbeiten mit den vorgetragenen Ergebnissen. Die Aufsätze sind in folgende 4 Gruppen unterteilt: Aufbau und Petrographie (8), Mikromorphologie und Bodenkunde (6), Entstehung und Bildungsprozesse (10) und Verbreitung (5).

Wie aus dem Vorwort der Herausgeberin hervorgeht, sollte das Kolloquium zu nachstehenden Punkten neue Beobachtungen und Erkenntnisse vermitteln: Definition des Begriffes Kalkkruste ("croûte calcaire"), Definition der Bildungsfaktoren, klimatische Bedeutung der Kalkkrusten und Entstehung der Kalkkrusten. Hierzu wird ein umfangreiches Beobachtungs- und Untersuchungsmaterial vorgelegt, anhand dessen man sich über den neuesten Stand der Kalkkrusten-Forschung informieren kann. Die Arbeiten lassen erkennen, daß die Kalkkrusten eine große Bedeutung erlangt haben, insbesondere für die Geomorphologie, die Stratigraphie tertiärer und quartärer Bildungen, die Paläopedologie und Paläoklimatologie.

Dem Band ist eine Bibliographie mit annähernd 300 Schrifttumsangaben beigefügt, die ganz überwiegend Veröffentlichungen der letzten 15 Jahre enthält. E. Schönhals, Gießen.

Suggate, R. P. & Cresswell, M. M. (Editors): **Quaternary Studies.** Selected Papers from IX INQUA Congress Christchurch, New Zealand 2—10 December 1973. — The Royal Society of New Zealand, Bulletin **13**, Wellington, New Zealand 1975.

Die Herausgabe des 320 Seiten starken Buches im Format 21 x 30 cm geht auf einen Beschluß des Neuseeländischen National-Komitees für Quartärforschung zurück. Der Druck wurde durch finanzielle Zuwendungen der Royal Society of New Zealand und der UNESCO ermöglicht.

Der Band enthält auf den ersten 52 Seiten die bei der Eröffnung des Kongresses und in der ersten Plenarsitzung gehaltenen 4 Hauptreferate (Themen s. INQUA-Bericht von E. Schönhals in Eiszeitalter u. Gegenwart Band 25. S. 223—225). Es folgen dann 37 ausgewählte Arbeiten; das sind etwa 13 % der in den wissenschaftlichen Sitzungen und Symposien gehaltenen Vorträge. Eine auch nur kurze Besprechung des Inhalts ist an dieser Stelle nicht möglich. Von einigen Arbeiten, die die Quartärforschung in Europa betreffen, seien jedoch die Titel angeführt:

Carraro, F.; F. Medioli; F. Petrucci: Geomorphological Study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy. Coope, G. R.: Mid-Weichselian Climatic Changes in Western Europe, Re-Interpreted from Coleopteran Assemblages. Dreimanis, A.; A. Rankas: Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and their Equivalents Represent an Interglacial or an Interstadial Complex in the Northern Hemisphere? Fink, J.; L. Piffl: The Danube from Krems to Vienna. Gladfelter, Bruce, G.; R. Singer: Implications of East Anglian Glacial Stratigraphy for the British Lower Palaeolithic. Löffler, H.: The Onset of Meromictic Conditions in Alpine Lakes. Šibrava, V.; A. Kočí: New Results of Correlation Studies of European Quaternary. Ters, Mireille: Variation in Sea Level on the French Atlantic Coast Over the Last 10.000 years.

Der mit Diagrammen, Karten und Fotos (z. T. in Farbe) hervorragend ausgestattete Band läßt nicht nur den Umfang der Beteiligung der verschiedensten naturwissenschaftlichen Fachgebiete an der Quartärforschung erkennen, sondern er gibt auch Aufschluß über neue Untersuchungsmethoden und Ergebnisse, vor allem der absoluten Chronologie. E. Schönhals, Gießen.

Aeppli, H. & Schönhals, E.: **Die Böden des Beckens von Puebla-Tlaxcala. Untersuchungen zu ihrer Genese und Klassifikation.** Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Hrsg. W. Lauer), Band VIII, 153 Seiten mit 27 Abbildungen im Text, 8 Tafeln, 51 Tabellen und einer Bodenkarte 1 : 100 000. Franz Steiner Verlag GmbH Wiesbaden, Wiesbaden 1975.

Im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft erschienen bisher die Bände I—VII; der vorliegende Band VIII enthält eine bodenkundliche Untersuchung des Beckens von Puebla-Tlaxcala mit einer Bodenkarte i. M. 1 : 100 000. Um die Ergebnisse möglichst vielen mexikanischen Institutionen aus Wissenschaft und Praxis zugänglich zu machen, ist die Abhandlung übersetzt worden. Aber alle wichtigen Ergebnisse und das Kapitel über die Verbreitung der Böden sowie die Bildunterschriften und die Legende der Bodenkarte sind zweisprachig abgefaßt (Spanisch und Deutsch).

Bei der Aufnahme der Bodenkarte, die in den Winterhalbjahren 1970/71 und 1971/72 von H. Aeppli unter der Leitung von E. Schönhals durchgeführt wurde, sind 45 Kartiereinheiten ausgegrenzt worden. Die Kartierung war begleitet von umfangreichen Laboruntersuchungen. Die Kartiereinheiten zeigen auf: genetisch-bodentypologische Kategorie, Ausgangsmaterial, Textur, Eigenschaften, Nutzung, Verbreitung. Als Leitlinie für die Kennzeichnung der bodentypologischen Kategorien diente die FAO-Legende der neuen Weltbodenkarte 1 : 5 Mio., was im Hinblick auf weltweite bodenkundliche Arbeiten sehr zweckmäßig ist. Für die Ausgrenzung der Kartiereinheiten wurde neben der Feldarbeit auch das Luftbild verwendet, das in solchen Landschaften sehr zweckdienlich ist. Wissenschaftlich korrekt erklären die Verfasser, welcher Genauigkeitsgrad bei der Ausgrenzung der Kartiereinheiten durch die gegebenen Schwierigkeiten erzielt werden konnte. Die

Kartiereinheiten sind einzeln charakterisiert, wobei den wissenschaftlichen und praktisch (Nutzung) wichtigsten der meiste Raum gewidmet wird. Für den Bodenkundler sind vor allem die Barroböden aus vulkanischen Tuffen und ihre Varianten sowie der daraus durch Erosion entstehende Tepetate, ferner die äolischen Deckschichten aus vorwiegend Vulkanaschen, die fast alle Böden (nicht die Fluvisole und Gleysole) mit einer verschiedenen Mächtigkeit überdecken, interessant. Der Tepetate stellt die unteren Horizonte der Barroböden dar und ist durch Kieselsäure stark verhärtet. An der Klärung dieser Kieselsäure-Mobilisation und -Verhärtung hat sich auch G. Miehlich vom Ordinariat für Bodenkunde der Universität Hamburg beteiligt.

Die bodenkundliche Durchforschung und Kartierung eines bestimmten, bodenkundlich noch weitgehend unbekannten Gebietes in der vorliegenden Art ist ein Beispiel dafür, wie man bei allen gegebenen Schwierigkeiten eine bodenkundliche Grundlage schaffen kann, die es erlaubt, spezielle Forschungsarbeiten an der richtigen Stelle anzusetzen. Dazu verhilft vor allem eine Bodenkarte vorliegender Art. Arbeiten zur bodengerechten Bodennutzung und zum Bodenschutz stehen dabei im Vordergrund, vor allem in einem Lande, das auf die Produktivität seines Bodens angewiesen ist. Aber auch für anzusetzende quartärgeologische Forschungsarbeiten bietet diese bodenkundliche Studie und besonders die detaillierte Bodenkarte eine vorzügliche Ausgangsbasis, so z. B. für die Ermittlung des Alters der verschiedenen Tuffe, für die Klärung der Ursachen und des Ablaufes der Erosion und anderes. Darüber hinaus wird diese bodenkundliche Arbeit für das ganze Mexiko-Projekt nicht nur ein wesentlicher Bestandteil an sich sein, sondern auch in manchen anderen Forschungsfragen weiterhelfen. Sicher wird diese bodenkundliche Forschungsarbeit da hilfreich sein, wo anderswo auf der Erde ein Gebiet mit ähnlichen pedogenetischen Voraussetzungen zu bearbeiten ist. Auch für die Lehre im Rahmen einer Vorlesung über Böden der Tropen und Subtropen ist diese Arbeit mit vorbildlich aufgestellten Boden-Catenen ein beachtlicher Beitrag. Zudem bietet diese Arbeit ein gutes Beispiel dafür, wie die Bodenkunde in ein interdisziplinäres Forschungsprojekt der Natur- und Geisteswissenschaften eingepaßt werden kann. Aus allen diesen aufgeführten Fakten wird das vorliegende Buch allen empfohlen, die so oder so mit Böden allgemein und besonders mit solchen ähnlicher Klimate befaßt sind. E. Mückenhausen, Bonn.

Heine, Klaus: **Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane.** Mit einem Ausblick auf die Klimageschichte. Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Hrsg. W. Lauer), Bd. VII, 178 Seiten, 39 Abbildungen, 39 Bildern und 9 Tabellen. Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden 1975.

Mehrere von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Mexiko-Projektes geförderte Reisen boten dem Verfasser Gelegenheit zu eingehenden morphologischen Untersuchungen an den Vulkanen des zentralmexikanischen Hochlandes, vor allem über die jungquartäre Vergletscherung. Es galt, durch neue Feldbeobachtungen (Kartierung) und die Datierung von Vereisungsspuren mit Hilfe der Tephrochronologie, der Radiocarbon-Methode (^{14}C) und fossiler Böden eine Übersicht über die Zahl der Gletschervorstöße, ihre Ausdehnung und zeitliche Abfolge zu gewinnen. Die Ergebnisse bilden die Grundlage für die Rekonstruktion des Klimas des Untersuchungsgebiets während des Jungquartärs und für einen Vergleich mit den vergletscherten Gebirgen Nord- und Südamerikas. Zum engeren Arbeitsgebiet gehörten die 10 vergletscherten Vulkane der Cordillera Neovolcánica, von denen 3 über 5000 m und 6 über 4000 m Höhe erreichen.

Von den Ergebnissen seien die wichtigsten angeführt: An der Vulkanruine der Malinche (4461 m) wurden 4 Gletschervorstöße nachgewiesen; der älteste Vorstoß erfolgte zwischen 34000 und 32000 J.B.P., der zweite um etwa 12100 J.B.P. Zwischen beiden Vorstößen bildete sich ein deutlich entwickelter Boden (Andosol). Ein dritter Vorstoß wird zwischen 9000 bis 10000 J.B.P. angesetzt. Ein Vorrücken der Gletscher ist dann erst wieder um 2000 J.B.P. festzustellen, und zwar auf dem Nord- und Westhang (kleine Hanggletscher).

Die gleichen Vorstöße wurden auch an den 3 über 5000 m hohen Vulkanen der Sierra Nevada (Popocatépetl 5452 m, Iztaccíhuatl 5286 m und am Pico de Orizaba 5670 m) nachgewiesen; allerdings ist hier noch ein 5. Vorstoß am Anfang des 19. Jahrhunderts erfolgt.

Die Beobachtungen und die Datierung der Glazialerscheinungen führten zu dem Ergebnis, daß den Vergletscherungen der Hochglaziale der gemäßigten Klimazone in Mexiko Perioden mit trokken-kaltem Klima entsprechen. Eine Bildung von Gletschern war daher kaum möglich. Größere Gletscher entstanden erst „in der ausgehenden Wisconsin-Kaltzeit", was auf höhere Niederschläge zurückgeführt wird. In Nordamerika befinden sich zu dieser Zeit die Gletscher im Rückzugsstadium, verursacht durch den allgemeinen Temperaturanstieg.

Das Klima Mexikos, insbesondere die Niederschlagsverhältnisse, hängen entscheidend von dem Wechsel zwischen stärkerer zonaler und meridionaler Zirkulation ab, wie auch durch neuere klimatologische Untersuchungen des Bonner Geographischen Instituts nachgewiesen werden konnte. Eine verstärkte meridionale Zirkulation führt in Mexiko zu höheren Niederschlägen und damit ist die

Voraussetzung für die Entstehung von Gletschern gegeben; während des Hochglazials war dies nicht der Fall, wohl aber in Zeiten mit allgemein ansteigenden Temperaturen. Die aufgrund der datierten Klimazeugen rekonstruierte Klimaentwicklung der letzten 40000 Jahre konnte mit Hilfe der oben skizzierten Ergebnisse der klimatologischen Untersuchungen erklärt werden.

Die auf detaillierten Geländearbeiten und Laboruntersuchungen sowie auf der Auswertung des Schrifttums beruhende Abhandlung hat zu Ergebnissen geführt, die Anlaß zu einem weltweiten Vergleich der jungquartären Klimaentwicklung waren. Die Ausführungen zu diesem Thema werden Anstöße für neue Überlegungen und Untersuchungen geben. E. Schönhals, Gießen.

LESER, H. & STÄBLEIN, G. (Hrsg.): **Geomorphologische Kartierung.** Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1 : 25000, 39 Seiten, 2. veränderte Auflage. Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin, Berlin 1975.

Die Heterogenität des Inhalts geomorphologischer Karten und die stetige Zunahme der Bedeutung solcher Karten für Wissenschaft und Praxis erforderten die Erstellung von Richtlinien. Diese liegen nun in einer zweiten erweiterten Auflage vor. Mehrere kurze Kapitel geben Einblick in Zweck und Inhalt der geomorphologischen Karte sowie deren Maßstab und Darstellungsmöglichkeiten. Knappe Angaben über die Vorbereitung der Feldarbeiten und die Ausrüstung des Kartierers leiten über zur praktischen Durchführung der Kartierung. Auf 12 Seiten wird dann die Legende der geomorphologischen Karte 1 : 25000 (GMK 25) erläutert; die vorgeschlagenen Signaturen werden abgebildet. Sie beziehen sich auf die Neigung flächenhafter Reliefelemente, die Groß- und Kleinformen, den Untergrund, die Textur und andere Eigenschaften der Gesteine, die Morphodynamik und Morphogenese sowie auf die Hydrographie. Großes Gewicht wird auf die Bestimmung der Bodenarten und der Lockersedimente gelegt. Letztere werden nach genetischen Gesichtspunkten gegliedert und gekennzeichnet.

Die Richtlinien bieten aufgrund ihrer übersichtlichen Gestaltung eine wichtige Voraussetzung für die Erreichung des gesteckten Zieles, nämlich zu einer möglichst gleichartig gestalteten geomorphologischen Karte zu gelangen. E. Schönhals, Gießen.

MÜCKENHAUSEN, E.: **Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen.** 579 Seiten, 185 Abb. im Text und 24 farbige Tafeln im Anhang. DLG-Verlag Frankfurt am Main 1975.

Wie der Verfasser im Vorwort schreibt, sieht er die Hauptaufgabe des Buches darin, „dem Studienanfänger alles das zu bieten, was er von dem heute umfangreichen Wissensgut der Bodenkunde und ihrer Grundlagen wissen sollte". Nach Ansicht des Autors (und auch des Rezensenten) gehören zu diesen Grundlagen die im Titel des Werkes genannten geowissenschaftlichen Disziplinen. Sie werden im ersten Drittel des Buches behandelt, und zwar nicht nur wie üblich die Minerale und Gesteine, sondern auch die geologischen Vorgänge und Erscheinungen, ja sogar Teilgebiete der Geologie, die nicht unmittelbar für die Bodenkunde wichtig sind, so u. a. die Theorien der Gebirgsbildung und die Erdbeben. Im ganzen gesehen, kann festgestellt werden, daß es dem Verfasser gelungen ist, mit diesem Teil des Buches einen sehr ausführlichen Abriß der geowissenschaftlichen Grundlagen der Bodenkunde geschaffen zu haben, wozu auch die zahlreichen einprägsamen Zeichnungen, Fotos und Diagramme sowie die farbigen Tafeln von Mineralen und Gesteinen wesentlich beitragen.

Der zweite Teil (Die Bodenkunde) umfaßt 20 Abschnitte, die jeweils stark gegliedert sind. In den ersten 11 Abschnitten werden u. a. behandelt: die Bestandteile des Bodens und seine physikalisch-chemischen Eigenschaften einschließlich Gefüge sowie Wasser, Luft und Wärme im Boden und die Bodenbiologie. Auf 189 Seiten sind die oft recht komplizierten Vorgänge leichtverständlich und ausführlich erläutert, was gerade für den Studienanfänger (besonders für solche mit geringen naturwissenschaftlichen Grundkenntnissen) von großem Wert ist.

Das gleiche gilt auch für die nächsten 3 Abschnitte, die sich mit den Faktoren und Prozessen der Bodenbildung, der Bodensystematik und den Bodentypen befassen, also mit Teilbereichen der Pedologie, die zum engeren Arbeitsgebiet des Autors gehören. Es werden nicht nur die Bodentypen Mitteleuropas, sondern auch anderer Klimagebiete behandelt, und zwar die Entstehung, der Profilaufbau, die Eigenschaften und die Verbreitung. 32 von Frau C. Krahberg nach der Natur gemalte Bodenprofile der wichtigsten Typen und Subtypen ergänzen vortrefflich den Text.

Es ist verständlich, daß der Verfasser, von dem mehrere Arbeiten über fossile Böden vorliegen, auch die Paläoböden berücksichtigt. Dies geschieht in einem besonderen Abschnitt, der das Interesse vieler Quartärforscher finden dürfte. Behandelt werden sowohl die Paläoböden Mitteleuropas als auch solche in anderen Klimaräumen, die der Autor aufgrund eigener Reisen kennt.

Das Kapitel über die Paläoböden Mitteleuropas ist wie folgt gegliedert: Präpleistozäne Paläoböden (Fersiallitische Böden, Plastosole; Ferrallitische Böden, Roterde; Edaphoide; Terra fusca und Terra rossa) und Pleistozäne Paläoböden (Paläoböden der Glaziale; Paläoböden der Interglaziale und Stadiale: Paläoböden aus Terrassenablagerungen und aus Ablagerungen der Rißvereisung sowie Präholozäne Böden aus Löß). Die Ausführungen zeigen, daß in vielen Landschaften Mitteleuropas Paläoböden vorkommen und häufig die holozäne Bodenbildung beeinflußt haben, was sich auch in der Bodennutzung bemerkbar macht.

Die letzten 5 Abschnitte informieren über die Bodenkartierung, die Bodenerhaltung, den Kreislauf der Stoffe in der Erdkruste und an deren Oberfläche, die Bodenschätzung und die Untersuchung des Bodens im Gelände.

Der Verfasser betrachtet die Bodenkunde als eine zur Geologie gehörende naturwissenschaftliche Disziplin, was auch in der Gesamtkonzeption des Buches zum Ausdruck kommt. Infolgedessen ist für ihn die Bodenentwicklung ein geologischer, d. h. ein erdgeschichtlicher Vorgang. Diese Betrachtungsweise zieht sich wie ein roter Faden durch das gesamte Werk. Wie eng die Beziehungen zwischen geologischen Vorgängen und Bodenbildung sind, wird besonders bei Böden deutlich, die aus pleistozänen bzw. quartären Ausgangsgesteinen entstanden sind, und das ist — wie auch hier gezeigt wird — auf großen Flächen der Fall.

Das hervorragend ausgestattete Buch erfüllt die anfangs erwähnte Aufgabe. Allerdings wird es wegen des hohen Preises, den Umfang und Ausstattung bedingen, leider nur von einer begrenzten Zahl von Interessenten erworben werden können. E. Schönhals, Gießen.

Brinkmanns Abriß der Geologie. I. Band: Allgemeine Geologie, 11. Auflage. Neubearbeitet von Prof. Dr. W. Zeil, VIII, 246 Seiten, 228 Abb., 28 Tab., Format 17 x 24 cm, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1975.

Seit dem Erscheinen der 10. Auflage des allgemein eingeführten Lehrbuches sind 8 Jahre vergangen, ein Zeitraum, in dem die Geowissenschaften viele neue Ergebnisse gewonnen haben. Das erforderte, wie der Bearbeiter im Vorwort mitteilt, eine Neubearbeitung des Textes, vor allem der zweiten Abteilung, der „Endogenen Dynamik". Die seit über 30 Jahren bestehende Gliederung des Stoffes wurde jedoch beibehalten.

Für die Quartärforschung ist die erste Abteilung, die „Exogene Dynamik" wichtig, und zwar die beiden Abschnitte „Verwitterung und Wasserkreislauf auf dem Festland" und „Die Klimareiche".

Die Durchsicht ergab, daß in den beiden Abschnitten neue Forschungsergebnisse nicht in dem erforderlichen Umfang berücksichtigt worden sind und Definitionen oft von den allgemein eingeführten abweichen. Zunächst sei erwähnt, daß alte Begriffe wie Erdreich, Lockererde, Verwitterungskrume und Bodenkrume noch benutzt werden, Bezeichnungen, die sich in modernen Lehrbüchern der Bodenkunde nicht finden. Auch die Verwendung des Begriffes „Boden" für alle Lokkermassen bzw. Deckschichten über dem festen Gestein (Anstehenden) ist unrichtig und trifft in keiner Weise Wesen und Funktion des Naturkörpers Boden.

Im 3. Kapitel („Das Wasser auf dem Festland") fehlt z. B. eine Definition des Begriffes Grundwasser und diejenige des Grundwasserspiegels trifft nicht zu. Bei der Erläuterung des Begriffes „Grundwasserstauer" werden „spärliche oder enge Poren" und bei tonigen Grundwasserstauern die „außerordentliche Feinheit ihrer Haarspalten" als Kennzeichen angeführt. Welche Porenbereiche sind hier gemeint? Eine Beurteilung von Gesteinen hinsichtlich ihrer Eignung als Grundwasserstauer ist aufgrund derart vager Angaben nicht möglich.

Auch im zweiten Abschnitt, der sich unter der Überschrift „Die Klimareiche" (statt Klimazonen) mit den geologischen Vorgängen und ihren Ursachen im nivalen, humiden und ariden Klima beschäftigt, ist einiges zu berichtigen: So werden z. B. unter der Überschrift „Vergletscherungstypen" die Gletschertypen und ihre Entstehung behandelt. Der Auftauboden im Gebiet des Permafrostes wird viel zu mächtig angegeben, wie aus dem Satz „nur die obersten Meter tauen im Sommer auf" (S. 34) hervorgeht. Bei der Kennzeichnung des Lösses sollte die in der Bodenkunde und verwandten Disziplinen übliche Einteilung in die Fraktionen Ton ($< 2\ \mu$), Schluff ($2—63\ \mu$) und Sand ($63—2000\ \mu$) benutzt werden. Charakteristisch für die Kornzusammensetzung des Lösses und seiner Derivate ist die Dominanz des Grobschluffes ($20—63\ \mu$); diese Subfraktion wird daher zum wichtigsten Kriterium der Genese vieler quartärer Sedimente und Böden. Bei der Kennzeichnung dieses wichtigen eiszeitlichen Sediments sollte daher die Körnung wie angegeben berücksichtigt werden.

Auch die Ausführungen im 5. Kapitel (Humides Klimareich) unter der Überschrift „Verwitterung und Bodenbildung" erfordern einige kritische Anmerkungen, so z. B. folgender Satz (S. 37): „Wird der Boden durch hohe Niederschläge stark ausgelaugt, so bildet sich das Podsol-Profil." Die Podsolierung und die damit einhergehende starke Differenzierung des Profils hängt aber nicht

allein von der Niederschlagshöhe ab, sondern sie erfolgt bei einer bestimmten Kombination der Bodenbildungsfaktoren (Ausgangsgestein, Vegetation, Klima, Relief und oft auch der Mensch). Wäre es so, wie es in dem zitierten Satz postuliert wird, dann hätten Podsole in den niederschlagsreichen Hochlagen vieler Mittelgebirge eine weit größere Verbreitung. Die auf S. 38 erscheinenden beiden Profil-Skizzen (Schema Stoffwechsel Boden; Podsol-Boden und Soda-Boden) sollten durch bessere und mit Horizont-Symbolen versehene ersetzt werden. Auch die Bodenkarte von Europa sollte ausgetauscht werden, denn es liegen heute genauere Übersichtskarten vor als in dem Erscheinungsjahr der abgebildeten Karte. Bei der Erläuterung der Moore wird noch die Gliederung in Flach- und Hochmoore verwendet. Die Bezeichnung „Flachmoor" ist aber schon seit vielen Jahren durch „Niedermoor" ersetzt worden.

Die kritischen Anmerkungen, die vermehrt werden könnten, zeigen, daß sowohl der Text als auch ein Teil der Abbildungen nicht die an sie zu stellenden Anforderungen erfüllen. Zu viel Text ist aus älteren Auflagen unverändert übernommen worden, wie z. B. ein Vergleich mit der 6. Auflage von 1940 ergab. In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, daß die exogene Dynamik nicht nur für das Studium der Geologie und Mineralogie, sondern auch der Geographie, insbesondere der Physischen Geographie, der Bodenkunde, der Landeskultur und für die Beurteilung geoökologischer Probleme von großer Wichtigkeit ist. Auch aus diesem Grund wäre eine wirkliche Neubearbeitung der betreffenden Abschnitte dieses bekannten und von den Studierenden gern benutzten Abrisses der Geologie erwünscht gewesen.

E. Schönhals, Gießen.

Die Deutsche Quartärvereinigung gedenkt ehrend ihrer verstorbenen Mitglieder

Prof. Dr. Dr. h. c. Dr. h. c. Carl Troll, Bonn
Inhaber der Albrecht Penck-Medaille
gest. 21. 7. 1975

Dr. F. Wenk, Biberach (Riß)
gest. 18. 8. 1975

Dr. Erwin Schenk, Gießen
gest. 29. 10. 1975

Prof. Dr. Dr. h. c. Max Pfannenstiel, Freiburg i. Br.
gest. 1. 1. 1976

Prof. Dr. Helmut Gams, Innsbruck
Ehrenmitglied der Deutschen Quartärvereinigung
gest. 13. 2. 1976

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 26	Seite 269-279	Öhringen/Württ. 1975

D. Nachrufe

Wilhelm Barner †
1893 – 1973

Daß uns vertraute Menschen dahingehen, uns vorangehen auf einem Weg, dessen Ende wir nicht kennen, und daß uns Leere umfängt, wenn der Tod nach dem Freunde greift, ist ein Gefühl, mit dem der Zurückgebliebene leben muß. Wilhelm BARNER gehörte zu den Menschen, die eine Stube gemütlich machen, einen Saal zum Klange bringen, eine Straße beleben, eine ganze Landschaft beherrschen konnten. Der Chronist gesteht in aller Ehrlichkeit, daß er seit jenem 6. Mai 1973, an dem der Kreisheimatpfleger Wilhelm BARNER, Ehrenbürger der Stadt Alfeld/Leine, Inhaber des Verdienstkreuzes am Bande des Verdienstordens der Bundesrepublik Deutschland, Träger der Gebrüder-Grimm-Medaille, dieser hervorragende Wissenschaftler und Erzieher verstarb, einen Bogen nicht nur um Alfeld, sondern nach Möglichkeit um die ganzen Sieben Berge, Hils und Ith macht. Die Landschaft ist grau wie an einem Novembermorgen, selbst wenn die Sonne scheint. Sie hat keinen Klang mehr, sie liegt öde, naß und unwirtlich da.

In der Erinnerung taucht ein nebliger Herbsttag auf, an welchem wir auf den Hörzen hinauf stiegen. Ich sehe noch die glasperlenbehangenen Zweige an BARNERS unverkennbarem Jägerhut schlagen und die Tropfen von seinem Lodenumhang rinnen. Die Erscheinung ist wach an wohlige Erwartung auf das nach einem anstrengenden Marsch folgende geistreiche Gespräch, welches der Entblößung eines weiteren Geheimnisses aus Geologie und Urgeschichte dieser Heimat gewidmet und mit einem und vielleicht noch einem zweiten Köhm in der Arbeitsstube im entzückenden Heimatmuseum verbunden war. Nun peitschen die blattlosen Buchenzweige dem einsamen Wanderer ins Gesicht; Heckenrosen und Brombeerranken könnten den eiligen Fuß nicht halten, der da hinweg will aus diesem schönen Land, weil es eines seiner Besten beraubt ist.

Der Leser, durch die Probleme des Alltags abgestumpft in seiner Wissenschaft, überbürdet von immer neuer Erkenntnis, wird es schwer haben, Trauer wieder aufkeimen zu lassen. Es ist über zwei Jahre her, daß Wilhelm BARNER in Alfeld (Leine) in die „Weiße Erde", den Quellkalk, den er wie viele andere die Hinterlassenschaften des Menschen enthaltende Schichten untersucht hat, gebettet wurde. Hier liegt er in der Nähe seiner Pfeilspitzen-Fundstelle und von Fossilien umbettet, von denen eines, *Cyprinotus salinus barneri,* ein Muschelkrebs, den ich nach BARNER benannt habe, in Mengen vorkommt. Eingefügt in die Reihe der Vorfahren, deren Geschichte er mit

seltener Hingabe erforscht hat, erwartet er das Vergehen des Leibes, während er längst am Tische der Ahnen, deren Seelen um Tiebenburg und Hohe Schanze geistern, tafelt. Ich bin sicher, er hat Freunde gefunden, die seinen starken Geist, seine urige Trotzigkeit und die Beständigkeit und Zähigkeit dieser Rasse als das eigene Merkmal selbstverständlich finden. Er, der wie kein anderer einer niedersächsischen Eiche vergleichbar war, scheint ein gefällter Baum, hingestreckt in den Boden seiner Heimat, aber in den Wipfeln der südniedersächsischen Wälder dem Nachdenklichen immer wieder erkennbar.

Wilhelm BARNER erblickte am 2. Juli 1893 das Licht der niedersächsischen Heimat in Ringelheim am Harz. Er wandte sich frühzeitig dem Lehrerberuf zu, legte schon 1914 die Erste Lehrerprüfung ab und war dann in den Kreisen Hann.-Münden, Göttingen und Einbeck tätig. 1916 konnte er in Deilmissen, wo er als Lehrer tätig war und 1918 seine Zweite Lehrerprüfung bestand, damit beginnen, die Pflege der Heimat durch Hinwendung zur Geschichte und Urgeschichte zu lehren. Er hat sie vielen Bürgern seines Wirkungskreises verständlich gemacht und sein im wesentlichen auf autodidaktischem Wege gewonnenes und sehr umfangreiches Wissen weiter vermittelt. In Deilmissen begann er auch mit den ersten Aufsammlungen und Grabungen im Boden der Löß- und Moränenlandschaft. Damit begann auch die Auseinandersetzung mit dem Gestein, in dem er seine urgeschichtlichen Funde barg. Und er, ein Mann scharfer Beobachtungsgabe und mit der Fähigkeit ausgestattet, Feinheiten des geologischen Baus zu erkennen, fing auch an, auf geologische, lithologische Eigentümlichkeiten zu achten, die ihm verhalfen, in die Erdgeschichte dieses Gebietes eine gewisse Ordnung zu bringen bzw. sich selbst eine solche aufzubauen. Früh kam Wilhelm BARNER durch diese Grabungen in Verbindung mit den Urgeschichtlern, vor allen Dingen mit JACOB-FRIESEN in Hannover, F. WIEGERS, damals in Berlin, und damit auch mit den Geologen, WIEGERS selbst, GRUPE, und selbstverständlich auch den zahlreichen Freunden aus der Lehrerschaft, die, wie Wilhelm LAMPE und Rudolph PETRI auf ähnlichem Gebiet tätig waren.

Bereits Anfang der dreißiger Jahre wurde Wilhelm BARNER ehrenamtlicher staatlicher Kulturpfleger des Kreises Alfeld. 1936 wurde er nach Alfeld versetzt und übte bis 1944 das Amt eines Bezirksheimatpflegers aus. Nach kurzer Lehrtätigkeit kam BARNER nach dem Kriege nach Alfeld zurück, wurde 1946 Geschäftsführer der Vereinigung für Volkstum und Heimat, wirkte als Dozent an der Pädagogischen Hochschule, beendete aber 1949 aus gesundheitlichen Gründen seine Lehrtätigkeit, so daß er sich dann mit ganzer Kraft der Heimatpflege widmen konnte. Hier sind dann mit dem Heimatatlas des Kreises Alfeld und zahlreichen geschichtlichen, kulturgeographischen, immer wieder aber archäologischen, stratigraphischen und volkskundlichen Arbeiten, schließlich aber mit den die gesamte Fachwelt aufhorchen lassenden Grabungen an der Hohen Schanze, der Tiebenburg und am Aschenstein Marksteine der Erforschung Südniedersachsens gesetzt worden, die dem Namen W. BARNER in den Kreisen der Wissenschaft edlen Klang verschafft haben. Seinen Mitbürgern wird er durch die Verwirklichung der Idee des modernen Volksmuseums, das durch seine Kaminabende, Ausstellungen und Vorträge ein kulturelles Zentrum wurde, unvergessen bleiben.

Die Eiszeitforscher gedenken eines beständigen Freundes, einer vornehmen Persönlichkeit, eines unermüdlichen Mittlers zwischen Wissenschaft und Volk. Seine Stimme hören wir in seinem Werke fortklingen.

G. Lüttig, Hannover.

Verzeichnis der Schriften von Wilhelm Barner*)

1924 Heimatschutz. — Gronauer Jugendbl., **1**: 3, Gronau.
Heimatschönheiten. — Gronauer Jugendb., **2**: 6, 1 Abb., Gronau.

1926 Naturschutz. — Gronauer Jugendbl., **3**: 7—8, Gronau.

1927 Mesolithische Fundplätze bei Deilmissen und Heinsen, Kr. Gronau, Hannover. — Prähist. Z., **18**: 307—308, Berlin. (Vortragskurzfassung 18. Tagung des Norddeutschen Verbandes für Altertumsforschung Hildesheim 18.—20. April.)

1928 Bericht über 3 mesolithische Fundplätze bei Deilmissen, Kr. Gronau. — Tagungsber. der Deutsch. Anthropolog. Ges. 49. Versammlung 11.—17. Sept. 1927 in Köln: 123—124, Leipzig.
Steinzeitliche Siedelplätze am Nordabhang des Thüster Berges im Kreise Gronau. — Mitt. Roemer-Mus. Hildesheim, **31**: 30, 10 Taf., 1 Kt., Hildesheim.

1930 Steinzeitfunde aus dem Kreise Gronau, Hannover. — Mitt. Roemer-Mus. Hildesheim, **35**: 36 S., 5 Abb., 8 Taf., 1 Kt., Hildesheim.

*) Nach Unterlagen von Frau Hildegard JÄNICKE, der treuen Helferin W. BARNERS, im Heimatmuseum Alfeld, zusammengestellt und vervollständigt unter Mitwirkung der Herren H. IMMEL, Nieders. Landesbibliothek, Hannover und Dr. R. MAIER, Nieders. Landesverwaltungsamt, Denkmalpflege, Hannover, zusammengestellt von Dr. J. LEPPER, NLfB, Hannover.

1931 Die Urgeschichte unserer Heimat. — Unsere Heimat. Das Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith, **1**: 190—252, 28 Abb., 6 Taf., Hildesheim u. Leipzig (A. Lax).

1932 Urgeschichte des Leineberglandes. — 67 S., 47 Abb., Hildesheim und Leipzig (A. Lax).

1934 Urgeschichte des Leineberglandes. — 2. Aufl., 67 S. 47 Abb., Hildesheim u. Leipzig (A. Lax).

1935 Ein spätkarolingisches Bauerngehöft auf der Wüstung Assum (Feldmark Eime, Kreis Alfeld). — Die Kunde, **3**, 7/8: 113—128, 13 Abb., 4 Taf., Hannover.
Urgeschichte des Leineberglandes. — 3. Aufl., 67 S., 47 Abb., Hildesheim u. Leipzig (A. Lax).

1936 Vom Sammeln volkskundlichen Materials aus mündlichen Quellen. — Blätter für Jugendpflege und Volkstumsarbeit im Regierungsbezirk Hildesheim, **8**, 12: 88—90, Hildesheim.

1937 Die jungpaläolithische Besiedlung des Landes zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Nachr. Nieders. Urgesch., **11**: 1—58, 7 Abb., 13 Taf., 1 Tab., 1 Kt., Hildesheim.
Volksglaube und Sitte am Altjahrsabend in den Dörfern des Thüster Berges. — Blätter für Volkstum und Heimat, **10**: 93—94, Hildesheim.
Urgeschichtliches Kunstwerk. Aus der Steinzeit. — Blätter für Volkstum und Heimat, **10**: 5—11, 4 Taf., Hildesheim.

1938 Urgeschichtliches Kunstwerk. Aus der Bronzezeit. — Blätter für Volkstum und Heimat, **10**: 102—108, 4 Taf., Hildesheim.

1939 Der Urmensch im Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Blätter für Volkstum und Heimat, **11**: 138—139, Hildesheim.
Heinrich Sohnrey. — Blätter für Volkstum und Heimat, **12**: 39—40, Hildesheim.
Ernst Rudorff. — Blätter für Volkstum und Heimat, **12**: 130—133, Hildesheim.

1940 Bäume sind Ahnen. — Blätter für Volkstum und Heimat, **13**: 21—24, Hildesheim.
Hofmarken und die aus ihnen entwickelten mittelalterlichen Haus- und Handwerkszeichen des Kreises Alfeld. — Blätter für Volkstum und Heimat, **13**: 33—40, 6 Abb., 2 Taf., Hildesheim.
Wappen und Siegel des Kreises Alfeld. — 84 S., 32 Abb., 89 Taf., Hildesheim (A. Lax).

1941 Ein Altpaläolith aus den Kiesen der Mittelterrasse bei Alfeld. — Die Kunde, **9**, 2: 25—35, 5 Abb., 4 Taf., Hannover.
Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. — Quartär, **3**: 44—55, 4 Abb., 1 Taf., Berlin.
Aus Eiszeit und Urgeschichte der Gronauer Mulde. — Alt-Hildesheim, **19**: 3—10, 7 Abb., Braunschweig.
Weihnachtliche Backformen und Gebildbrote. — Blätter für Volkstum und Heimat, **14**: 108—114, 9 Abb., Hildesheim .

1942 Landvolk und Heimatarbeit. — Blätter für Volkstum und Heimat, **15**: 90—93, Hildesheim.
Eine Kultaxt aus Eimsen, Kreis Alfeld. — Blätter für Volkstum und Heimat, **15**: 135—144, 8 Abb., Hildesheim.

1943 Rechtsaltertümer im niedersächsischen Sprachschatz des Landes zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Blätter für Volkstum und Heimat, **16**: 1—9, 1 Abb., Hildesheim.
Forschen - Erkennen - Gestalten. — Blätter für Volkstum und Heimat, **16**: 40—51, Hildesheim.
Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung im Leinebergland. — Blätter für Volkstum und Heimat, **16**: 142—152, 5 Abb., Hildesheim.
Rechtsaltertümer im Brauchtum des Landes zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Blätter für Volkstum und Heimat, **16**: 73—86, 2 Abb., Hildesheim.

1949 Jacobus Lampadius. — Niedersachsen Z. Heimat u. Kultur, **49**: 69—70, Hildesheim.

1950 Heimatatlas des Kreises Alfeld, **2**, Geschichtliche Entwicklung vom Gau zum Kreis. — 12 S., 18 Ktn., Alfeld (Gäth).

1951 Das Kloster Lamspringe und die Hohe Schanze. — Festschrift „1100 Jahrfeier Lamspringe": 18—28, 2 Abb., Lamspringe.
Der Hammer von Haidkamp. — Niedersachsen Z. Heimat u. Kultur, **51**, 12/13: 438—439, 1 Abb., Hildesheim.

1953 Die Wappen und Siegel des Kreises Alfeld. — 2. Aufl., 68 S., 32 Abb., 51 Taf., Hildesheim (A. Lax).
Heimatatlas des Kreises Alfeld, **2**, Geschichtliche Entwicklung vom Gau zum Kreis. — 2. Aufl., 12 S., 18 Ktn., Alfeld (Gäth).

1954 Das Bergland der Leine. — In: Verkehrsverband Weserbergland e.V. Hameln (Hrsg.) Weserbergland, Ferienland, erlebt und erlauscht: 144 S., Hannover.

1955 Uraltes Langenholzen. — Festschrift „750 Jahre Langenholzen": 4—21, 15 Abb., Lamspringe (Quensen).
Uraltes Heinum. — Festschrift „Heinum 700 Jahre": 3—6, 4 Abb., Gronau.
Das Bauerntum zur Urzeit im Land an der Leine. — Die Landwirtschaft im Kreis Alfeld von 1895—1955: 117—132, 6 Abb., Gronau i. H.
Der Rotter Kreuzstein. — Unsere Heimat, Bl. Heimatgesch., Volks- u. Naturkunde, **3**, 2: 8, Gronau/Hann.

1956 Altpaläolithfunde von Beulshausen an der Leine. — Ur- und Frühgesch. Nordwestdeutschl., **1956**: 35—47, 7 Abb., Hildesheim.

1957 Heimatatlas des Kreises Alfeld, **1**, Ur- und Frühgeschichte in Bild und Wort. — 30 S., 54 Abb., 3 Taf., Alfeld (Gäth).
Von Kultäxten, Beilzauber und rituellem Bohren. — Die Kunde, N. F., **8**, 3—4: 175—186, 10 Abb., Hannover.
Das Heute gestalten — das Morgen gewinnen. — Die Goldene Mark. Z. Heimatarbeit i. Kreise Duderstadt, **8**: 3—6, Duderstadt.
Urgeschichte. — In: Brüning, K. (Hrsg.): Die Landkreise in Niedersachsen (D) **14**, Mittelhäusser, K. (Hrsg.): Der Landkreis Alfeld: 121—125, 2 Taf., Bremen-Horn (W. Dorn).
Volkstum und Volkskunde. — In: Brüning, K. (Hrsg.): Die Landkreise in Niedersachsen (D) **14**, Mittelhäusser, K. (Hrsg.): Der Landkreis Alfeld: 275—281, 6 Abb., Bremen-Horn (W. Dorn).
Natur- und Heimatpflege. — In: Brüning, K.: (Hrsg.): Die Landkreise in Niedersachsen (D) **14**, Mittelhäusser, K. (Hrsg.): Der Landkreis Alfeld: 321—322, Bremen-Horn (W. Dorn).
Alfeld einst und heute. — Programmh. 4. Bundes-Versehrten-Sportfest: 29—52, 6 Abb., Alfeld.
Carl Benscheidt d. Ä. — Nieders. Lebensbilder, **3**: 11—19, 1 Taf., Hildesheim (A. Lax).

1958 Opferfunde aus den Quellen der Apenteiche bei Winzenburg, Kr. Alfeld. — Germania, **36**, 1/2: 174—179, 5 Abb., Berlin.
Der Landkreis Alfeld (Leine). — Adreßbuch Stadt und Kreis Alfeld (Leine) **1958**: 5—28, 8 Abb., Alfeld-Hannover (Dobler-Heise).
Die Quellen der Apenteiche bei Winzenburg und ihre Funde. — Alt-Hildesheim, **29**: 1—8, 12 Abb., 1 Taf., Hildesheim.
Ur- und frühgeschichtliche Wehranlagen im Kreise Alfeld. — Schr.-R. Heimatmus. Alfeld, **6**: 4 Ktn., Alfeld (Gäth).
Uraltes Freden. — Festschr. zum 900jährigen Jubiläum der ersten Nennung Fredens in einer Schenkungsurkunde v. 5. August 1058: 5—18, 7 Abb., Alfeld (Dobler).

1959 Uraltes Eime. — Festschrift „750 Jahre Eime": 15—23, 8 Abb., Gronau (Wolff).
Renjäger am Aschenstein im Selter bei Freden. — Alt-Hildesheim,**30**: 5—9, 5 Abb., 1 Kt., Hildesheim.

1960 Die Tiebenburg. — Göttinger Jb., **1960**: 1—27, 9 Abb., 4 Taf., Göttingen.
Der Pilgerstein von Elze. — Niedersachsen Z. Heimat u. Kultur, **60**: 158—165, 4 Abb., Hildesheim.
Landschaftsschutz — Gesellschaftsordnung im Bienenstaate. — Festschr. d. Imkervereins Gronau: 3, Alfeld.
Heimatatlas des Kreises Alfeld, **1**, Ur- und Frühgeschichte in Bild und Wort. — 2. Aufl., 30 S., 54 Abb., 3 Taf., Alfeld (Gäth).
(Hrsg.): Hoike, Sagen und Erzählungen aus dem Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Schr.-R. Heimatmus. Alfeld, **7**: 182 S., Alfeld.

1961 Urkunden aus urgeschichtlichen Zeiten. — Aus der Geschichte des Dorfes Mehle: 1—5, 13 Abb., Mehle (Zelle).
Alfeld zwischen gestern und heute. — Schr. z. Jahrestreffen in Alfeld des Altherrenverbandes der Staatl. Ingenieurschule für Bauwesen in Hildesheim: 4—6, 4 Abb., Alfeld.

1962 Die Kirche auf der Hohen Schanze bei Winzenburg, Kr. Alfeld. — Nachr. Nieders. Urgesch., **31**: 169—173, 1 Abb., Hildesheim.
Die würmeiszeitliche Renjägerstation am Aschenstein bei Freden, Kr. Alfeld. — Nachr. Nieders. Urgesch., **31**: 115—120, 3 Abb., Hildesheim.
Altpaläolithfunde aus den Kiesen der rißeiszeitlichen Terrasse bei Alfeld (Leine). — Göttinger Jb., **1962**: 19—34, 9 Abb., Göttingen.
Die St.-Laurentius-Kirche zu Freden (Leine). — Die Kunde, N.F., **13**: 114—139, 15 Abb., 5 Taf., Hannover.
Blattspitzen aus dem nördlichen Leineberglande. — Die Kunde, N. F., **13**: 6—13, 4 Abb., Hannover.

Das Sieben-Berge-Tafelgemälde im Sitzungssaal des Rathauses zu Alfeld (Leine). — Schr.-R. Heimatmus. Alfeld, **12**: 24—27, 1 Taf., Alfeld (Festschr. 70. Geburtstag, THEODOR SCHULTZ-WALBAUM).

1963 Ein völkerwanderungszeitliches Gräberfeld am Sonnenberg bei Esbeck, Kr. Alfeld (Leine). — Die Kunde, N. F., **14**: 209—235, 5 Abb., 7 Taf., 2 Ktn., Hannover.
Das Mittelpaläolithikum im Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — N. Ausgrab. u. Forsch. Nieders., **1**: 19—43, 14 Abb., Hildesheim.
Der altpaläolithische Fundplatz in der Mittelterrasse am Lehder Berge bei Gronau. — Göttinger Jb., **1963**: 7—31, 10 Abb., 3 Taf., Göttingen.
Die Hohe Schanze bei Winzenburg, Kr. Alfeld (Leine). — N. Ausgrab. u. Forsch., Nieders., **1**: 171—187, 4 Abb., 4 Taf., Hildesheim.

1964 Kulturdenkmäler des Kreises Alfeld: 20—33, 17 Abb.; Aus dem Alfelder Heimatmusium: 34—38, 8 Abb.; Unser Natur- und Landschaftsschutz: 58—63, 8 Abb.; in: Landkreis Alfeld, Geschichte, Landschaft, Wirtschaft. — Oldenburg (Stalling).
WILHELM LAMPE, dem Nestor der Heimatforschung und -pflege Südniedersachsens zum 20. Juni 1964 gewidmet. — Heimatbl. f. südwestl. Harzrand, **15**: 7—12, Osterrode.

1965 Die Hohe Schanze bei Winzenburg, Kr. Alfeld (Leine). — N. Ausgrab. u. Forsch. Nieders., **2**: 273—297, 12 Abb., 9 Taf., Hildesheim.
Die Votivschale von Wendhausen, Kr. Hildesheim. — Göttinger Jb., **1965**: 31—38, 1 Abb., 1 Taf., Göttingen.
Eine ostische Kultschale der Völkerwanderungszeit von Wendhausen. — Alt-Hildesheim, **36**: 14—20, 3 Abb., Hildesheim.

1966 Die Höhle bei der Drei-Tannen-Klippe im Selter und ihre Funde. — Die Kunde, N. F., **17**: 81—90, 4 Abb., 3 Taf., Hannover.
Sandsteinplastik eines menschlichen Kopfes von der frühen Winzenburg, Kr. Alfeld. — Nachr. Nieders. Urgesch., **35**: 124—128, 1 Abb., Hildesheim.
Ein kupfertauschiertes Messer aus dem Wall am Dörhai, Kr. Alfeld. — Nachr. Nieders. Urgesch., **35**: 121—124, 1 Abb., 1 Taf., Hildesheim.
Frühmesolithische Fundplätze und Einzelfunde im Raume Alfeld (Leine). — Göttinger Jb., **1966**: 37—48, 6 Abb., Göttingen.

1967 Der mittelalterliche Ringwall bei Thüste, Kr. Hameln-Pyrmont. — Nachr. Nieders. Urgesch., **36**: 148—153, 1 Abb., 1 Taf., Hildesheim.

1968 Bauopfer und Hausschutzzauber im Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Niedersachsen Z. Heimat u. Kultur, **1968**, 5: 236—266, 16 Abb., Hildesheim.
Die archäologischen Untersuchungen auf der Hohen Schanze bei Winzenburg. — In: JORDAN, H. & SCHMID, F.: Stratigraphie und Lithofazies der Kreide in der Sackmulde. Z. dt. geol. Ges., **117**: 432—435, Hannover.
Alfeld zwischen gestern und heute. — Schlesische Bergwacht, **18**: 399—400, 3 Abb., Wolfenbüttel.
Die Winzenburg. Ihre topographische-militärische Lage und die Datierung ihrer Gründung. — Göttinger Jb., **1968**: 37—48, 4 Abb., 1 Taf., Göttingen.

1969 Die Hohe Schanze, die Winzenburg und das Kloster Lamspringe. — N. Ausgrab. u. Forsch. Nieders., **4**: 219—244, 8 Abb., 5 Taf., Hildesheim.
Alfeld: 5—6; Banteln: 32—33; Betheln: 45; Brüggen: 78; Burgstemmen: 81, 1 Abb., Elze: 133—134; Gronau: 184—185; Heinsen: 217; Winzenburg: 498—499, 1 Abb. in: K. BRÜNING & H. SCHMIDT (Hrsg.): Handbuch der historischen Stätten Deutschlands, **2**, Niedersachsen und Bremen, 3. Aufl., Stuttgart.
Altsteinzeitliche Blattspitzen und ihre Begleitfunde aus dem Land zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — N. Ausgr. u. Forsch. Nieders., **4**: 1—10, 3 Abb., 1 Taf., Hildesheim.

1970 Der Ursprung Alfelds nach Aussagen von urgeschichtlichen Bodenfunden der La-Tène-Zeit. — Göttinger Jb., **1970**: 33—47, 4 Abb., 2 Taf., Göttingen.
Stand und Aufgabe der Forschung im Burgenbereich der Hohen Schanze. — Nachr. Nieders. Urgesch., **39**: 156—187, 5 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Hildesheim.
Altpaläolithische Funde in den Trockentälern der Sackmulde. — Fundamenta, (A) **2**: 147—155, 4 Taf., Köln.

1973 Der Landkreis Alfeld (Leine). Ein Bericht über die geschichtliche Entwicklung, die wirtschaftliche Struktur und das kulturelle Leben. (Für die Neuauflage wiederum überarbeitet und ergänzt von G. KRAUS.) — Adreßbuch Stadt und Landkreis Alfeld (Leine), Ausgabe **1972/73**: III/8-III/23, 6 Abb., Alfeld.

1963 Festschrift zum 70. Geburtstag Wilhelm BARNERS:
Haus der Heimat. Idee und Wirklichkeit. — Schriftenr. Heimatmus. Alfeld (Leine), **15**: 116 S., 29 Abb., Alfeld.

Carl Troll und die Eiszeit

Von Julius Büdel, Würzburg

Carl Troll

als Präsident des Londoner Internationalen Geographen-Kongresses, 1964. Troll war unterfränkischer Herkunft, aber in Altbayern aufgewachsen und geformt. Er zeigte das „fränkische Gesicht" wie etwa die Bildwerke Tilman Riemenschneiders. Die Aufnahme ist typisch für die Heiterkeit, die ihm in Forschung und Leben das Schwere leicht machte, die ihm die Menschen gewann.

Mit dem Geographen Carl Troll († 21. 7. 1975) hat auch die Eiszeitforschung einen Gelehrten von ausgeprägter Eigenart und großer persönlicher Ausstrahlung verloren. Er hatte sich mit der einmaligen Verbindung von Quartärforschung, Geomorphologie, Pflanzengeographie und Ökologie sein eigenes, unbestrittenes wissenschaftliches System geschaffen, das seinen Namen über die Welt trug bis zum Gipfel des Präsidentenamtes in der Internationalen Geographen-Union. Er nannte dies System letztlich „Landschafts-Ökologie". Es ist eine folgerichtige Vertiefung des Humboldtschen Begriffes „Kosmos", der wiederum nichts anderes ist als die Geographie in ihrem wahren heutigen Sinn.

Zu diesem für ihn zentralen Begriff kam TROLL sehr wesentlich durch seine Leistungen in der Eiszeitforschung. Diese setzten schon 1924 mit einem Glanzstück ein: seiner Bearbeitung des „Diluvialen Inn- und Chiemseegletschers“ [1]). Diese bezog sich auf den am regelmäßigsten gebauten alpinen Vorlandgletscher und beschränkte sich auf dessen würmzeitlichen Moränen- und Schotterbereich, in dem eben allein die rein glazigene Form noch erhalten ist. Damit war — sehr typisch für TROLL — eine klare Aufgabe am bestmöglichen Objekt gestellt. Dem entsprach der Erfolg: er ging über A. PENCKS geniale Synthese vorweg darin hinaus, daß er eine Verbindung gleichaltriger Moränen-Kränze und -Stufen nicht durch bloße Abschätzung des Wallverlaufs (die selbst im Jungmoränenbereich immer unsicher bleibt), sondern durch die Verknüpfung zu gemeinsamen Schotterströngen exakt bewies. Diese Methodik wurde dann noch durch die vergleichende Untersuchung der „Jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutsch(sprachig)en Alpen“ ergänzt (1926). Sie trägt den bezeichnenden Untertitel „ihre Oberflächengestalt, ihre Vegetation und ihr Landschaftscharakter“, mit dem sich schon der Blick auf das genannte Zentralproblem ankündigt. Beide Arbeiten wurden ferner durch das Studium des Eiszerfalls am Alpennordrand ergänzt, das die schematische Vorstellung vom „Eisrückgang“ richtigstellte (1938).

Die letztgenannte Arbeit liegt schon nach der großen, fast vierjährigen Andenexpedition von 1926—1929, die TROLL außer in das Zentralgebiet des Altiplano Boliviens nach Nordchile und Südperu sowie in Teile von Ecuador, Kolumbien und Panama führte. Es war eine Reise im echt Humboldtschen Sinn — wiederum in ein Mustergebiet der gedrängtesten klimatischen Breitengürtel und Höhenstufen wie es sonst nirgends auf der Erde zu finden ist. Und was Humboldt als großer Entdecker noch mehr beschreibend überblickte, was dann auf den Gebieten der Geomorphologie, Hydrologie, Pflanzengeographie, Eiszeitforschung und Ökologie seitdem bei aller spezialisierten Verfeinerung eben auch in getrennte Einzelteilchen zerfiel, vermochte TROLL mit beherrschendem Ein- und Überblick und mit nie versagender Energie zu einer neuen, vertieften Einheit zu verknüpfen. Solche Forschergestalten muß es gerade in Wissenschaften, die wie die Eiszeitforschung, die Geomorphologie und erst recht die Geographie im ganzen auf hochkomplexen Integrationsebenen arbeiten, von Zeit zu Zeit geben, wenn die Ergebnisse der fleißigen Einzelkönner nicht isoliert bleiben, sondern ihre wechselseitigen Bezüge aufgedeckt und sie damit erst sichtbar und sinnvoll werden sollen. TROLL war es, der hier vieles durchschaubar machte und dann durch Reisen nach Äthiopien, in den Himalaya (Nanga Parbat), in das Mexikanische Hochland und gutes Dutzend weiterer Weltteile ergänzte und absicherte, das Gültige, Repräsentative herausschälte.

Aus Einzelergebnissen, die sich in sich schon rundeten, wie über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung der zentralen Anden (1928), insbesondere der Cordillera Real (1929), über die jungquartären Schwankungen des Titicacasees (ebenda) oder das Sonderregime der Winde in den tiefen Andentälern, ergab sich das doppelte Hauptergebnis: einmal die Asymmetrie der Höhengrenzen auf der Nord- und der — weit ozeanischeren — Südhalbkugel, und ein zweites von gleicher Weltweite: die allseitige Analyse der tropischen Hochregionen über der Waldgrenze mit ihrem heutigen wie eiszeitlichen Tageszeiten-Kältegang, der so starke Unterschiede von dem bisher als Norm betrachteten Jahreszeiten-Kältegang der Mittelbreiten-Gebirge und der Polarhauben zeigt (1930, 1941, 1957). Hier sei nur das für die Eiszeitforschung wichtigste Teilergebnis genannt: die Aufklärung der Wirkungsweise der Tageszeiten-Solifluktion (1941), die eine bis dahin fehlende Überschau über die „Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde“ (1944) ergab: einen entscheidenden Festpunkt in der Entwicklung dieser Probleme. Von den vielen Nebenfrüchten dieser Arbeiten über die tropischen Hochgebirge sei nur die Arbeit über „Indianerkulturen im Landschaftsaufbau der tropischen Anden“ (1943) erwähnt, in der TROLL erwies, daß der tägliche Frostwechsel die Herstellung eines haltbaren Kartoffelmehls und damit die leichte Verpflegung der Fußtruppen des Inkareiches (ohne Pferd und Wagen!) auch auf weiten Märschen durch unfruchtbare Landstriche, und damit überhaupt die Ausdehnung und den Zusammenhalt dieses Reiches ermöglichte — ein Musterbeispiel des für TROLL typischen geistigen Brückenschlags über verschiedene Fachbereiche.

Von TROLLS vielen organisatorischen Leistungen sei nur die Gründung des (heute vierteiligen) großen Geographischen Instituts der Universität Bonn, der Zeitschriften und Reihen „Erdkunde“, „Colloquium Geographicum“, „Bonner Geographische Abhandlungen“ und „Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde“ sowie die Leitung und der vielfältige Ausbau der „Kommission für Erdwissenschaftliche Forschung“ an der Mainzer Akademie erwähnt, die zu einem großen Teil den verschiedensten Seiten der Quartärforschung dient. Hier erwies TROLL im besonderen seine Fähigkeit, Spezialisten der verschiedenen Richtungen zu gemeinsamen Zielen zusammenzuführen. Hierin hinterläßt er für die Eiszeitforschung die größte Lücke.

---

1) Eine Zusammenstellung der letzten der insgesamt 361(!) Arbeiten TROLLS findet man in W. LAUERS schönem Nachruf in der Zeitschrift „Erdkunde“, **30**, 1976, S. 1—9; die älteren Arbeiten sind in der „Erdkunde“, **13**, 1959, S. 252—258 und im „Colloquium Geographicum“, **12**, 1970, S. 18—26 verzeichnet.

Alles Angeführte liegt letztlich im Wesen des Menschen Troll begründet. Er verband schöpferische Begabung, ordnenden Überblick und immensen Fleiß in seltenem Maße. Schon seine wohlgeordnete Riesenbibliothek, in der jeder Sonderdruck, jede Karte, jedes Lichtbild sofort auffindbar ist, bezeugen diese nicht oft vereinten Züge. Dabei war er ein Mann, der zu Beginn der „akademischen Laufbahn" die Silvesternacht 1923 mit seinem Freunde Gams wandernd im verschneiten Dachauer Moos verbrachte und am Neujahrsmorgen ein „erfrischendes" Bad in der eiskalten Amper nahm. Er hat dabei solche Jugendlichkeit, sein Jünglingswesen als Grundton bis zum letzten Atemzug bewahrt. Tatendrang, Begeisterung, Rechtlichkeit und Offenheit, was alles in unserem von Rücksichten und Hintertürchen umstellten Leben so selten ist, war ihm mit einer natürlichen Unerschrockenheit eigen, die keiner Überlegung bedurfte. Daß er Vertrauen je brechen könnte, war undenkbar. Eng damit verbunden blieb die Anmut und der Charme des Jünglings stets um ihn. Der Kreis seiner alten Berliner Freunde, zu denen auch seine Frau gehörte, kann auf ihn — der doch fast der Älteste von uns war — mit Recht das Schillersche Wort [2]) abwandeln:

„Denn er stand neben uns wie unsere Jugend
Er machte uns die Wirklichkeit zum Traum
um die gemeine Nützlichkeit der Dinge
Den goldnen Hauch der Morgenröte webend."

---

[2]) Wallenstein über Max Piccolomini.

Max Pfannenstiel †
1902 – 1976

In der ersten Stunde des Neujahrstages ist nach langer schwerer Krankheit Max Pfannenstiel aus dieser Welt abberufen worden.

Am 25. Juli 1902 wurde er in Wanzenau bei Straßburg geboren. Im Elsaß, zunächst in Epfig, später in Benfeld, verbrachte er mit seinen beiden Schwestern eine frohe, unbeschwerte Jugendzeit. Später siedelte die Notarsfamilie nach Mainz über, wo Max Pfannenstiel 1921 das Abitur erlangte. Dann wandte er sich in Heidelberg und bei Hans Cloos in Breslau dem Studium der Geologie und der Paläontologie zu. 1926 promovierte er bei Wilhelm Salomon-Calvi in Heidelberg mit der Arbeit „Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald".

Bis 1930 wirkte er als wissenschaftlicher Assistent bei Wilhelm Deecke in Freiburg i. Br. Dann wandte er sich in München und in Freiburg dem Bibliothekswesen zu; 1932 erwarb er das Staatsexamen.

1933 verheiratete er sich mit Christine Hormuth aus Heidelberg. Zugleich erfolgte seine Entlassung aus dem Staatsdienst aus rassischen Gründen. Erst war er im Buchhandel tätig, von 1935 bis 1938 stand er im Bibliotheksdienst des Völkerbundes in Genf. Der sehr glücklichen Ehe entsprossen zwei Töchter.

Durch Salomon-Calvi kam er 1938 nach Ankara, um dort eine landwirtschaftliche Bibliothek aufzubauen. Daneben fand Max Pfannenstiel auch Zeit für die Geologie. In der Umgebung von Ankara erkannte er 1940 pleistozäne Flußterrassen, deren Entstehung er klimatisch deutete. Mit Hilfe von Levallois-Moustier-Industrien stufte er die tiefste in die Würm-Eiszeit ein. Zugleich faßte er die paläolithischen Funde Anatoliens zusammen und versuchte eine Gliederung des zentralanatolischen Quartärs.

1941 kehrte er nach Deutschland zurück, wo er in Berlin dem Bibliotheksdienst des Wehrgeologenstabes zugeteilt wurde. Dabei hatte er die Admiralskarten des östlichen Mittelmeeres geologisch auszudeuten.

Zwischen Mittelmeer und Schwarzem Meer erkannte er 1944 den Bosporus als jüngstes, erst in der Flandrischen Transgression entstandenes Element. Die früheren Meeresverbindungen wären durch die tektonische Senke E von Bithynien, vom Golf von Ismir gegen NE ins Schwarze Meer, erfolgt. In der Würm-Eiszeit war Europa landfest mit Kleinasien verbunden. Die Dardanellen existierten, wie bereits in der vorherigen Regression, als Flußtal. Zuvor hingen, wie Strandterrassen um 30 m bekunden, Mittelmeer und Schwarzes Meer zusammen. In der vorangegangenen Römischen Regression lag dagegen der Mittelmeerspiegel recht tief, die N-Küste S von Kreta. Im Marmaragebiet bekunden Ablagerungen mit Schwarzmeer-Muscheln 40—45 m über dem heutigen Spiegel eine Verbindung gegen NE. Marine Terrassen um 60 und um 100 m lassen noch ältere Transgressionen des Mittelmeeres ins Schwarzmeer-Gebiet vermuten. Zuvor hätte im Meerengen-Gebiet eine Bruchbildung zu bedeutenden Verstellungen geführt. Mit ihr ist wohl auch die Bildung der Ägäis in Zusammenhang zu bringen.

Nach dem Krieg trat Max PFANNENSTIEL zunächst wieder in den Dienst der Universitätsbibliothek in Freiburg. 1946 wurde ihm als Nachfolger von Wolfgang SOERGEL das Ordinariat für Geologie und Paläontologie übertragen. Es war eine treffliche Wahl. Max PFANNENSTIEL verstand es mit seltenem Geschick die Studenten für die Erdgeschichte und für die Liebe zum heimatlichen Boden zu begeistern. Mit großem Eifer übernahm er das neue Amt, baute aus dem Nichts wieder ein Institut auf, schuf Arbeitsplätze und legte mit unendlichem Fleiß und Ausdauer Sammlungen an, richtete die ausgelagerte Bibliothek wieder ein, sorgte für die Ergänzungen der kriegsbedingten Lücken und erweiterte sie durch einen regen Tauschverkehr.

Die Oehninger Fundstätten erweckte er zu neuem Leben (1947—50), und am Höwenegg barg er mit seinen Mitarbeitern und Schülern Skelette von Hipparion, Antilopen, Dinotherium usw., um wieder einen Grundstock für den Unterricht und die dezimierten Bestände der westdeutschen Museen zu gewinnen.

Die Mittelmeer-Studien fanden in der Quartärgeschichte des Donau-Deltas (1950) ihre Fortsetzung. Typische Mittelmeerformen in letzten interglazialen Ablagerungen des Deltas bestätigten ihm die damalige Mittelmeer-Transgression. 1951 faßte er die Ergebnisse über die Spiegelschwankungen im Mettelmeer und im Schwarzen Meer zusammen und veröffentlichte 1952 eine Quartärgeschichte des Nildeltas.

Aufgrund zahlreicher Bohrungen aus der levantinischen Küstenebene konnte PFANNENSTIEL (1952) über Pliozän bis Kreide kontinentale Dünensande bis in große Tiefen nachweisen, in die sich mehrere marine Schichten einschieben. PFANNENSTIEL sah noch in der ganzen Abfolge vorwiegend pluviale Ablagerungen des Würms, obwohl sich auch ältere marine Ingressionen feststellen lassen.

In Ägypten fesselte ihn (1953) die Entstehung der Oasen-Depressionen, die er als vom Wind weiter ausgeräumtes fluviales Schichtstufenland erkannte. Wohl in Zusammenhang mit dem Wiederanstieg des Meeresspiegels auf + 15 m begann der Nil erneut aufzuschottern, so daß Wasser über die vom Wind ausgeblasenen Senken gegen E in die Becken abfloß und dort Seen entstehen ließ.

Aus der intensiven Begegnung mit dem Mittelmeer entstanden die ersten bathymetrischen Karten (1960). Seiner Initiative ist auch der Bau der Meteor, des ersten deutschen Forschungsschiffes der Nachkriegszeit, mitzuverdanken.

Das Meer hatte ihn weiterhin in seinen Bann gezogen. Er wandte sich dem westlichen Mittelmeer, der submarinen Geologie (1959) und dem nördlichen Atlantik sowie der Geschichte der Meeresgeologie zu (1970). Zugleich entstand nach und nach eine vollständige Karte des Mittelmeerbodens. Während seines Krankenlagers erschien seine letzte Mittelmeer-Arbeit „Die Entstehung des Alboranmeeres aus dem alten Alboranland" (1975), in der er die Entwicklung des westlichen Mittelmeeres durch stückweises Niedersinken von Landmassen seit dem frühen Miozän dargelegt hat.

Im badischen Land galt seine Begeisterung vor allem dem eiszeitlichen Geschehen im Schwarzwald. Anstelle des Auf und Ab des Meeresspiegels trat das Vorrücken und Abschmelzen des Eises. Während die würmzeitlichen Dokumente weitgehend bekannt waren — er fand noch Perlen, etwa im Talkessel von Präg (1961) — stand die Frage nach einer größeren rißzeitlichen Vereisung zunächst gar nicht zur Diskussion. Da bis dahin kaum Zeugen bekannt waren, wurde argumentiert, daß der Schwarzwald damals noch nicht hoch genug herausgehoben war.

Zum Vergleich bereiste er oft das Schwestermassiv, die Vogesen, zu denen er seine Liebe aus der Jugendzeit bewahrt hatte. Hier waren die präwürmzeitlichen Zeugen seit langem klar und unbestritten. Dadurch vertiefte sich die freundschaftliche Zusammenarbeit mit N. THÉOBALD, den er nach Kriegsende in Freiburg kennengelernt hatte und mit dem er zeitlebens eng verbunden blieb.

Mit G. RAHM hat er in reichem Maße Zeugen von Eistransport gefunden: Erratiker — teils als Menhire aufgerichtet, Schotterstreuen, Grundmoräne, Schmelzwasserrinnen, Rundhöcker, so daß die alte These von der zu geringen Höhe immer fragwürdiger wurde. Im südlichen Schwarzwald (1958) reichten die rißzeitlichen Gletscher bis ans Helvetische Eis. Von diesem wurden sie gestaut und erst nach und nach aufgenommen. Nach SE drang das Wutach-Eis (1963, 1966) bis zum Randen, wo es auf den Rhein-Gletscher traf, gegen E bis ins obere Aitrachtal und nach NE noch ins Donaueschinger Ried.

Auch das Wehratal und die Wiesetäler (1964) waren von rißzeitlichem Schwarzwald-Eis erfüllt, das noch auf dem Dinkelberg bis 100 m mächtig war. Der Wehra-Gletscher vermochte sich eben noch mit dem Helvetischen Eis zu vereinigen, während der Wiese-Gletscher erst unmittelbar vor Basel endete.

Noch in den letzten Jahren häuften sich die eiszeitlichen Dokumente auch am W-Abfall. Hiervon zeugt seine letzte, zusammen mit G. RAHM verfaßte Arbeit über die Vergletscherung des Blauen. Dank der exponierten Lage reichte das Eis bis an den Rand der Rheintalebene.

In einer noch gemeinsam begonnenen Arbeit zeigte sich, daß das Schwarzwald-Eis gegen E gar bis an die Mündung der Aitrach in die Donau vorstieß und N der beiden Schmelzwasserrinnen über Spaichingen bis zum Plettenberg auf Eis traf, das von der westlichen Schwäbischen Alb abfloß. In der Senke S des Lemberges drang es bis ins oberste Tal der Unteren Bära vor.

Aus dem langjährigen Bibliotheksdienst entwickelte Max PFANNENSTIEL als dritte Forschungsrichtung die wissenschaftshistorische, die ihn bis zuletzt in Bann hielt. In mühsamer Kleinarbeit trug er über 30 000 Briefe und Dokumente von Geologen und Naturwissenschaftlern aus vielen Ländern Europas zu einem Geologen-Archiv zusammen (1974). Nur er konnte durch sein Geschick, sein Temperament, die vielseitigen Interessen und zahlreichen Freunde in aller Welt eine derartige Aufgabe anpacken. Nur zu gern hätte er daran noch einige Jahre weiter gearbeitet. Max PFANNENSTIEL versuchte stets auch den menschlichen Seiten der Forscher nachzuspüren, um so die nur allzu oft krummen Wege in der geologischen Erkenntnis aufdecken zu können. Dabei zeigte er stets große Freude am Kuriosen, was etwa aus seinem Aufsatz „Fälscher und Fälschungen von Oehninger Fossilien" (1958) hervorgeht.

Von seinen menschlichen Qualitäten fielen vor allem seine Kontaktfreudigkeit und sein feiner Humor auf. Beziehungen auch über die Landesgrenze hinweg zu pflegen war ihm Herzensangelegenheit. Seine Gastländer und deren Bewohner empfand er bald als neue Heimat mit neuen Freunden.

Den Studenten war er, wie seinen eigenen Kindern, ein gütiger Vater. In der Hungerzeit der ersten Nachkriegsjahre richtete er für sie einen Mittagstisch ein. Am Geschick seiner Mitarbeiter und Schüler sowie an ihrem Start ins Berufsleben nahm er regen Anteil.

Auch seine Kollegen schätzten sein offenes, stets frohes Wesen. 1949—1950 war er Dekan der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät, 1954—1955 Rektor der Albert-Ludwigs-Universität.

In seinen zahlreichen Vorträgen in und außerhalb des Einzugsbereiches der Freiburger Universität vermochte er selbst den einfachsten Laien zu begeistern und mitzureißen. In Freiburg lag ihm besonders die Naturforschende Gesellschaft am Herzen. Für sie und ihre Berichte hat er sich während dreier Jahrzehnte entscheidend eingesetzt. In vielen anderen wissenschaftlichen Gesellschaften wirkte er tatkräftig mit, so fanden wir ihn auch im ersten Beirat der DEUQUA.

An ihm zuteil gewordenen Ehrungen seien nur folgende erwähnt: Doctor honoris causa de l'Université de Besançon (1961), Officier dans l'Ordre des Palmes Academiques (1966) und die Hans-Stille-Medaille (1974).

Ein vollständiges Schriftenverzeichnis von Max PFANNENSTIEL soll im Band 66 (1976) der Berichte der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i. Br. erscheinen.

René Hantke und Gilbert Rahm.

E. Verschiedenes

Persönliches

Den 85. Geburtstag begeht am 21. 4. 1976 Herr Prof. Dr. Karl GRIPP, 2400 Lübeck 1, Klosterstraße 22.

Den 80. Geburtstag begeht am 16. 6. 1976 Herr Prof. Dr. Wolfgang PANZER, 6500 Mainz, Oberer Laubenheimerweg 13.

Den 75. Geburtstag begeht am 29. 7. 1976 Herr Prof. Dr. J. HESEMANN, 4150 Krefeld, Von-Steuben-Straße 17.

Den 65. Geburtstag begeht am 23. 7. 1976 Herr Direktor Dr. J. NIEDERMAYER, 2000 Hamburg 13, Oberstraße 88.

Kongresse – Tagungen

X. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA)

Der Kongreß findet vom 16.—24. August 1977 an der Universität Birmingham/Vereinigtes Königreich statt. Das zweite Rundschreiben ist Ende März versandt worden und kann beim Sekretariat angefordert werden. Anschrift: Dr. W. G. Jardine, Secretary-General X INQUA Congress, Department of Geology, University of Glasgow, Glasgow, G 12 8QQ, United Kingdom.

Anmeldungen zur Teilnahme am Kongreß und von Vorträgen sollen möglichst bis zum 30. Juni 1976 und nicht später als 30. September 1976 erfolgen.

Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie

Das III. Symposium findet vom 4.—8. 10. 1976 in Karlsruhe statt. Als thematischer Schwerpunkt soll die Hangentwicklung i.w.S. behandelt werden. Es können aber auch Referate aus dem Gesamtgebiet der Geomorphologie gehalten werden.

Anmeldung von Vorträgen unter Beifügung einer Inhaltsangabe von einer Seite bis zum 10. 6. 1976 an Prof. Dr. A. Wirthmann, Geograph. Institut der Universität Karlsruhe, Kaiserstraße 12.

Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher

Die Jahrestagung findet vom 24.—26. 9. 1976 in Velberg/Fränkische Alb statt. Die Gestaltung der Tagung hat die Forschungsgruppe „Höhle und Karst Franken" übernommen.

Auskünfte erteilt der Geschäftsführer des Verbandes, Herr Hans Binder, 7440 Nürtingen, Eschenweg 3.

Verband der Türkischen Geomorphologen, P. K. Bakanliklar-Ankara

Der Schriftleitung sind drei Hefte mit Nachrichten über die Tätigkeit der Vereinigung und mit wissenschaftlichen Aufsätzen zugegangen. Es handelt sich um die Publikationsreihe der Vereinigung und das Jeomorfoloji Dergisi (Geomorphology Bulletin). Die Arbeiten sind meist in türkischer und einige in englischer Sprache abgefaßt.

Neue Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen

Die von H. D. LANG, A. RABIEN, W. STRUVE und E. WIEGEL ausgearbeiteten neuen Richtlinien liegen jetzt vor und sind vom Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, zu beziehen (herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und von den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland).

Auf der vorletzten Umschlagseite dieses Bandes sind einige wichtige Hinweise für die Autoren zusammengestellt. Allen Verfassern von Arbeiten für Eiszeitalter und Gegenwart wird jedoch empfohlen, bei der Abfassung von Manuskripten die neuen Richtlinien zu benutzen. Dies gilt insbesondere für die Verwendung der vereinbarten allgemeinen, geowissenschaftlichen und bibliographischen Abkürzungen. Eingereichte Manuskripte, die nicht den neuen Richtlinien entsprechend abgefaßt sind, werden an den Autor zurückgesandt. Dies verursacht höheren Zeitaufwand, zusätzliche Portokosten und eine Verzögerung des Druckes.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis" notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1½zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ..." oder „... (MÜLLER 1943: 76) ..." oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ..." Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv;* sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypien sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6—24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250—261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, **2**, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 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 78.—**

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 14.80**

. . . 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 19.80**

„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 14.80**

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.