Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHONHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

FÜNFUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 89 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 4 TAFELN

1974
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **25**	*Seite 1-300*	*Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974*

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

3 Hannover-Buchholz,
Alfred-Bentz-Haus
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 den Schatzmeister Dr. H. Schneekloth, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, zu richten.

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

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

FÜNFUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 89 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND 4 TAFELN

1974
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart	*Band* **25**	*Seite 1-300*	*Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974*

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

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

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

INHALT

SCHÖNHALS, E.:
25 Jahre Deutsche Quartärvereinigung . . . . . I—IV

A. Aufsätze

Seite

GRIPP, K.:
Untermoräne — Grundmoräne — Grundmoränenlandschaft . . . . . 5— 9

METZGER, K.:
Ein Beitrag zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal bei Wels/Oberösterreich . . . . . 10— 24

HASTENRATH, St.:
Spuren pleistozäner Vereisung in den Altos de Cuchumatanes, Guatemala . . . . . 25— 34

HORMANN, K.:
Ein neues Modell des würmzeitlichen Inn-Chiemseegletschers — Überschiebungen des Inngletschers über den Tiroler Achengletscher bis in die Bereiche des heutigen Chiemsees . . . . . 35— 47

KELLER, G.:
Glazialtektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik . . . . . 48— 53

MÄCKEL, R.:
Zur Quartärstratigraphie und Geomorphologie des Kafue-Berglandes südlich von Lusaka, Zambia . . . . . 54— 61

BRUNNACKER, K.:
Lösse und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum . . 62— 95

GLÜCKERT, G.:
Mindel- und rißeiszeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers . . 96—106

MIEHLICH, G.:
Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen . . . 107—125

FISCHER, K.:
Die pleistozäne Vergletscherung und die Frage der Landsenkung im Bereich des Chonos-Archipels/Südchile . . . . . 126—131

GOLTE, W. u. HEINE, K.:
Fossile Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein . . . . . 132—140

KOWALCZYK, G.:
Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht . . . . . 141—156

SCHUNKE, E.:
Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island, ihre klimatischen und edaphischen Bedingungen . . . . . 157—165

Seite

BIBUS, E.:

Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß . . . . . 166—182

SCHÖNHALS, E.:

Zur 25jährigen Geschichte der Deutschen Quartärvereinigung (Namen, Daten und wissenschaftliche Veranstaltungen 1948—1973) . . . . . 183—205

B. Berichte – Tagungen

PFEFFER, W. u. Schriftl.:

Die 17. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 20.—24. September 1974 in Hofheim am Taunus . . . . . 206—222

SCHÖNHALS, E. mit Beiträgen von K. A. HABBE, K. HEINE, H. LIEDTKE u. K.-D. MEYER:

Der IX. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dezember 1973 . . . . . 223—267

MITCHELL, G. F.:

INQUA — its past, its present, and its future . . . . . 268—275

C. Buchbesprechungen . . . . . 276—287

D. Nachrufe

Edith Ebers (H. Vidal) . . . . . 289—295

Wilhelm Hollstein (E. Schönhals) . . . . . 296—297

Otto Sickenberg (K. Richter) . . . . . 298—299

E. Verschiedenes 300

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite I-IV	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

25 Jahre Deutsche Quartärvereinigung

Von Ernst Schönhals, Gießen

Ansprache anläßlich der Eröffnung der 17. Hauptversammlung in Hofheim a. Ts. am 21. September 1974

Herr Vorsitzender,
liebe Mitglieder der Deutschen Quartärvereinigung,
meine sehr verehrten Damen und Herren!

In der jüngeren Geschichte der deutschen Geowissenschaften ist der 24. März 1948 von besonderer Bedeutung; denn an diesem Tag wurde in Hannover die Deutsche Quartärvereinigung gegründet, nachdem bereits im September 1947 auf Einladung von Frau Edith Ebers in Tittmoning a. d. Salzach eine Zusammenkunft von etwa 20 Quartärforschern stattgefunden hatte und der Entschluß zur Gründung einer wissenschaftlichen Gesellschaft gefaßt worden war.

Am 24. März 1973 waren also 25 Jahre seit Gründung der Deutschen Quartärvereinigung vergangen. Es besteht daher bei der diesjährigen Hauptversammlung zum ersten Mal Gelegenheit, dieses Tages zu gedenken und auf das bisher Geleistete zurückzublicken.

Doch zunächst wollen wir uns für einige Augenblicke in die ersten Jahre nach dem Krieg zurückversetzen, in eine Zeit, die noch überschattet war von Leid und Entbehrungen. Tausende von Kriegsgefangenen warteten auf ihre Heimkehr und in der Heimat bestand Ungewißheit über die wirtschaftliche und berufliche Zukunft.

In jenen Jahren, als die Älteren unter uns den Wiederaufbau von Universitäts-Instituten und Geologischen Landesanstalten sowie den Beginn des Lehrbetriebes an den Hochschulen erleben durften, faßte eine kleine Anzahl von Wissenschaftlern den Entschluß, die Deutsche Quartärvereinigung ins Leben zu rufen.

Paul Woldstedt bereitete von Hannover aus die Gründung vor und lud mit einem Rundschreiben, datiert vom 1. 3. 1948, zur Gründungsversammlung am 24. 3. 1948 nach Hannover ein. Am selben Tag wurden der vorläufige Vorstand und Beirat gewählt sowie die Satzung beschlossen. Der erste Vorstand setzte sich wie folgt zusammen: Vorsitzende: P. Woldstedt (Hannover) und C. Troll (Bonn); Schriftführer: R. Grahmann (Bielefeld) und R. Finsterwalder (Hannover); Kassenwart: K. Richter (Hannover).

Gemäß den damals geltenden Gesetzen war die Zulassung der Deutschen Quartärvereinigung für das „Vereinigte Wirtschaftsgebiet" erforderlich. Die Erledigung des entsprechenden Antrags dauerte über 1 Jahr, denn erst am 9. Mai 1949 erfolgte die Genehmigung zur Aufnahme der Arbeit der neugegründeten Gesellschaft. Aber bereits vom 7.—11. Oktober 1948, also ein halbes Jahr vor der Zulassung, wurde die erste wissenschaftliche Tagung in Hannover veranstaltet. Es wurden 18 Vorträge gehalten. Vertreter aller wichtigen Zweige der Quartärforschung kamen zu Wort und machten dadurch deren interdisziplinären Charakter deutlich. Das Grundsatzreferat hielt Paul Woldstedt über das Thema „Stand und Aufgaben der Quartärforschung in Deutschland", ein Vortrag, der auch heute noch Aktualität besitzt.

Schon durch die erste Tagung konnte die junge Gesellschaft viele Mitglieder gewinnen, denn bereits am 1. Juni 1949 betrug die Mitgliederzahl 200, ein Beweis für das große Interesse der Quartärforscher an einem Zusammenschluß. Es sei an dieser Stelle noch erwähnt, daß der erste Jahresbeitrag 12,— DM betrug, für die damalige Zeit eine beachtliche Summe und auch für manches Mitglied wohl ein Opfer.

Ein weiteres wichtiges Ereignis brachte dann das Jahr 1951; in diesem Jahr erschien zum ersten Mal „Eiszeitalter und Gegenwart". Der erste Band umfaßt knapp 200 Seiten aus leicht vergilbendem Papier in Nachkriegsqualität; er enthält die auf der Tagung in Hannover gehaltenen Vorträge und die Satzung der Vereinigung.

In seinem Vorwort hebt PAUL WOLDSTEDT hervor, daß im Jahrbuch nicht allein das Eiszeitalter behandelt werden soll, sondern auch „die Nacheiszeit mit allen ihren bis zur Gegenwart reichenden Problemen". Er schreibt weiter: „Aufgabe dieses unseres Jahrbuches soll sein, vorzugsweise solche Arbeiten zu bringen, die für den ganzen Kreis der an der Quartärforschung beteiligten Wissenschaftler von Interesse sind." Eine Durchsicht der bisher erschienenen Bände von „Eiszeitalter und Gegenwart" ergibt, daß dieser Grundsatz weitgehend berücksichtigt worden ist.

Die ersten 8 Jahre der jungen Gesellschaft waren durch eine erstaunliche Aktivität gekennzeichnet, fanden doch bis 1956 8 Hauptversammlungen statt, d. h. von 1948 bis 1956 kamen die Quartärforscher in jedem Jahr zu Vorträgen und Exkursionen zusammen. München — Mainz — Krefeld — Stuttgart — Bad Segeberg — Laufen a. d. Salzach und Marburg a. d. Lahn waren die Tagungsorte. Die jährlichen Zusammenkünfte wirkten sich auf den Mitgliederbestand günstig aus. Etwa bis zum Ende der ersten Entwicklungsphase im Jahre 1956 war die Mitgliederzahl bereits auf über 400 angewachsen; sie hatte sich also gegenüber 1949 verdoppelt.

Es folgten dann im Zweijahres-Rhythmus die Hauptversammlungen in Überlingen — Karlsruhe — Nürnberg — Lüneburg — Göttingen — Biberach a. d. Riß — Kiel und in Stuttgart-Hohenheim. Ich nenne bewußt diese 16 Tagungsorte, denn für viele der hier anwesenden Quartärfreunde sind sie mit bleibenden Erinnerungen verbunden, sei es nun ein herausragender Vortrag, eine eindrucksvolle Exkursion oder die erste Bekanntschaft mit einem Quartärforscher.

Meine sehr verehrten Damen und Herren!

Das große Ansehen, das die deutsche Quartärforschung — repräsentiert durch die Deutsche Quartärvereinigung — heute in Deutschland und im Ausland besitzt, ist zu einem erheblichen Teil den wissenschaftlichen Tagungen und dem Jahrbuch „Eiszeitalter und Gegenwart" zu verdanken. Die wissenschaftlichen Vorträge der in zweijährigem Turnus stattfindenden Hauptversammlung und die Exkursionen sowie die Veröffentlichung quartärgeologischer Forschungsergebnisse im Jahrbuch bilden das Fundament unserer Vereinigung, die z. Z. mehr als 700 Mitglieder hat. Hauptversammlung und Jahrbuch sind sichtbarer Ausdruck unserer Arbeit; sie verdienen daher auch in der Zukunft besondere Aufmerksamkeit und erfordern eine ständige Verbesserung in Form und Inhalt.

Die in „Eiszeitalter und Gegenwart" publizierten Aufsätze, Mitteilungen und Berichte sowie die bei den Hauptversammlungen behandelten Vortragsthemen und die veranstalteten Exkursionen lassen gewisse Schwerpunkte der deutschen Quartärforschung erkennen. Zu ihnen gehören die Stratigraphie und Glazialmorphologie, die Paläobotanik, die Ur- und Frühgeschichte, die Paläopedologie, die Lößforschung und periglaziale Erscheinungen und Vorgänge. In jüngster Zeit haben die periglazialen Prozesse des Spät-

glazials größere Bedeutung erlangt, weil sie an der Entstehung der meisten lockeren Ausgangsgesteine unserer Böden wesentlich beteiligt sind.

In diesem Zusammenhang ist noch zu bemerken, daß in den letzten 15 Jahren die Erforschung des Holozäns stärker in den Vordergrund getreten ist, eine positiv zu bewertende Entwicklung, nicht zuletzt im Hinblick auf die Wichtigkeit der geologisch-pedologischen Vorgänge während des Holozäns für viele neu auftretende Umweltprobleme in der modernen Industriegesellschaft.

Überschaut man die ersten 25 Jahre unserer Vereinigung, so kann man m. E. mit der geleisteten Arbeit zufrieden sein. Vielleicht wäre bei der Programmgestaltung der 16 Hauptversammlungen und der Herausgabe von „Eiszeitalter und Gegenwart" das eine oder andere besser zu machen gewesen, aber vergessen wir nicht, daß oft die äußeren Umstände stärker sind als der gute Wille, der sicherlich bei allen mit den oft schwierigen Aufgaben betrauten Mitgliedern vorhanden war.

Im Rahmen dieses skizzenhaften Rückblicks möchte ich noch einen weiteren Aspekt der Entwicklung unserer Vereinigung ansprechen. Das ist die Tatsache, daß praktisch von Anfang an auch Quartärforscher aus benachbarten und überseeischen Ländern durch ihre Teilnahme an den Hauptversammlungen und die Veröffentlichung von Arbeiten in „Eiszeitalter und Gegenwart" wesentlich dazu beigetragen haben, die deutsche Forschung aus ihrer kriegsbedingten Isolierung zu lösen und ihr wieder überregionale Geltung zu verschaffen. Das sei in diesem Zusammenhang mit aufrichtigem Dank festgestellt. Daß sich damals ausländische Forscher zur Zusammenarbeit bereitfanden, ist in erster Linie den Bemühungen der international angesehenen Vorstands- und Beiratsmitglieder jener Jahre, an der Spitze PAUL WOLDSTEDT und CARL TROLL, zu verdanken. Diese Entwicklung hielt viele Jahre an, und seit Ende der 50er / Anfang der 60er Jahre erwarben zunehmend ausländische Quartärforscher und Institutionen die Mitgliedschaft unserer Vereinigung. Es ist daher auch verständlich, daß — mit zwei Ausnahmen — in allen Bänden von „Eiszeitalter und Gegenwart" jeweils mehrere Arbeiten ausländischer Kollegen erschienen sind, und zwar in der Regel mehr als 3, maximal 7.

Diesen internationalen Verbindungen, die durch das behutsame Bemühen zahlreicher Mitglieder im Laufe vieler Jahre entstanden sind und die auch in einer Reihe von Ehrungen angesehener ausländischer Forscher durch die Deutsche Quartärvereinigung zum Ausdruck kommen, messe ich große Bedeutung bei; ja ich bin der Meinung, daß wir diese Kontakte zukünftig noch stärker als bisher entwickeln und pflegen sollten. Hierbei ist in erster Linie an eine Zusammenarbeit mit Gesellschaften in anderen Ländern sowie mit der INQUA und ihren Kommissionen zu denken. Die Teilnahme der INQUA-Lößkommission an unserer diesjährigen Tagung könnte ein Anfang sein. Zur Erweiterung der internationalen Beziehungen vermag vor allem der wissenschaftliche Nachwuchs einen wesentlichen Beitrag zu leisten, zumal immer mehr junge Wissenschaftler Untersuchungen in anderen Erdteilen in Angriff nehmen und dadurch gute Voraussetzungen für die Herstellung solcher Verbindungen gegeben sind.

Meine sehr verehrten Damen und Herren!

Am Beginn der 17. Hauptversammlung in Hofheim, mit der die Arbeit des zweiten Vierteljahrhunderts ihren Anfang nimmt, dürfen wir aber nicht nur auf das Geleistete zurückblicken, sondern wir müssen uns auch um die weitere Entwicklung der Deutschen Quartärvereinigung Gedanken machen. Entschlüsse zu fassen, ist jedoch kaum möglich, denn wer kann schon den zukünftigen Einfluß von Politik, Wirtschaft und Gesellschaft auf die Wissenschaft abschätzen und beurteilen, um daraus den einzuschlagenden Weg unserer Vereinigung zu markieren. Aufgrund eines reichen Erfahrungsschatzes aus 25jäh-

riger Mitgliedschaft und Mitarbeit im Vorstand und Beirat bin ich zu der Ansicht gelangt, daß sich Aufbau und Arbeitsweise unserer Vereinigung im großen und ganzen bewährt haben. Wir sollten daher auf dem bisherigen Weg, von dem manches Hindernis wegzuräumen war, voranschreiten, allerdings auch bereit sein, Korrekturen vorzunehmen, soweit solche durch den Wandel der äußeren Bedingungen und durch neue Anforderungen an die Wissenschaft notwendig werden. Auch in Zukunft sollten alle Mitglieder um eine möglichst große Effektivität der zu leistenden Arbeit und um die Bewahrung und Mehrung des in den ersten 25 Jahren errungenen Ansehens der Deutschen Quartärvereinigung bemüht sein.

Die Deutsche Quartärvereinigung hat als eine Gesellschaft mit einem ausgesprochen interdisziplinären Charakter innerhalb der Geowissenschaften besondere Aufgaben zu erfüllen, die darin bestehen, den wissenschaftlichen Dialog zwischen den verschiedenen Fachgebieten lebendig zu halten, neue Forschungsvorhaben im Rahmen ihrer Möglichkeiten zu fördern und wissenschaftliche Ergebnisse in ihrem Jahrbuch zu veröffentlichen. Dieses Ziel kann jedoch nur erreicht werden, sofern sich auch in der Zukunft alle Mitglieder dafür einsetzen und bereit sind, im Vorstand und Beirat Aufgaben und Verantwortung zu übernehmen. Wenn das der Fall sein wird, kann man einer weiteren Aufwärtsentwicklung der Deutschen Quartärvereinigung im zweiten Vierteljahrhundert ihrer Geschichte mit Zuversicht entgegensehen.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 5-9	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Untermoräne - Grundmoräne - Grundmoränenlandschaft

Von Karl Gripp, Lübeck

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung. Zunehmende Dicke des Inlandeises mindert die Mächtigkeit der Grundmoräne. Bei deren Abtrag entstehen Geschiebepflaster (striated pavement). Sie werden bei erneuter Minderung der Eisdecke von sich abermals niederschlagender Grundmoräne überdeckt. Solche Pflaster zeigen also einen Eisrand-Vorstoß in der Facies der Grundmoräne auf.

Grundmoränen-Ebenen entstanden, wo die Grundmoränen-Decke höher lag als die in Rinnen abfließenden Schmelzwässer.

Der Begriff: Kuppige Grundmoränen-Landschaft ist morphographisch. Morphogenetische Angaben sollten statt seiner gebraucht werden.

Résumé. Si l'épaisseur de l'inlandsis s'accroît, la moraine de fond (terrains meubles sous-glaciaires de Liboutry) s'amincit. Les gros blocs contenus dans la moraine inférieure (moraine feuilletée) sont pressés dans la moraine de fond restante, formant ainsi un pavé. Dès que la glace diminue, une nouvelle moraine de fond se dépose sur le pavé.

Les plaines de moraine de fond se forment où les eaux fluvioglaciaires coulent dans un niveau plus bas que celui de la moraine.

L'expression: Paysage de moraine de fond mamelonnée est d'un sens très variable; à preferer des explications morphogénétiques détaillées.

Seit der Gletscherkonferenz 1899 (Böhm 1901) wird allgemein zwischen bewegten und abgelagerten Moränen unterschieden. Bei dem am Grunde des Eises und unter dem Eise anzutreffenden Gesteinsschutt ergab dies die Trennung in die bewegte Untermoräne und die darunter gelegene eisfreie Grundmoräne.

An heutigen Rändern der Landeis-Vorkommen ist Grundmoräne nur selten zu beobachten. Hohlräume unter Gletschern und ebendort angelegte Tunnel (Vallot in Böhm 1901: 185; Liboutry 1965: 674) ergaben zudem, daß nur in der Nähe des Eisrandes Schutt unter dem basalen Eis angetroffen wird, weiter aufwärts aber das Eis dem Fels unmittelbar aufliegt. Somit ergab sich der Verdacht, daß Grundmoräne nur am Rande einer fließenden Eismasse ausgeschieden wird.

Hierzu im Gegensatz steht der Befund im ehemals vereisten Flachland. Hier wird Grundmoräne als mehr oder weniger zusammenhängende Decke weithin angetroffen.

Es besteht also ein zunächst ungeklärter Unterschied zwischen den rezenten Beobachtungen und denen an der Hinterlassenschaft der quartären nordischen Vereisungen. Weiter zu einem Verständnis hilft die Analyse der Vorgänge am Grunde des Inlandeises, wie sie sich aus der Deutung der Geschiebepflaster ergibt. Dies sind eine oder gar mehrere Lagen von Geschiebeblöcken. Diese Lagen treten inmitten der Grundmoräne weithin auf. Jene Blöcke sind an ihrer Oberfläche kräftig und in gleicher Richtung geschrammt. So auch in der Abbildung eines Geschiebemergels in Rasmussen (1966: 81). Unweit von Odense sind drei solcher Lagen übereinander angetroffen. Auch vom Südufer der westlichen Ostsee sind sie von Heiligenhafen bis Warnemünde bekannt. Die ältere Literatur über striated pavement ist von Böhm (1901: 149) und von Wahnschaffe (1909: 137) angeführt worden. Aus neuerer Zeit sei hingewiesen auf Hansen (1942), Seifert (1954), Nielsen (1959) und Heerdt (1966). Allgemein wird in dem Geschiebepflaster die Hinterlassenschaft von zwei aufeinander gefolgten Eisbedeckungen gesehen.

Aber an allen Orten liegt die Geschiebelage in der Grundmoräne und fast stets ohne Zwischenschaltung von Ablagerungen fließenden Wassers. Die Analyse der Vorgänge (Gripp 1973) ergab folgendes: Die Anreicherung von Geschieben trennt die Grundmoränendecke in einen unteren, damals ruhenden Teil und einen oberen, zur Zeit der Anreicherung der Blöcke mit dem Gletscherschliff nicht vorhandenen Teil. Der Schliff auf der Oberseite der Blöcke entstand durch bewegte Untermoräne. Die Blocklage stellt eine Anreicherung von Geschieben dar, die vorher regellos in der inzwischen abgetragenen Grundmoräne verteilt lagen. Diese Anreicherung fand an der Grenze von ruhender und bewegter Moräne statt. Die Blöcke sind in die ruhende Grundmoräne hineingepreßt worden. Die Annahme erscheint berechtigt, daß anfangs, als mit abnehmender Mächtigkeit der Druck des Eises nachließ, Untermoräne zunehmend aus der Bewegung ausschied und Bestandteil der Grundmoräne wurde. Als später bei erneut verstärktem Zufluß des Eises dessen Mächtigkeit und damit Druckwirkung zunahm, wurden die obersten Lagen der Grundmoräne nacheinander wieder zu „Gleitbrettern". Solche konnten aber größere Geschiebe nicht verfrachten. Diese wurden in die Oberseite der noch ruhenden eisfreien Grundmoräne hineingepreßt. Die Feinkorn-Anteile der dabei weichenden Grundmoräne



Abb. 1. Strand-Kliff aus Grundmoräne mit Geschiebepflaster, Grossenbrode (Ostholstein).
Foto: Frau Dr. Gripp-Satow.

wurden gleichzeitig von der Untermoräne verfrachtet. Je länger die Umwandlung der jeweils obersten Lage der Grundmoräne zu Untermoräne dauerte, je mehr Blöcke sammelten sich im Geschiebepflaster an.

Dieser Vorgang war zuende, als dem Eisvorstoß ein Rückschmelzen des Eises folgte und dadurch der Druck des Eises nachließ. Über dem Geschiebepflaster schied nunmehr das jeweils unterste Gleitbrett der Untermoräne aus der Bewegung aus. Mit dem Schmelzen des darin enthaltenen Eises nahm die Grundmoräne an Mächtigkeit zu. Regellos darin verteilt traten erneut herangeführte Geschiebe auf. Ein Geschiebepflaster gestattet somit, einen Eisvorstoß in der Facies Grundmoräne zu erkennen.

Geschiebepflaster sind morphogenetisch ohne Bedeutung. Daher werden sie in glaciomorphologischen Werken nicht erwähnt. Sie bezeugen aber in morphologischer Hinsicht

wichtige Vorgänge. Möglicherweise gelingt es später durch Vergleich der Verdichtung der Geschiebemergel (DÜCKER 1951; SEIFERT 1973) Angaben über unterschiedlichen Eisdruck und damit über die jeweilige Dicke des Eises zu gewinnen. HEERDT 1966, Ab. 16, hat aufzeigen können, daß die oberhalb eines Geschiebepflasters gelegene Grundmoräne sich über den Rand der unteren Grundmoränen-Lage hinaus erstreckte.

Geschiebepflaster zeigen den Unterschied zwischen Grundmoräne und Untermoräne auf. Sie lehren, daß zunehmender Druck des Eises die Grundmoräne abträgt. Wäre das Eis noch weiter angeschwollen, so wäre die Grundmoräne völlig abgetragen worden. Das Eis wäre dann mit seiner Untermoräne auf älteren Absätzen dahin geglitten. Damit sind wir zu dem gleichen Ergebnis gekommen wie eingangs durch Beobachtungen am Grunde von Gletschern und des Inlandeises berichtet.

Von einer bestimmten Mächtigkeit des Eises an kann sich somit keine Grundmoräne unter dem Eise bilden oder erhalten. Die Entstehung von Grundmoräne ist also auf die Randzone des fließenden Eises beschränkt. Diese besaß bei dem flachliegenden Inlandeis allerdings erhebliche Breite. Eine weit reichende Grundmoränen-Decke ist somit nicht synchron wie eine am Grunde einer Meeresbucht abgelagerte Schicht. Eine solche Decke ist vielmehr nacheinander durch Auflage flacher, ähnlich wie Dachziegel aufeinander lagernder Keilstücke entstanden. Die größte Mächtigkeit eines solchen Keiles lag unter dem jeweiligen Eisrand.

Dies gilt aber nur für die Zeit gleichmäßiger Rückverlagerung des Eisrandes. Wenn ein Eisvorstoß nur von kurzer Dauer war, dann konnte danach eine breite Zone des Eises aus der Bewegung ausscheiden. Die Untermoräne dieses Toteises wurde nicht weiter verfrachtet. Sie taute weithin gleichzeitig auf. Somit ist die oberste Lage einer derart entstandenen, unverletzt erhaltenen Grundmoränendecke synchron.

Hier erhebt sich die Frage nach der Entstehung der Grundmoränen-Ebenen (KEILHACK 1897). Sie finden sich im Bereich der Brandenburger Phase ebenso wie in den jüngeren würmzeitlichen Grundmoränen beiderseits der westlichen Ostsee. Grundmoränen-Ebenen weisen zwei Charakteristika auf. Einmal die Ebenheit, aber diese ist — wie wir sehen werden — etwas sekundäres. Die andere und wichtigere Eigenheit ist das Fehlen von Ablagerungen jüngerer Schmelzwässer. Diese fehlen offenbar deswegen, weil die Basis des Eises hier nicht in eingetieften Zugenbecken lag, die später von Schmelzwasser-Ablagerungen erfüllt werden konnten. Jene Grundmoräne-Decken lagen und liegen erheblich höher als die benachbarte Erosionsbasis. Die Schmelzwässer erzeugten und benutzten mehrere 10 m tiefer gelegene Täler. KEILHACK benannte sie mit wirksamer Mystik Urstrom-Täler. Morphogenetisch sollten sie zutreffender als Rinnensander bezeichnet werden.

Der Umstand, daß Schmelzwässer ein Grundmoränendecken-Gebiet in Rinnen gebündelt durchflossen, ließen Grundmoränen-Plateaus, 30—40 m höher als die Rinnensander gelegen, entstehen. Die eisfrei gewordene Grundmoräne war periglacialer Einwirkung ausgesetzt und wurde dadurch sekundär eingeebnet.

Ein gleiches wie für das Brandenburger Gebiet dürfen wir für die Ostsee-Randgebiete annehmen. Lolland, das Parade-Beispiel einer Grundmoränen-Ebenen-Landschaft, liegt 10—20 m ü.d.M. Die benachbarte See weist breite Rinnen in rund 20 m Tiefe auf, denen schmale Täler eingelagert sind. Store und Lille Belt werden, bevor die Meeresüberflutung kam, nacheinander Tunneltäler, Schmelzwasser-Täler und dann Flußtäler gewesen sein. Lolland und andere Bereiche mit Grundmoränen-Ebenen lagen somit in gleicher Weise oberhalb der Erosionsbasen wie die Brandenburger Geschiebemergel-Plateaus. Grundmoränen-Ebenen dürften somit entstanden sein, wo die Schmelzwässer sich tiefer als die Basis des Eises einschneiden konnten.

Anders ist es mit der früher vielfach herangezogenen morphographischen Einheit der „kuppigen Grundmoränen-Landschaft". Diesen Begriff führte WAHNSCHAFFE 1889 für das Gebiet innerhalb der ausgeprägten Endmoränenzüge, insbesondere des „Baltischen Höhenzuges" ein. Am Aufbau der äußeren Endmoränen nahmen hauptsächlich Schmelzwasser-Absätze teil. Grundmoräne wurde nur auf der Innenseite der Moränenzüge angelagert. Stauchte ein späterer Eisvorstoß sein Vorland, zumeist Toteis enthaltend, so kam auf der Außenseite des Moränenzuges ältere, auf dessen Innenseite etwas jüngere Grundmoräne zu liegen. Es erhielten daher während des weiteren Rückzuges des Eises sowohl die Moränenzüge wie die zwischengeschalteten Reste von Zungenbecken reichlich Grundmoränen-Material auf- bzw. eingelagert. Aus den entsprechenden Beobachtungen dürfte WAHNSCHAFFE zu der Auffassung vom Vorhandensein einer kuppigen Grundmoränenlandschaft gekommen sein. Diese kuppige Grundmoränenlandschaft wurde u. a. noch von EGGERS (1934) als eine verbreitete glaciale Einheit aufgefaßt. LORENTZEN (1938) zeigte schon zahlreiche Eisrandlagen im Bereich der kuppigen Grundmoränenlandschaft auf, behielt aber die Bezeichnung Grundmoränenlandschaft bei. Die später erfolgte morphologische Gliederung in dicht und durchaus nicht kongruent gelegene Eisrandlagen und die Deutung zahlreicher Seen-Becken als Reste von Zungenbecken ließen WAHNSCHAFFE's Auffassung hinfällig werden. So schrieb FRANZ in GELLERT (1965, 222) „im Hinterland der Pommerschen Endmoräne finden sich die einzigen größeren Vorkommen von kuppigen Grundmoränengebieten und von Drumlins." SCHOLZ (1959) in seiner eindrucksvollen morphogenetischen Karte Berlin-Nord gibt innerhalb der Joachimstaler Endmoräne wenige kleine Gebiete mit kuppiger Grundmoräne an. Deren Hauptvorkommen liegen eisseitig in Fortsetzung von Kerben im Eisrand. Daher ist nicht anzunehmen, daß es sich um aus Spalten des Eisrandes aufgequollene Grundmoräne handelt, ein Vorgang, der aus Grönland und Spitzbergen bekannt geworden ist (Näheres GRIPP 1929, 223).

Im Glauben an das Vorhandensein von Kuppigen Grundmoräne-Landschaften habe ich selber die Grundmoräne-Mauern, die in Spitzbergen und Grönland Spalten des Eises von unten her anfüllten, als den Ausgang der von WAHNSCHAFFE eingeführten Kuppigen Grundmoräne-Landschaft angesehen. Im Flachland wird aber eine Entstehung der Kuppen auf gleiche Weise kaum vorgekommen sein. Einmal werden Spalten bei in Lockerboden lagernden Zungenbecken selten aufgetreten sein. Spalten, wie sie HEERDT (1966, Abb. 17 u. 21) nachwies, dürften mit dem Widerlager der weitgehend aus festen Fein-Quarziten aufgebauten Stauchmoräne Kühlung verursacht sein. Zum anderen wären Kuppen aus Geschiebemergel durch Aufweichen und Umlagerung sowie weitere periglaciale Vorgänge vermutlich weitgehend eigeebnet worden. In der Nähe einer Stirnmoräne bedingen zwar untereisische Wasserläufe, die Quellaustritte, ungleiche Schwankungen des Eisrandes, Ausfüllung kleiner Becken und Fließen des Schuttes über tauendem Eis Unebenheiten in und auf der ehemaligen Basis des Eises. Aber diese Unebenheiten umfassen nicht das, was unter der flächenhaft weit reichenden Kuppigen Grundmoränen-Landschaft verstanden wird. Deren Unebenheiten waren weitgehend nicht als solche erkannte, von Grundmoräne bedeckte niedrige Eisrand-Anhäufungen, in Senken angereicherte zerflossene Grundmoräne usw.

Der Begriff Kuppige Grundmoräne ist von den preußischen Landesgeologen eingeführt und benutzt worden. In anderen Ländern ist er nicht gebräuchlich. In den Lehrbüchern von FLINT, LLIBOUTRY und EMBLETON & KING suchen wir vergebens danach. Als der Begriff eingeführt wurde, kannte man weder die zahlreichen und z. T. geringen Eisvorstöße, noch die Formen der Schmelze verschütteten Eises.

Der Begriff Kuppige Grundmoränen-Landschaft sollte als morphologische Bezeichnung aufgegeben oder wenigstens auf einwandfreie Analoga zu den rezent beobachteten Vorkommen beschränkt werden. Die unruhigen Formen der bis in jüngste Zeit weiträumig

ausgeschiedenen Kuppigen Grundmoränen-Landschaft sind zumeist nicht durch die Grundmoräne bedingt. Deswegen sollte man das an die Endmoräne innen anschließende Gelände, wenn eine zusammenfassende Bezeichnung erforderlich erscheint, als kuppige oder tiefgetaute Eisrand-Landschaft bezeichnen. 1964 S. 305 benutzte ich für die Kuppige Grundmoränen-Landschaft im weiteren Sinne die Bezeichnung: „Zusammengesetzte Niedertau-Landschaft = Endmoränen + kuppige Grundmoräne". Morphogenetisch und damit erdgeschichtlich weiter aber führt die Auflösung in die Einzelvorgänge des Geschehens.

Literatur

Böhm von Böhmersheim, A.: Geschichte der Moränenkunde. — Abh. geograph. Ges. Wien, **3**, Nr. 4, 1901.

Dücker, A.: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **20**, 3—14, 9 Abb., Hamburg 1951.

Eggers, W.: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — Veröff. Schleswig-Holsteinische Univ. Ges., **42**, 1—120, 1934.

Embleton, C. & King, C. A. M.: Glacial and periglacial Geomorphology. — London 1971.

Flint, R. F.: Glacial and pleistocene geology. — New York 1957.

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

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

— : Der Abbau des würmzeitlichen Eises im Bereich des Kattegatt. — Med. Dansk Geol. For., **17**, 58—75, Kopenhagen 1967.

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

Hansen, Sigurd: En isskuret "Brolaegning" fra Egnen NØ for Odense. — Med. Dansk Geol. For., **10**, 119—129, 5 Abb., Kopenhagen 1942.

Heerdt, S.: Struktur und Entstehung der Stauchmoräne Kühlung. — Geologie, **15**, 1169—1213, 22 Abb., Berlin 1966.

Hillefors, Å.: Die Glacialschrammen auf Hallands Svartskär und der Verlauf des würmzeitlichen Eisrandes längs der Küste Nordhallands, Westschweden. — Dansk Geol. For., **17**, 76—89, Kopenhagen 1967.

Keilhack, K.: Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **17**, 163—188, 6 Abb., 1 Taf., Berlin 1897.

Lliboutry, L.: Traité de Glaciologie I. 1964, II. 1965, Paris.

Lorentzen, E.: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel während der jüngsten Vereisung. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **22**, 358—448, 1938.

Nielsen, Arne Vagn: om Lindö. — Med. Dansk. Geol. For., **14**, 453—454, Kopenhagen 1959.

Rasmussen, H. Wienberg: Danmarks Geologi. — Köbenhavn 1966.

Scholz, E.: Morphogenetische Karte Berlin Nord. — Pädagogische Hochschule, Potsdam 1959.

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

— : Erläuterungen zur geologischen Karte der Insel Fehmarn (im Druck).

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

— : Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 3. Aufl., 413 S., 39 Abb., 24 Taf., Stuttgart 1909.

Manuskript eingeg. 27. 3. 1973.

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

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 10-24	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Ein Beitrag zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal bei Wels/Oberösterreich[1])

Meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. HANS GRAUL zu seinem 65. Geburtstag gewidmet

Von KURT METZGER, Heidelberg

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung. Mit dem Beitrag soll gezeigt werden, daß es mit Hilfe geeigneter physikalisch-chemischer Untersuchungen im Labor und im Gelände möglich ist, über die Feldbefunde hinaus, Aussagen über Aufbau und Genese komplexer Profile zu machen. Der Lehmkomplex der Tongrube der Ziegelei Würzburger, Wels, kann nach den Untersuchungsergebnissen nicht als einheitliche Sedimentation aufgefaßt werden, er besteht vielmehr aus vier verschiedenen Akkumulationen. Damit ergibt sich für den liegenden Deckenschotter ein günzeiszeitliches Alter.

Summary. This contribution should show that it is possible to give a more exact declaration with suitable chemical and physical experiments as investigations in the field alone. So one can give more exact declaration about structure and formation of complicated profiles. The clay-complex in the clay-pit of the brickworks Würzburger/Wels can not be accepted as an homogeneous sedimentition, it is rather a komplex of four accumulations. Therewith is the age of the lying "Deckenschotter" such of the glacial "Günz" period.

A) Einleitung

Angeregt durch Exkursionen mit den Herren KOHL (1968) und JANIK (1970) im Gebiet der Traun-Enns-Platte entstand dieser Beitrag. Er soll zur Klärung unterschiedlicher Auffassungen über die Struktur der Deckschichtenprofile auf Deckschottern im Vorgebiet des

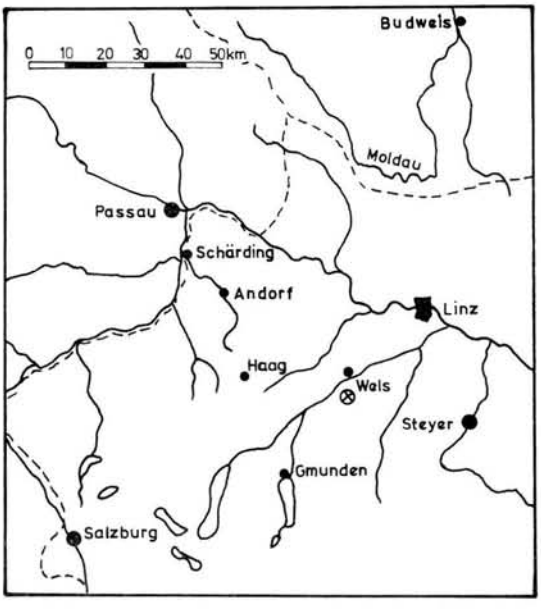


Abb. 1. Kartenskizze des Untersuchungsgebietes.
Map stretch of the range of investigation.

[1]) Aus dem Geomorphologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg.

ehemaligen Traungletschers dienen. FINK (1956) und KOHL (1955) beschreiben fossile Böden in den hangenden Feinsedimenten. JANIK (1965/67/69) widerspricht dieser Auffassung und behauptet, daß es sich hierbei um eine einheitliche Sedimentation handle, die durch keine warmzeitliche Bodenbildung unterbrochen sei. Er stützt sich dabei auf eingehende Laboruntersuchungen, wobei ein besonderes Schwergewicht auf der Interpretation von Bodendünnschliffen liegt. In der Staatsexamensarbeit von BAUER (1972) wird der Versuch unternommen, mit physikalisch-chemischen Methoden eine Entscheidung zugunsten der einen oder der anderen Hypothese herbeizuführen. Seine Untersuchungsergebnisse, sowie dazu ergänzende von mir durchgeführte Untersuchungen, werden im Folgenden einer eingehenden Betrachtung unterzogen.[2])

B) Arbeitshypothese und Ergebnisse

Durch geeignete physikalische und chemische Gelände- sowie Laboruntersuchungen soll geklärt werden, ob der Lehmkomplex (siehe Lageskizze Abb. 1) der Tongrube der Ziegelei Würzburger, Wels, durch einen „einheitlichen" Sedimentationsprozeß entstanden ist.

1) Neben dem Feldbefund (siehe Aufschlußbeschreibung Abb. 2), der lediglich als Orientierungshilfe dienen soll, wurde ein Szintillationsdiagramm (Abb. 3) von der Aufschlußwand aufgenommen.

2) Aus dem Aufschluß wurden an markanten Stellen, die durch das Szintillationsdiagramm angezeigt sind, 12 Proben entnommen.

3) Als charakteristische Parameter, die sich bei Sedimentationsstillstand bzw. Abtrag des Sedimentationskörpers verändern, werden von mir nachfolgende Größen angesehen:

a) Gehalt an organischem Kohlenstoff ($C_{org.}$)
b) Der Gehalt an kohlensaurem Calzium (CO_2) und anderen Erdkalielementen
c) Das Fe^{II}/Fe^{III}-Verhältnis
d) Der Retentionswert (R_f-Wert)
e) Das Reflexionsvermögen (dieses objektive physikalische Verfahren ersetzt die weitgehend subjektive Farbwertsystematisierung mit Hilfe der Munsell-Skala)
f) Die Korngrößenzusammensetzung
g) Der Tonmineralbestand
h) Die Adsorptionsfähigkeit.

Von den acht angewandten Untersuchungsmethoden wurde beispielsweise die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung von JANIK ausführlich zur Beweisführung herangezogen. In diesem Zusammenhang interessiert, ob die Anwendung unterschiedlicher Methoden zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann. — JANIK arbeitet mit der Methode nach KOPETZKY (1914), wir hingegen mit der Köhn'schen Pipette.

I. Beschreibung der Methoden und Erläuterung des Beweisgehaltes der Untersuchungen

Zur Zeit der Begehung der Tongrube in Wels-Thalheim im August 1970 wurde an einer frischen Wand ca. 200 m Länge Lehm gewonnen. Der rezente Boden von ca. 40 cm Mächtigkeit war abgeschoben. Die Abbauwand zeigte eine scheinbar deutliche Schichtung, die durch die unterschiedlichen Braunwerte der Lehmlagen hervorgerufen wurde. Das Ergebnis einer näheren, eingehenden makroskopischen Untersuchung ist in der Aufschlußbe-

2) Die Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Forschungsprogramms „Alpen im Eiszeitalter" durchgeführt. Für die großzügige finanzielle und materielle Unterstützung möchte ich mich bedanken.

schreibung unter Feldbefund wiedergegeben (Abb. 2). Es muß festgehalten werden, daß durch diese Untersuchung keinerlei Hinweis auf eine fossile Bodenbildung gefunden wurde. Die beschriebenen Eisen- und Mangankonkretionen sowie die Vergleyungshorizonte können keinesfalls als Zeugen einer pleistozänen Bodenbildung angesehen werden, ihr Vorhandensein kann ebensogut synsedimentären Prozessen zugeschrieben werden. Es ist im Folgenden zu prüfen, ob Laboruntersuchungen Aussagen in der einen oder anderen Richtung zulassen.

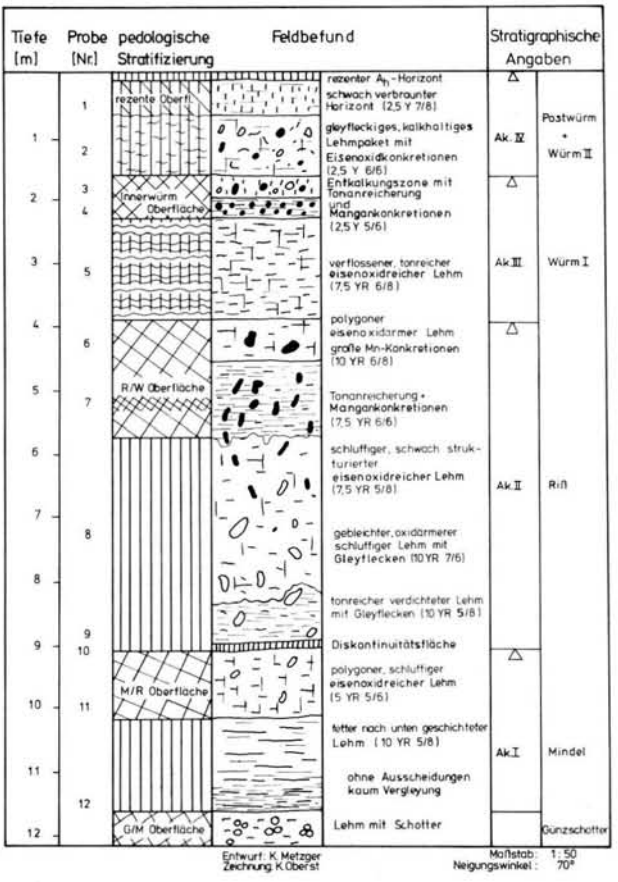


Abb. 2. Aufschlußbeschreibung mit pedologischer Stratifizierung und Datierung.
Description of the clay-pit, pedological stratificing and dating.

1) Messung der natürlichen Gamma-Aktivität an der Aufschlußwand

Zu dieser Untersuchung wurde eine Szintillationssonde, die in Zusammenarbeit mit der Fa. Gewerkschaft Brunhilde entwickelt wurde, benutzt. Die Auswertung der Meßkurve läßt Rückschlüsse auf Sedimentationsunterschiede sowie diagnetische Veränderungen im Sediment zu (METZGER 1970, KUHN 1971, WEINKÖTZ 1972). Eine günstigere Meßgeometrie wurde durch eine ca. 10 cm tiefe Rille, die in die Aufschlußwand gegraben

wurde, erhalten. Aus dem Diagramm (Abb. 3) geht hervor, daß der im Abbau befindliche Lehmkomplex keineswegs eine einheitliche Ablagerung darstellt, wie dies von JANIK angenommen wird. Bis zu einer Tiefe von 3 m zeigt die Kurve ein Sediment mit einem

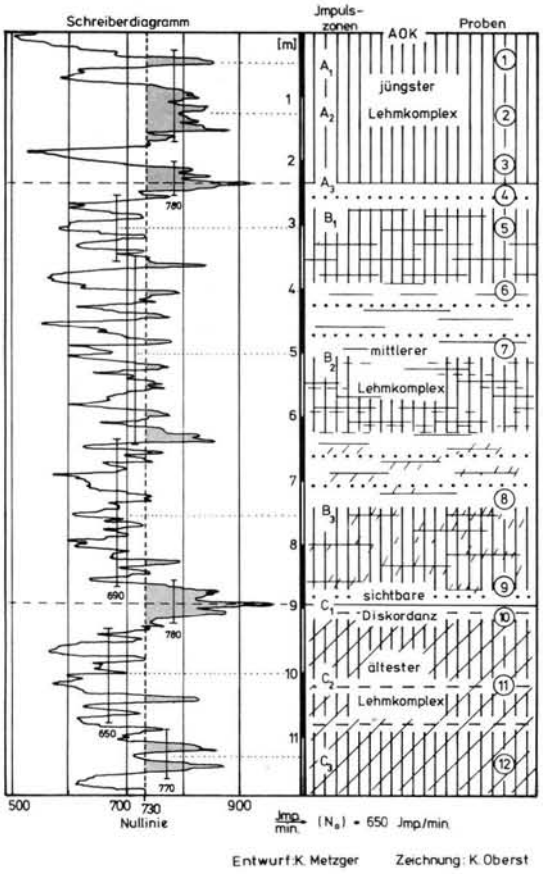


Abb. 3. Szintillationsdiagramm und seine Auswertung.
Diagram of the szintillation — counter and its interpretation.

Strahlungspegel über 730 Impulsen/min. Im Gegensatz dazu liegt die natürliche Strahlung des Liegenden unter dem angegebenen Wert. Hier läßt die Gleichförmigkeit einen vom Hangenden unterschiedlichen zweiten Sedimentationsvorgang bis in eine Tiefe von 9 m AOK vermuten. Die in dieser Tiefe einsetzende starke Gamma-Intensität zeigt mit Sicherheit die Unterbrechung des Sedimentationsvorganges an. Die Interpretation der Strahlungskurve läßt zunächst eine Dreigliederung des anstehenden Lehmpaketes zu, wobei zwei Fragen offenbleiben:

a) werden durch das Abfallen der Gamma-Aktivität im Bereich des jüngsten Lehmkomplexes Sedimentationsintervalle angezeigt, oder handelt es sich bei dem Kurvenverlauf um eine rein statistische Erscheinung, die durch die Zerfallsimpulse des natürlichen Nulleffekts hervorgerufen wird?

b) Sprechen auch alle weiteren Meßwerte für die Geschlossenheit der drei durch die Gamma-Kurve ausgewiesenen Sedimentationskomplexe?

Die eindeutige Antwort darauf löst die Frage nach der stratigraphischen Einordnung des Liegendschotters.

Argumente, die weiterführen, lassen sich u. a. durch Untersuchungen relevanter Bodenproben aus dem Profil finden. Dazu wird der Feldbefund mit dem aus der Gamma-Kurve interpretierten verglichen. An den Stellen, die abweichende Ergebnisse zeigen oder Übergänge vermuten lassen, werden Proben genommen. Ihnen stellt man Proben aus „zweifelsfreien" Zonen gegenüber. Diese Art der Untersuchung wird in Anlehnung an das Dualsystem gewählt, in dem die Antworten als „ja" oder als „nein" gewertet werden. Eine Änderung zur Vergleichsprobe wird demnach mit „ja" gewertet und bestätigt oder widerlegt den Gamma-Kurvenverlauf. Eine detaillierte Interpretation der verschiedenen chemischen, physikalischen und mineralogischen Ergebnisse ist ohnehin erst sinnvoll, wenn sich durch die statistische Gesamtbetrachtung eine erkennbare Systematik in der Sedimentationsgenese abzeichnet. Um diesen Sachverhalt ganz deutlich zu sagen, die Analyse einzelner Parameter ist sehr reizvoll, und das sichtlich deswegen, weil das gewünschte Ergebnis erwartet werden darf. Im Folgenden sollen die Analysendaten zunächst nur auf ihren Verlauf in Bezug auf die Szintillationskurve untersucht werden.

2) Chemische Untersuchungen an den Proben

a) Gehalt an organischem Kohlenstoff

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff (C org.) wird durch photometrische Bestimmung nach der nassen Oxidation mit Chromschwefelsäure (nach ANNES) ermittelt.

Mir erscheint der Gehalt an C org. im Probenmaterial als ein wichtiges Indiz für die Einheitlichkeit des Sedimentkörpers. Leider läßt seine Anhäufung nicht eindeutig auf eine ehemalige Oberfläche schließen. Denn C-Verbindungen organischer Natur können während der Sedimentation abgelagert werden und müssen nicht zwingend in situ in einem Boden entstehen. Auf der anderen Seite ist aber dann sicher, daß der organische Kohlenstoff in den untersuchten Lössen und Lößlehmen sein Vorhandensein einer mehr oder weniger entwickelten Pedosphäre im Einzugsgebiet der Sedimente verdankt. Auf die Kontamination des Sediments mit C org. würde die gleichmäßige Verteilung weit mehr allerdings eine Kohlenstoffanreicherung an der Basis der Sedimentschicht hinweisen. Denn zunächst wurde der kohlenstoffreiche Oberboden von der Erosion betroffen.

Der Vergleich des Verlaufs der organischen Kohlenstoffverteilung im Sediment — nach BAUER (1971) — mit der Gamma-log Kurve (Abb. 4) zeigt eine überraschend deutliche Übereinstimmung im Bereich 9 m unter AOK bei Probe 10. Unzweideutig ist ebenfalls die Aussage in 2 m Tiefe durch Probe 4, dagegen ist die Kohlenstoffanreicherung in 4 m Tiefe im Aktivitätsverlauf der Gammakurve nicht deutlich ausgeprägt. Jedenfalls unterstreicht die dreimalige Anhäufung des organischen Kohlenstoffs innerhalb des Sedimentationskörpers den Befund, den die Messung der natürlichen Gammaaktivität bringt. Einschränkend möchte ich sagen, daß an dieser Stelle noch immer nicht geklärt ist, ob Kohlenstoffanreicherung eine ehemalige Oberfläche andeutet oder den Beginn einer erneuten Sedimentationsphase. Für eine Stratifizierung im vorliegenden Fall wäre dieser Unterschied ohnehin nicht von Relevanz.

Bevor ich auf die Redoxverhältnisse in dem untersuchten Profil eingehe, soll in knappen Zügen die Verteilung von Karbonaten in dem Aufschluß beleuchtet werden.

b) Der Gehalt an kohlensaurem Calzium und anderer Erdkalielemente

Von verschiedenen Autoren (MÜCKENHAUSEN 1959, FEZER 1969, u. a.) wird der Karbonatgehalt als Indikator für eine mehr oder weniger fortgeschrittene Verwitterung an-

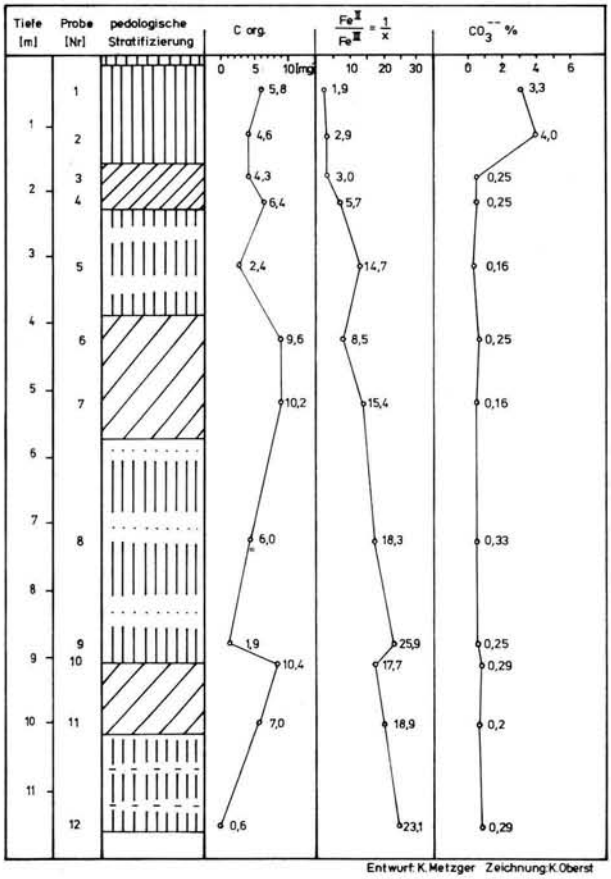


Abb. 4. Die aus chemischen Analysenwerten abgeleitete pedologische Stratifizierung.
The pedological order found from chemical analysis data.

gesehen. Exakte Aussagen lassen sich hierbei sicher nur machen, wenn der ursprüngliche Gehalt an Karbonat bekannt ist. Bei den Sedimenten des Mittel- sowie Altpleistozän können nur Schätzungen einen Anhaltspunkt bringen. Diese Tatsache ändert aber nichts am Grundgehalt der Erkenntnis, daß eine längere Verwitterungsdauer zur Abnahme oder zur Neuverteilung des Karbonatgehalts im Sediment führt. Die mir vorliegenden Analysenwerte von BAUER (1971) und JANIK (1971)[3]) zeigen übereinstimmend die Karbonatgrenze bei 2 m unter AOK. Der Karbonatgehalt des Liegenden erreicht an keiner Stelle einen Wert von 0,5 % (Abb. 4). JANIK interpretiert den hohen Karbonatgehalt im Hangenden in dem o. a. Schreiben an mich folgendermaßen: „Beiliegend übersende ich Ihnen die Analysenergebnisse des Lehmprofils der Ziegelei Würzburger in Wels, wobei außer der Kalibestimmung nach der CAL-Methode noch das mit 1,67 n Ammoniumchloridlösung austauschbare Kali und die Kalifixierung des Bodens analysiert wurde. Dabei zeigt sich von oben nach unten eine auffallende, fast gleichmäßige Zunahme des Kalifixiervermögens, das einerseits auf die Ablagerung eines ehemals verwitterten Flyschmaterials und andererseits auf eine langandauernde Verwitterung seit seiner Sedimentation in situ hinweist. Da kein Horizont besonders hervorspringt, liegt auch keine autochthone, fossile

3) freundl. schriftliche Mitteilung vom 12. 4. 1971.

Bodenbildung vor. Nach oben wird dieses umgelagerte Bodenmaterial immer mehr mit Löß vermischt, wie dies auch aus dem zunehmenden Karbongehalt ersichtlich ist." Die mir von JANIK übersandten Analysenwerte sind im Anhang zu dem Aufsatz enthalten. Die Feststellung, daß das untersuchte Substrat nach obenhin stärker mit Löß (karbonatreich) durchsetzt ist, scheint mir trivial. Der genetische Mechanismus einer Durchmischung bis zu einer Tiefe von 2 m ist durch die Feststellung nicht geklärt. Ich halte das Sedimentpaket, das ich in der Aufschlußbeschreibung (Abb. 2) als Akkumulation IV bezeichne, für eine junge äolische Lößauflage auf z. T. äolischen und solifluidalen Staubsedimenten. Diese Deutung wird durch den außerordentlich niedrigen Strahlungspegel in 2 m Tiefe unterstützt. Ebenso ist an der Karbonatuntergrenze ein Ansteigen des Gehaltes an organischem Kohlenstoff zu beobachten. Ja selbst die von JANIK übermittelten Austausch- und Fixierungswerte für K^+-Ionen zeigen an diesem Übergang in 2 m Tiefe einen Anstieg um 100 %. Eindeutigere Indizien für einen Sedimentationswechsel kann es m. E. nicht geben. Es bleibt die Frage offen: Handelt es sich bei den Horizonten mit org. C-Anreicherung um pleistozäne Landoberflächen? Erste Anhaltspunkte liefert die Interpretation der Redox-Verhältnisse innerhalb der unterschiedenen Sedimentationskörper.

c) Das Fe^{II}/Fe^{III}-Verhältnis

Zur Indikation der Redoxverhältnisse im Profil scheint mir das Verhältnis von zweiwertigen zu dreiwertigem Eisen als geeignet. Es wurde im salzsauren Auszug nach Reinhard-Zimmermann bestimmt. Nach GILLESPIE (1920) werden die Reduktions-Oxidationsverhältnisse der Böden durch die in der organischen Substanz und im biologischen Zustand des Bodens eintretenden Veränderungen weitgehend beeinflußt. Aus Untersuchungen von REMEZOV (1930), die er auf unberührten Böden durchführte, geht hervor, daß der r_H-Wert (= negativer Logarithmus des im System auftretenden Wasserstoffgasdruckes pH_2) in Böden bis zum C-Horizont abnimmt. Das Milieu im Solum ist reduzierender als im liegenden Substrat. In die gleiche Richtung weisen Arbeiten von SERDOBOLSKIJ (1953), er stellt den großen Einfluß der Oberflächendurchfeuchtung auf die Verschiebung des Redoxpotentials im Boden heraus. Die von mir gefundenen Analysenwerte unterstützen diese Aussagen. Es ist geradezu erstaunlich, wie die Oxidationswerte von der Basis des jeweiligen Sedimentkörpers zu seiner Oberfläche hin abnehmen. Lediglich in dem Bereich des karbonatreichen Sediments verliert sich diese Regelhaftigkeit. Das ist ein erneuter Beweis dafür, daß der hangende Komplex ein lithomorph eigenständiges Gebilde darstellt, dessen Genese mit dem Liegenden wenig Gemeinsames hat. Interpretiert man die gefundenen Werte nach SERDOBOLSKIJ, so lag der Sedimentationsbeginn der im Aufschluß enthaltenen Körper jeweils in einer ariden, das Sedimentationsende dagegen in einer humiden Phase des Pleistozäns. Ebenso müßte man annehmen, daß das Trockenmaximum zu Beginn der Akkumulation II (s. Aufschlußbeschreibung S. 3) lag und mit dem Ausklingen des Eiszeitalters zunehmend feuchtere Verhältnisse in dem Untersuchungsgebiet geherrscht haben. Dieses Ergebnis scheint mir hinreichend zu bestätigen, daß die Anreicherungshorizonte des organischen Kohlenstoffs fossile Reste von pleistozänen Böden darstellen. Um die an dieser Stelle schon deutlich erkennbare Systematik der Paläopedogenese weiter zu erhellen, soll im Folgenden die Diskussion weiterer im Labor gefundenen Ergebnisse dienen.

3) Physikalische Untersuchungen an den Proben

a) Der Retentionswert und sein Bezug zur Kornverteilung im Sediment

Bei dieser Methode handelt es sich um ein in der Chemie zur Trennung und der Identifikation von Substanzen häufig angewandtes Verfahren. Es beruht auf der unterschiedlichen Anlagerungsfreudigkeit der zu trennenden Substanzen an der Oberfläche eines

Adsorbenten. Wir benutzen umgekehrt einen kationoiden Farbstoff zur Ermittlung der Adsorptionsaktivität verschiedener Böden (METZGER 1970). Nach WEINKÖTZ (1972) unterscheiden sich die pedogenetischen Prozesse der Bodenbildung auf Schotterkörpern von jenen auf Löß durch die Anreicherung von Quarz im ersten und die von Tonmineralen im zweiten Fall in der Kornfraktion $\langle 20\ \mu m$.

Vergleicht man den Verlauf der R_f-Werte mit dem des Gehalts an Material der Kornfraktion unter 20 μm der entsprechenden Proben (Abb. 5), so läßt sich im allgemeinen eine Übereinstimmung mit den Befunden von WEINKÖTZ ablesen. In Analogie zur Aus-

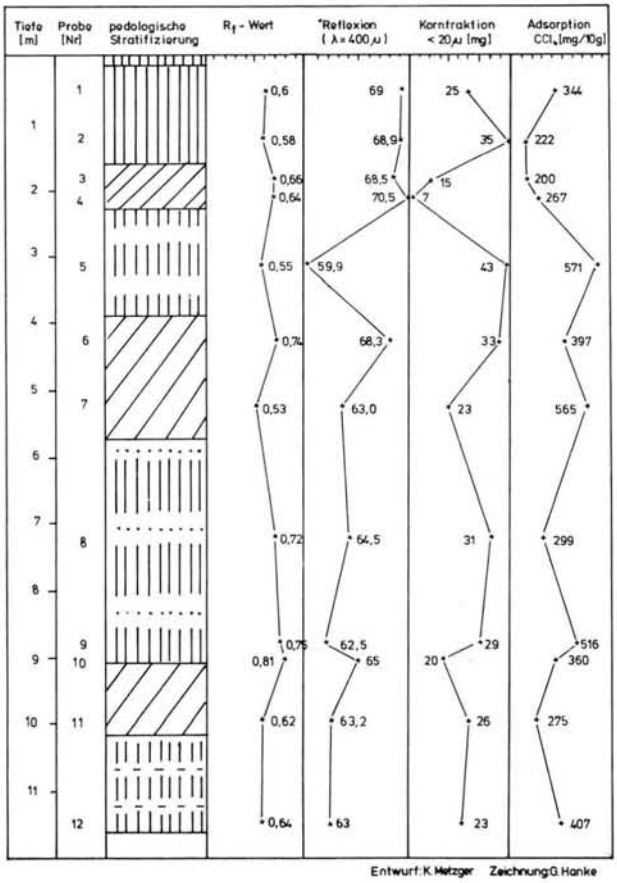


Abb. 5. Die aus physikalischen Meßwerten abgeleitete pedologische Stratifizierung.
The pedological order found from physical analysis data.

wertung der Gamma-Kurve lassen sich die R_f-Werte in drei Gruppen einordnen. Im Akkumulationskörper II überwiegen die Werte $\rangle$0,70 in den Körpern I und III + IV jene Werte $\langle$0,70. Der Verlauf der R_f-Werte zeigt eine abnehmende Adsorptionstendenz für kationoide Moleküle von der Basis der Sedimentpakete zu ihrer Oberfläche hin. Hierbei trägt mit Sicherheit der Eluvierungsgrad der vorliegenden Paläosolreste bei. Daraus schließe ich, daß durch die Perkolation eine Verfrachtung von Tonmineralen aus den noch erhaltenen Fragmenten der heute relikten oder fossilen B_t- und B_v-Horizonte in das liegende Substrat erfolgte. Dieser Vorgang wurde wesentlich durch die mit der auslaufenden

Kaltzeit einsetzende Perstrukturierung gefördert. Nach KOPP (1970) ist die Perstrukturierung für die zerstörten Profile älterer quartärer Böden verantwortlich. Ein einleuchtender Grund auch dafür, daß bodentypologische Untersuchungen mittel-, alt- und ältestpleistozäner Bodensedimente, wie sie von BRUNNACKER (1964 usw.) durchgeführt werden, sehr problematisch sind und kaum zur Grundlage einer quartären Bodenstratigraphie gemacht werden können. Diese Ansicht äußert auch FINK (1970), wenn er schreibt: „Eine genaue Alterseinstufung von Böden auf Grund ihrer typologischen Ausbildung ist sehr schwierig." Nach seinen Worten liegt die praktische Bedeutung der Paläopedologie darin, daß relikte Merkmale in Böden als solche erkannt und diese dann nicht der heutigen Dynamik zugeschrieben werden. Ein derartiges Merkmal ist beispielsweise die Farbe des Pedons, die sich doch in der Regel recht deutlich vom Substrat abhebt. Zu ihrer objektiven Erfassung diente die Messung der Remissionswerte.

b) Das Reflexionsvermögen

Die Untersuchungen werden von uns mit einer Apparatur der Fa. B. Lange, Berlin, die ursprünglich der Ermittlung des Weißgehaltes fester Oberflächen diente, durchgeführt. BÖHM (1969) schreibt in seiner Arbeit, daß die Stärke des von einem Boden zurückgestreuten Lichtanteils von Parametern, wie Oberflächenform und Größe der Bodenteilchen, sowie vom Charakter des Materiales selbst beeinflußt wird. Er erkennt aus den an verschiedensten Bodensedimenten ermittelten Reflexionswerten eine systematische Sequenz die zu deren Datierung herangezogen werden könnte. In Abb. 5 sind die Reflexionswerte für den roten Anteil des sichtbaren Lichtes wiedergegeben. Unübersehbar ist auch in dieser Darstellung das Ansteigen der Werte in den Bereichen der vermuteten ehemaligen Landoberflächen. In Analogie zu den oben erwähnten Untersuchungsergebnissen von BÖHM ist im vorliegenden Falle eine Abnahme der prozentualen Reflexion von 70,5 % für die angenommene Innerwürmoberfläche über 68,3 % für die R/W-Oberfläche nach 65 % für die M/R-Oberfläche zu beobachten. Nach diesen erneuten Hinweisen der Laborergebnisse auf pleistozäne Landoberflächen wage ich erstmals eine Zuordnung, wobei ich mir der Problematik wohl bewußt bin. Es handelt sich um das Nachvollziehen eingefahrener Vorstellungen. In diesem Falle jenen von FINK (1961a), der in seinem Exkursionsführer „Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes" darauf hinweist, daß als locus typicus der fossilen Böden für die feuchte Lößlandschaft der Linzer Raum herangezogen wurde. Konkret bedeutet diese Feststellung die Zuordnung der in 4 m Tiefe beginnenden ehemaligen Landoberfläche zu der unter der Arbeitsbezeichnung „Linzer Komplex" zusammengefaßten Bodenbildung der letzten Warmzeit und der Fließerden des darauffolgenden Frühglazials.

Bevor ich endgültig den Versuch unternehme, die durch chemische und physikalische Daten aufgezeigten Horizonte zu stratifizieren, sollen die röntgenographischen Mineralbestimmungen diskutiert und mit den bereits beschriebenen Aussagen verglichen werden.

4) Mineralogische Untersuchung der Tonfraktion $< 2\ \mu m$

Die im weiteren besprochenen Mineralbestimmungen sind auf Proben aus der Tonfraktion beschränkt. Dabei soll besonders das Verhältnis der verschiedenen Tonminerale untereinander, sowie jenes der Tonminerale zu Quarz herausgearbeitet werden.

U. HOFMANN gab die Anleitung, nach der aus einer 0,1%igen wäßrigen n-Butanol-(1)-Suspension die Fraktion $< 2\ \mu m$ gewonnen wurde. Darauf folgte die übliche Vorbehandlung, um von den Präparaten Aufnahmen in der Debye-Scherrer-Kammer machen zu können. Die erhaltenen Negative wurden nicht wie üblich mit einem Maßstab vermessen, sondern unter einem Mikroskop ausgewertet, das zu diesem Zweck verändert wurde. Dazu

habe ich das Okular eines Zeiss-Mikroskopes GFL/Pol durch einen Photowiderstand S 20 der Fa. Dr. Lange, Berlin, ersetzt, die Röntgenfilme zugeschnitten und zwischen Objektträgern fixiert. Die Auswertung der so erhaltenen Präparate erfolgte dadurch, daß man sie mit einer konstanten Geschwindigkeit (Synchronmotor und Getriebe) unter dem eingestellten Objektiv des Mikroskops durchführt. Der unterschiedliche Schwärzungsgrad des Films ändert die auf den Photowiderstand fallende Lichtstärke, die so hervorgerufenen Stromstärkeschwankungen werden durch einen synchron laufenden Linienschreiber aufgezeichnet. [4])

Als Vergleichspräparate zur Peakflächenermittlung dienten solche reiner Tonminerale, Quarz und primärer Silikate sowie deren Mischungen in den unterschiedlichsten Verhältnissen. Die quantitative Auswertung erfolgte durch den Vergleich der Schreiberdiagramme, dabei werden die Peakflächeninhalte der Basisinterferenzen einander gegenüber gestellt. Die Methode eignet sich besonders gut, um die Verhältnisse Quarz zu Tonmineralen in Böden und deren Substraten zu beschreiben. Brauchbar sind daneben auch die Werte, die Minerale der Kaolinitgruppe liefern. Dagegen ist die quantitative Auswertung der Dia-

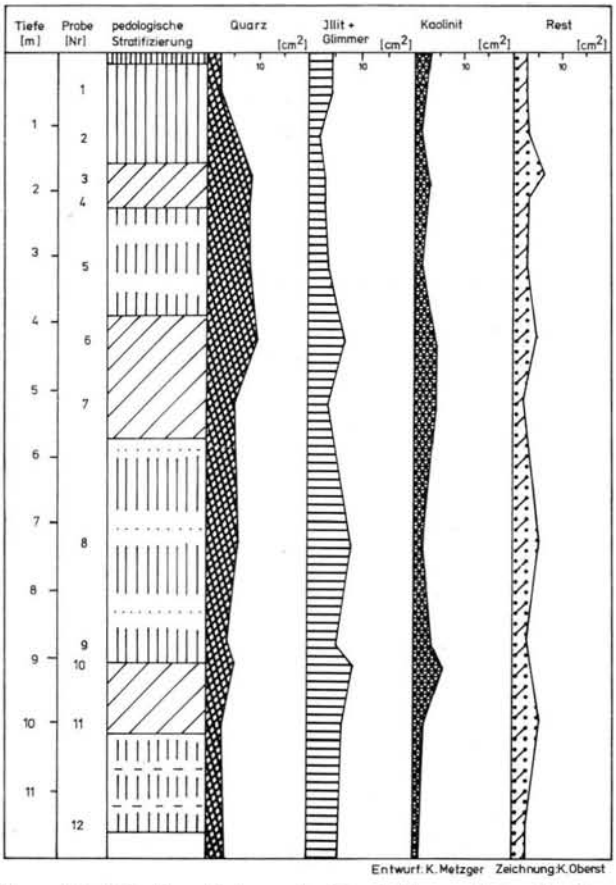


Abb. 6. Die pedologische Stratifizierung im Vergleich zum Gang der Tonminerale.
The pedological order compared with the charakter of clay-minerals.

[4]) Bei der Analyse der Filme und Diagramme hat mir Herr Prof. U. HOFMANN wichtige Ratschläge erteilt. Ich möchte mich dafür an dieser Stelle bedanken.

gramme zur Ermittlung der Illit-, Chlorit, Vermiculit- und Montmorillonitverhältnisse nicht befriedigend. So wird beispielsweise die typische Interferenz des Vermiculits von solchen des Chlorits und Montmorillonits gestört. Das gleiche Problem tritt bei der Unterscheidung von Illit und primären Silikaten (Glimmer) auf. In diesem Fall führt die angewandte Methode zu keinen Ergebnissen. Verzichtet man jedoch auf die absolute Genauigkeit, dann lassen sich mit relativ geringem präparativem Aufwand halbquantitative Aussagen machen,

a) über den Gang des Quarzgehaltes
b) des Glimmer und Illitgehaltes
c) des Gehaltes an Mineralien der Kaolinitgruppe und
d) der Resttonminerale wie Montmorillonit, Chlorit und Vermiculit.

Die genauesten Werte erhält man vom Quarz, selbst dann, wenn verhältnismäßig viel Glimmer und Illit neben Quarz vorliegt. Die Minerale der Kaolinitgruppe werden zusammengefaßt und anhand ihrer charakteristischen Basisinterferenzen der 1. und 2. Ordnung ausgewertet. Auf eine Unterscheidung zwischen der Illit- und Glimmergruppe muß wegen der dabei auftretenden Schwierigkeit verzichtet werden. Zur Auswertung wird die für die Minerale typische Basisinterferenz der 1. Ordnung bei d = 10,0 herangezogen. Im Rest schließlich sind Minerale der Chloritgruppe, Montmorillonit und Vermiculit zusammengefaßt, deren charakteristische Interferenzen um d = 14 und darüber liegen. Die aus den jeweiligen Peaks ausgemessenen Werte sind in Abb. 6 wiedergegeben. Zur sachlichen Klärung möchte ich bemerken, daß es sich dabei nicht um absolute Werte handeln kann. So wurde beispielsweise die stärkste Quarzlinie bei d = 3,33 herangezogen, die bekanntlich mit Interferenzen von Illit und Glimmer koinzidiert. Es ist also nicht ausgeschlossen, daß die Quarzwerte insgesamt zu hoch liegen. Die gleiche Überlegung gilt auch für die übrigen Gruppen.

Rein qualitativ kann aufgrund der Ergebnisse ausgesagt werden:

a) Der Quarzgehalt nimmt im Aufschluß zu der Basis hin ab, dazu gegenläufig ist das Verhältnis von Illit und Glimmer.
b) Der Kaolinitgehalt verläuft im allgemeinen recht gleichmäßig mit zwei ausgesprochenen Maxima der Probe 6, aus 4 m Tiefe und Probe 10 aus 9,10 m Tiefe.
c) Der als Rest zusammengefaßte Anteil der gemeinsam erfaßten Tonminerale zeigt neben einer sonst gleichmäßigen Verteilung ebenfalls Maxima bei den Proben 6, 8 aus 7,25 m Tiefe und der Probe 10.
d) Die unter c) angesprochenen Anhäufungen zeigen auch die Verteilungskurven von Quarz und Illit/Glimmer.

Es ist nicht ganz einfach, das tonmineralogische Untersuchungsergebnis im Zusammenhang mit den physikalisch-chemischen Fakten sowie mit der im Aufschlußbefund wiedergegebenen Situation zu interpretieren.

Entscheidend sind meiner Ansicht nach die Konzentrationen von Kaolinit.

Nach dem heutigen Stand der Tonmineralforschung ist Kaolinit ein typisches Mineral der kontinentalen Verwitterung, die durch perkolierende Lösungen hervorgerufen wird. Daher halte ich die beiden im Aufschluß auftretenden Maxima für Zeugen ehemaliger Landoberflächen, die einer intensiven Verwitterung unterlagen. Es ist sicherlich nicht falsch, wenn man den im Substrat vorhandenen Kaolinitgehalt einer ehemaligen der Deflation ausgesetzten Sedimentoberfläche zuschreibt. Glass, Potter & Siever (1956) sowie Smoot (1960) haben durch ihre Untersuchungen an Geröll- und Geschiebeoberflächen ge-

zeigt, daß die sandigen Schichten meist einen höheren Kaolinitgehalt aufweisen als die tonigen. Darüber hinaus wird selbst die von MILLOT (1949) gefundene P^H-Abhängigkeit in bezug auf Kaolinitanreicherungen im Sediment bestätigt. BAUER (1972) hat in den Bodensuspensionen mit destilliertem Wasser nach 24 Stunden p^H-Werte zwischen 6,7 und 5,8 ermittelt.

Im Gegensatz zur Diagenese des Zweischichtminerals Kaolinit läßt sich die der Dreischichtminerale, Illit, Montmorillonit und Chlorit nicht so eindeutig erklären. Zunächst findet sich der von SALGER (1954) festgestellte Gang des Quarz- und Glimmer-/Illitgehaltes bei der Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schottern auch bei den hier untersuchten Lößsedimenten wieder. Der Quarzgehalt nimmt mit dem Alter des Sediments deutlich ab. Der Gesamttongehalt liegt aber in seinem Maxima weit über den bei SALGER angegebenen Werten.

Das ist ein Phänomen, das von WEINKÖTZ (1972) durch R_f-Wertuntersuchungen an Lößsedimenten des Kaiserstuhls gefunden und gedeutet wurde. Die Neubildung von Dreischichttonmineralen findet in der Natur nur in alkalischer und kationreicher Umgebung statt (MILLOT 1970). Für unseren Aufschluß würde das bedeuten, daß sie schon überwiegend im Sediment vorhanden waren. Die Anreicherung in bestimmten Horizonten des Aufschlusses ist somit eine Funktion ihrer Verwitterungsstabilität im Gegensatz zu anderen anorganischen Bestandteilen des Sediments. Ein weiterer Beweis dafür, daß Anreicherungsschichten im Aufschluß ehemalige Landoberflächen waren. Ebenso läßt sich die Abnahme dieser Tonminerale zur heutigen Oberfläche hin als Verdünnungseffekt deuten, so daß ihre Genese im Alt- und Ältestpleistozän gelegen hat. Diese Hypothese stützt die Annahme, daß dort in den Interglazialen ein wesentlich wärmeres und feuchteres Klima geherrscht haben muß. BLÜTHGEN (1964) meint, daß es anhand von C-14 und O-18 Bestimmungen möglich ist, für das gesamte Pleistozän eine absolute Zeitskala der Temperaturschwankungen aufzustellen (S. 559). Die dort beschriebenen Ergebnisse kommen den von mir entwickelten Vorstellungen nahe.

II. Auswertung

Die Temperatur des Karibischen Meeres war im Würm I/II-Interstadial um 4° C niedriger (24° C) als heute (28° C), das läßt sich aus dem bei BLÜTHGEN wiedergegebenen Diagramm entnehmen. Das bedeutet, daß das Julimittel der Temperatur im Welser Raum bei ca. 10° C lag. Unter diesen Bedingungen kann die Bodenentwicklung im Würm I/II-Interstadial nicht über ein Tundra-Naßgleystadium heutiger borealer Klimaprovinzen hinausgegangen sein. Diese Erkenntnis wird durch Untersuchungen der Lößabfolgen in Württemberg, Sachsen, Bayern, Nieder- und Oberösterreich von WEIDENBACH (1953), FREISING (1954), LIEBEROTH (1962, 63), BRUNNACKER (1957, 1960), FELGENBAUER, FINK & DE VRIES (1959), FINK (1961a, 1962, 1964) bestätigt. Auch die in dieser Arbeit wiedergegebenen Gelände- und Laborbefunde weisen eindeutig auf Bildungsbedingungen für die vorletzte „Landoberfläche" hin, die mit Sicherheit von denen der im Liegenden vorhandenen abweichen. Aus dem höheren Reduktionspotential, dem relativ geringen Anteil von org. Kohlenstoff und dem niederen Adsorptionsvermögen gegenüber unpolaren Lösungsmitteln schließe ich auf eine im kühl-humiden Klimabereich abgelaufene Bodenentwicklung, die mit Stillfried B gleichgesetzt werden kann. Die im Liegenden in 4 m u. Ok. auftretende Zersatzzone besitzt dagegen ein wesentlich höheres Reduktionspotential und kommt durch auffällige Anreicherung von Tonmineralen und organischem Kohlenstoff zum Vorschein. Eine durch diese Parameter gekennzeichnete Verwitterungsintensität kann unmöglich unter den für die hangende Oberfläche geltenden Klimabedingungen erfolgt sein. Damit ist diese fossile Landoberfläche dem bei FINK (1961a) beschriebenen „Linzer

Komplex" d. h. dem Stillfrieder Komplex gleichzusetzen. Die von mir gefundenen und interpretierten Werte unterstreichen die Feststellung von MOLL (1970), daß die Entwicklung eines rubefizierten Lößverwitterungsbodens nur unter einem wesentlich wärmeren und feuchteren Klima als heute entstanden sein kann. Die gleiche Auffassung vertritt auch GRAUL (1962), der sich sehr eingehend mit den Interpretationen von WITTMANN und MAROCKE auseinandergesetzt hat. Die beiden Autoren hatten die Parallelisierung der rubefizierten Schotterböden auf der älteren Teilterrasse des Oberrheintals mit dem Göttweiger Boden vorgenommen und dem Würm I/II-Interstadial zugeordnet. Inzwischen dürften die Befunde ausreichen, daß die Zuordnung dieser Bodenbildungen der Eem-Zeit, d. h. dem Riß/Würm-Interglazial als gesichert gelten kann.

Die älteste im vorliegenden Aufschluß hervortretende fossile Oberfläche ist durch auffallende Extremwerte gekennzeichnet. Im Gegensatz zu der im Szintillationsdiagramm kaum sichtbaren Riß/Würm-Oberfläche tritt diese ältere Verwitterungsbildung äußerst deutlich auf. Am auffallendsten ist das Ansteigen des Kohlenstoffgehalts und das Absinken des Oxidationspotentials, ein eindeutiges Zeichen für extreme Bedingungen zur Zeit der Oberflächenbildung. Hier ist nach dem Gesagten ausgeschlossen, daß es sich um eine interstadiale Oberfläche handelt. Wenn im Hangenden kein Hiatus auftritt, kann diese in 9 m Tiefe auftretende Diskontinuitätsfläche als ehemalige Mindel/Riß-Oberfläche angesehen werden. Mißt man dem Szintillationsdiagramm einen gewissen Aussagewert bei, so läßt sich die Einheitlichkeit des hangenden Komplexes schon am Kurvenverlauf (Abb. 2) feststellen. Das Ergebnis würde damit lauten: „Der liegende Schotter bei Wels ist mindestens eine günzeiszeitliche Ablagerung." Zu diesem Ergebnis gelangt auch JANIK (1971)[5]), wenn er schreibt: „Der liegende Lehm wurde vom Aiterbach, einem Nebengerinne der Traun, im Altpleistozän abgelagert, als der Krems-Steyr-Gletscher seine Moränen bei Ried im Traunkreis (südl. Kremsmünster) aufschüttete." Die heutige Höhenlage des Profils begründet er mit einer Landhebung und einer dadurch bedingten Einschneidung der Traun. Dieses Postulat ist durch die von mir vorgenommenen Untersuchungen weder bestätigt noch widerlegt. Dagegen ist die Annahme von JANIK, daß die von ihm durchgeführten makro- und mikromorphologischen Untersuchungen sowie die chemischen Analysen keine fossile Oberfläche erkennen lassen, irrig. Wie ich gezeigt habe, treten ganz im Gegenteil mit recht großer Sicherheit zwei fossile Interglazialoberflächen und eine Interstadialoberfläche im Profil deutlich hervor. Es handelt sich nicht um einen einheitlich akkumulierten Sedimentkörper, vielmehr um mindestens vier deutlich voneinander unterscheidbare Ablagerungen, wobei man die drei älteren Sedimente durchaus als fluvioglaziale Ablagerungen ansprechen konnte. Es fehlen teilweise die mikro- und makromorphologischen Symptome, die man einem äolischen Sediment zuschreibt. Mir scheint, als ob die Problematik der Genese derartiger Lockersedimente sehr eng mit der regionalen Unterscheidung in trockene und feuchte Lößlandschaften, wie sie von FINK vorgenommen wurde, zusammenhängt. Man findet ähnlich gelagerte Fälle auch in der südlichen Hälfte des Oberrheintalgrabens sowie in den Gebieten der ehemaligen Rhein- und Iller/Lech-Gletscher wieder. Dagegen zeigen die Ziegeleiaufschlüsse im Raum Niederbayern, deren Liegendes aus tertiären Schottern oder Sanden gebildet wird, den Habitus der Lösse feuchter Landschaften. In der chemischen Analyse zeichnet sich dieser Typ durch äußerst niedrige Kohlensäurewerte aus.

In dem hier beschriebenen Profil müssen bei der Ablagerung des jüngsten Substrat-Komplexes andere klimatische Verhältnisse geherrscht haben, als dies bei jener der älteren Schichten der Fall war. Der ansteigende Karbongehalt deutet auf ein trockenes Klima hin, indem die vom Wind verfrachteten Teilchen nicht gleichzeitig einer Verspülung durch die „hohen Niederschläge" unterlagen.

5) freundl. schriftliche Mitteilung vom 12. 4. 1971.

Das vorliegende Profil zeigt auf dem liegenden günzeiszeitlichen Schotter eine als Akkumulation I bezeichnete mindeleiszeitliche Lößlehmauflage. Dieser Lehm ist nach oben hin deutlich verwittert und schließt auch im Aufschluß sichtbar mit einer Diskontinuitätsfläche ab. Das darauf folgende 5 m mächtige Lehmpaket wird als Akkumulation II bezeichnet und der Rißeiszeit zugeordnet. Die Verwitterungszonen sind im Aufschluß nicht zu erkennen, sie treten aber bei der Laboruntersuchung von Probematerial, deutlich heraus und bilden den Abschluß zur Akkumulation III, einem Lößlehm, der sich deutlich von seinem Liegenden absetzt und dem Würm I zugerechnet wird. Die zwischen diesem und dem darauffolgenden kalkhaltigem Löß der Akkumulation IV auftretende Zersatzzone stellt nach den ausgeführten Überlegungen eine interstadiale Oberfläche zwischen Würm I und II dar.

Analysenergebnisse der Ziegelei Würzburger, Wels-Thalheim (n. V. Janik)

Nr.	Tiefe	PH KC 1	pH Az	P_2O_5 mg / 100 g	K_2O Boden	$CaCO_3$ %	K aust. mg /	K fix. 100 g
1	0,6 m	6,8	7,2	2	8	13,4	7,15	27,25
2	1,3 m	6,9	7,3	1	7	16,8	5,87	23,27
3	1,75 m	6,7	7,2	2	7	1,7	5,00	37,50
4	2,10 m	6,5	7,1	2	6	0,6	5,00	35,00
5	3,00 m	5,7	6,9	2	13	0,8	12,00	44,50
6	4,00 m	5,8	7,0	3	9	0,6	7,12	54,62
7	5,25 m	5,9	7,0	1	4	0,2	4,50	69,50
8	7,25 m	6,0	7,0	3	4	—	4,00	64,00
9	8,8 m	5,9	7,1	3	8	0,4	6,75	66,75
10	9,10 m	6,0	7,0	3	9	0,6	3,37	60,87
11	11,00 m	6,0	7,1	3	8	0,4	4,87	64,87
12	11,90 m	6,1	7,0	6	4	0,4	6,75	41,75

Literatur

Bauer, A.: Laboruntersuchungen bogengenetischer Prozesse auf Lößsedimenten im Raum Linz/Oberösterreich. — Staatsexamensarbeit Geograph. Inst. Univ. Heidelberg 1971.

Böhm, W.: Altersuntersuchungen an fossilen und relikten Böden auf Quartärschottern Oberösterreichs. — Staatsexamensarbeit Geograph. Inst. Univ. Heidelberg 1969.

Blüthgen, J.: Allgemeine Klimageographie. — 2. Auflage (Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Band II), Berlin 1966.

Brunnacker, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica **34**, 1—95, 11 Abb., 3 Tab., 2 Taf. München 1957.

—: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — Geologica Bavarica **43**, 74—150, 13 Abb., 16 Tab., München 1959.

—: Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart **15**, 224—228, Öhringen 1964.

Felgenbauer, J., Fink, J. & de Vries, H.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. — Archäologica Austriaca **25**, Wien 1959.

Fezer, F.: Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. — Heidelberger Geograph. Arb. **24**, 144 S., 90 Abb., 2 Taf., Heidelberg 1969.

Fink, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 49—77, 9 Abb., Öhringen 1956.

—: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. — Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. **26**, H. 6, 26—51, 9 Abb., Wien 1961 (1961 a).

—: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. geol. Ges. Wien **54**, 1—25, 1 Taf., Wien 1962 (1962 a).

—: Die Böden Niederösterreichs. — Jb. Landesk. von Niederösterreich **36**, 965—984, Wien 1964.

—: Grenzen der Paläopedologie. — Z. f. Pflanzenern. u. Bodenk. **121**, 19—33, Weinheim 1970.

Fink, J. & Franz, H.: Exkursionen durch Österreich. — Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. H. 6, Wien 1961 (1961 b).

Freising, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördl. Württemberg. — Jb. geol. Abt. Württemb. Stat. Landesamt, **1**, 54—59, Stuttgart 1951.

Gillespie, K. G.: Soil Sience, **9**, 199, Baltimore 1920.
Blass, H. D., Potter, P. E. & Siever, R.: Clay mineralogy of some basal Pennsylvanian sandstones, clays and shales. — Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. **40**, 750—754, 4 Abb., Tulsa 1956.
Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. Geogr. Ges. München **30**, 180—259, München 1937.
— : Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördl. Alpenvorlandes. Teil I. Das Schweizer Mittelland. — Heidelberger Geograph. Arb. **9**, Teil 1, 104 S., 6 Fig., 6 Tafeln, Heidelberg 1962 (1962 a).
— : Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel. — Eiszeitalter u. Gegenwart **13**, 181—196, 3 Abb., Öhringen 1962 (1962 b).
— : Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — Peterm. Geogr. Mitt. Jg. 106, 4c, 253—271, Gotha 1962 (1962 c).
Hofmann, U.: Aus der Chemie des Tons. — Angew. Chem. **80**, Nr. 18, 736—747, Weinheim 1968.
Janik, V.: Die Bodenentwicklung auf der Hochterrasse der Traun bei Linz. — Naturkundl. Jb. d. Stadt Linz, 39—105, 13 Diagr., 7 Tab., 2 Karten, 13 Bilder, Linz 1965.
— : Die Genetik der Sedimente auf der Traunhochterrasse bei Linz. — Naturkundl. Jb. der Stadt Linz, 7—121, 1 Karte, 8 Tab., 23 Diagr., 4 Bilder, Linz 1967.
— : Die Linzer Lößprofile in pedologischer und epirogen-tektonischer Sicht. — Naturkundl. Jb., der Stadt Linz, 235—255, 6 Tab., 2 Taf., 8 Bilder, Linz 1969.
Kohl, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. — Verh. Geolog. B. A., Sonderheft D, 40—62, Wien 1955.
Kopecky, J.: Methode zur Korngrößenbestimmung. — Int. Mitt. Bodenkunde, **4**, 138—109, Berlin 1914.
Kopp, A.: Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. Beiträge zur Bodensystematik. — Int. bodenk. Symposium, DDR. Tagungsbericht Nr. 102, 55—81, 12 Abb., Berlin 1970.
Kuhn, E.: Neueste und verbesserte physik.-chemische Untersuchungsmethoden an Böden aus dem nördl. Bereich des alten Rheingletschers. — Staatsexamen, Geograph. Inst. Univ. Heidelberg 1971.
Lieberoth, J.: Die jungpleistozänen Lösse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. — Petermanns Geogr. Mitt. **106**, 3, 188—198, Gotha 1962.
— : Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geologie **12**, 149—187, 13 Abb., 6 Tab., Berlin 1963.
Marocke, R.: Etude pédologique préliminaire des sols rouges et gris de Hardt. — Ann. Agron. 1956, 889—893, Paris 1956.
Metzger, K.: Physikalisch-chemische Untersuchungen an relikten und fossilen Böden im Nordgebiet des alten Rheingletschers. — Heidelberger Geogr. Arb., **19**, 99 S., 21 Abb., 9 Tab., Heidelberg 1968.
— : Die Anwendung physikalisch-chemischer Meßmethoden zur Relativdatierung von fossilen und relikten Paläoböden. — Heidelberger Geogr. Arb. **38**, 1—20, 2 Tab., Heidelberg 1973.
Millot, G.: Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. — Thèse Sci. Nancy et Géol. Appl. Prospec. Min. 2, uos 2, 3, 4, S. 1—352, Nancy 1949.
— : Geology of Clays. 438 S., 85 Abb. — New York, Heidelberg, Berlin (Springer) 1970.
Mückenhausen, E.: Die wichtigsten Bden der Bundesrepublik Deutschland. — 2. Aufl., Frankfurt M. 1959.
Remezov, N. P.: Proceedings 2nd Int. Congr. Soil Science. — Moskau - Leningrad 1930.
Salger, M.: Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schotterterrassen. — Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie **4**, 288—318, 7 Abb., Heidelberg 1954.
Serdobolskiy, I. P.: Bodenkunde, Bd. **1**, 25, Moskau 1953 russ.
Smoot, R. W.: Clay mineralogy of pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin, Part. I — Relation of permeability to clay mineral suites. — Illinois State Geol. Surv. **286**, 20 S., 1960.
Urban, H.: Röntgenkartei zur Bestimmung von Ton- und Sedimentmineralien. — Opuscula Mineralogica et Geologica **5**, 41 S., zahlr. Taf., Kettwig (Feller - Nottuln) 1954.
Weidenbach, F.: Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas. — Actes IV. Congr. Intern. Quaternaire, 1—7, Rom 1953.
Weinkötz, I.: Versuch einer Stratifizierung der Lößablagerungen bei Bötzingen im Kaiserstuhl anhand von Laboruntersuchungen. — Staatsexamensarbeit Geogr. Inst. Univ. Heidelberg 1972.
Wittmann, O.: Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. — Basler Beiträge Geogr. Ethnol. **3**, 1—46, Basel 1961.

Manuskript eingeg. 9. 5. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. Kurt Metzger, Geomorphologisches Labor des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg, 6900 Heidelberg 1, Berliner Straße 29.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 25-34	Öhringen/Württ, 31. Oktober 1974

Spuren pleistozäner Vereisung in den Altos de Cuchumatanes, Guatemala

Von Stefan Hastenrath, Madison, Wis. USA

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung. Feldbeobachtungen in den Altos de Cuchumatanes von Westguatemala erstreckten sich auf die SE-NW gerichteten tektonischen Täler von Llanos de San Miguel - Llano Ventura und Todos Santos, und das benachbarte Hochland mit Gipfeln um 3 800 m.

Als unmittelbarer Nachweis einer früheren Vereisung wurde talauf und nordwestlich der Llanos de Man Miguel in 3 470—3 600 m ein Komplex von vier Stirn- bzw. Seitenmoränen gefunden. Die Moränen enthalten Felsblöcke von 50—100 cm und haben eine typische Höhe um 20 m. Eine Fortsetzung der Seitenmoränen biegt vom Haupttal nordwärts. Das Hochtal Llanos de San Miguel - Llano Ventura scheint vor allem im Talabschnitt südöstlich eines Sattelpunktes im Längsprofil einen großen Eiskuchen enthalten zu haben, der wesentlich von der hohen Bergkette im SW aus genährt worden sein muß. Im Zusammenhang betrachtet ist es wahrscheinlich, daß einige abflußlose Wannen um 3 700 m in dem südwestlich gelegenen Hochland sowie einige Talungen um 3 500—3 650 m in den Bergen südwestlich des Todos Santos-Tals auch Eis enthielten. Indessen herrschen Karstenerscheinungen vor, was eine zuverlässige Bestimmung gewisser möglicherweise glazigener Formen ausschließt; der Moränenkomplex bleibt damit als direkter Beleg. Die dazugehörige Gleichgewichtslinie des Eismassenhaushalts dürfte um 3 650 m gelegen haben. Diese Höhenlage und die räumliche Abfolge der Moränen passen zu denen benachbarter Gebirgsgegenden der mesoamerikanischen Landbrücke.

Abstract. The area of field work in the Altos de Cuchumatanes of W Guatemala includes the SE-NW oriented tectonic valleys of Llanos de San Miguel - Llano Ventura and Todos Santos, as well as the neighbouring highlands with summits around 3 800 m.

As immediate evidence of glaciation, a complex of four terminal/lateral moraines was found up valley and NW of the Llanos de San Miguel at 3 470—3 600 m. The moraines contain boulders of 50—100 cm and have a typical height of about 20 m. An extension of the lateral moraine ridges bulges from the main valley northward. The valley Llanos de San Miguel - Llano Ventura appears to have contained a large body of ice, particularly in a portion to the SE of a col in the valley bottom; ice supply from the high mountain ridge to the SW must have been essential. In context it appears likely that some drainageless basins near 3700 m in the highlands to the SW and some valleys of 3 500—3 650 m to the SW of the Todos Santos valley also contained ice. However, karst phenomena are dominant in the area, thus precluding an unambiguous identification of certain potentially glacial forms, and leaving the moraine complex as the prima facie evidence. The associated ice equilibrium line must have been situated in the vicinity of 3 650 m. This elevation and the spatial sequence of moraines are considered consistent with evidence in contiguous mountain regions of Middle America.

1. Einleitung

An den gegenwärtig vergletscherten Bergen der südamerikanischen Anden, der mexikanischen Sierren und des nordamerikanischen Felsengebirges sind Zeugen vorzeitlicher Vereisung offenkundig und altbekannt. Die Gebirge der mittelamerikanischen Landbrücke dagegen bleiben durchweg unterhalb der rezenten Schneegrenze, und erst Mitte der fünfziger Jahre konnte Weyl (1956) Feldbefunde einer vermutlich würmzeitlichen Vereisung der Cordillera de Talamanca Costa Ricas erbringen. Für die Höhenlage der pleistozänen Schneegrenze schlug Weyl den damals überraschend niedrigen Wert von 3500 m vor, mit dem Vorbehalt möglicher nacheiszeitlicher tektonischer Vorgänge. Dieser Wert konnte bei Feldarbeiten im Chirripó-Gebiet im Dezember 1972 (Hastenrath 1974) nur bestätigt werden.

In Anbetracht von WEYL's Ergebnissen für Costa Rica und der aus verschiedenen Arbeiten (KLEBELSBERG 1948—49; WHITE 1956) folgenden wesentlich größeren Höhenlage an den mexikanischen Vulkanen verdient die Frage einer pleistozänen Vereisung in den Gebirgen des nördlichen Mittelamerika besonderes Interesse. Unter diesem Gesichtspunkt wurden denn auch in den Jahren 1961—62 mehrere der hohen Vulkane in der Pazifischen Küstenkordillere Guatemalas bestiegen, darunter auch der mit 4220 m höchste Berg Zentralamerikas, der Tajumulco (HASTENRATH 1963). Fossile Glazial- oder Periglazialerscheinungen waren indessen nicht auszumachen. Es versteht sich, daß diese Berge ihre heutige Höhe erst in jüngerer Zeit erreicht haben mögen, und daß mögliche pleistozäne Klimazeugen sehr wohl durch spätere vulkanische Vorgänge beseitigt worden sein können. Freilich gab es zu Anfang der sechziger Jahre noch keinerlei topographisches Kartenmaterial.

Im Verlauf des letzten Jahrzehnts sind in Guatemala Luftbildaufnahmen selbst entlegener Gebirgsgegenden durchgeführt worden, und es sind ausgezeichnete topographische Karten im Maßstab 1 : 50 000 erstellt worden (INSTITUTE GEOGRÁFICO NACIONAL 1966). Damit ist endlich eine angemessene Grundlage auch für geomorphologische Kartierungen geschaffen. Im Anschluß an Feldarbeiten im Chirripó-Massiv Costa Ricas (HASTENRATH 1974) erschien eine erneute Vergleichsuntersuchung im nördlichen Mittelamerika wünschenswert. Von besonderem Interesse waren dabei naturgemäß die Altos de Cuchumatanes im westlichen Guatemala, die lediglich bis um 3800 m aufragen, bei denen es sich aber um ein vergleichsweise altes Gebirge handelt. Die Feldbeobachtungen wurden vom 27. bis 31. Dezember 1972 durchgeführt. Gelegentlich eines Besuches beim Instituto Geográfico Nacional de Guatemala war es möglich, eine unveröffentlichte Dissertation von ANDERSON (1969) über das Blatt San Sebastián Huehuetenango kurz einzusehen, die auch Glazialerscheinungen erwähnt.

Luftbilder und 1 : 50 000 Karten erwiesen sich bei den Feldaufnahmen als besonders wertvoll. Auf diesen Wanderungen wurden fortlaufend Ablesungen an einem Aneroid-Höhenmesser gemacht, die an Punkte bekannter Höhe angeschlossen wurden. Damit ist eine für die vorliegenden Zwecke hinreichende Meßgenauigkeit gewährleistet. Daneben wurde ein gewöhnlicher Marschkompaß benutzt.

2. Übersicht über das Untersuchungsgebiet

Abb. 1 ist eine Orientierungsskizze für den bei dieser Gelegenheit begangenen Teil der Altos de Cuchumatanes. Isohypsen sind den amtlichen 1 : 50 000 Karten entnommen. Marschrouten während der Feldarbeiten sind eingetragen.

Im ganzen sind die Altos de Cuchumatanes (WEYL 1961; INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL 1972) als eine gehobene, von SW nach NE gekippte Scholle vorzustellen; diese Vorgänge waren im SW mit Brüchen, im NE vermutlich mit Flexuren verbunden. Das Untersuchungsgebiet ist von mehreren NW—SE orientierten Bruchlinien durchzogen, die teils als gewaltige Hochtäler und intramontane Becken in Erscheinung treten. Prominente Beispiele sind die Llanos de Chemal, das von Llanos de San Miguel nach Llano Ventura sich erstreckende Hochtal und das Tal von Todos Santos Cuchumatanes. Der NE-Teil des Untersuchungsgebietes bis hin zum Abfall zum Todos Santos-Tal ist im wesentlichen aus Kreidekalk aufgebaut, was sich in einer ausgeprägten Karstmorphologie äußert. In den tieferen Lagen dieses Tals streichen Konglomerate, Sandsteine und Kalke der jurassischen Todos Santos-Formation aus. Das Gebirgsmassiv im SW des Todos Santos-Tals besteht hauptsächlich aus permo-karbonischen Schichten, die Schieferton, Sandstein und Kalk enthalten.

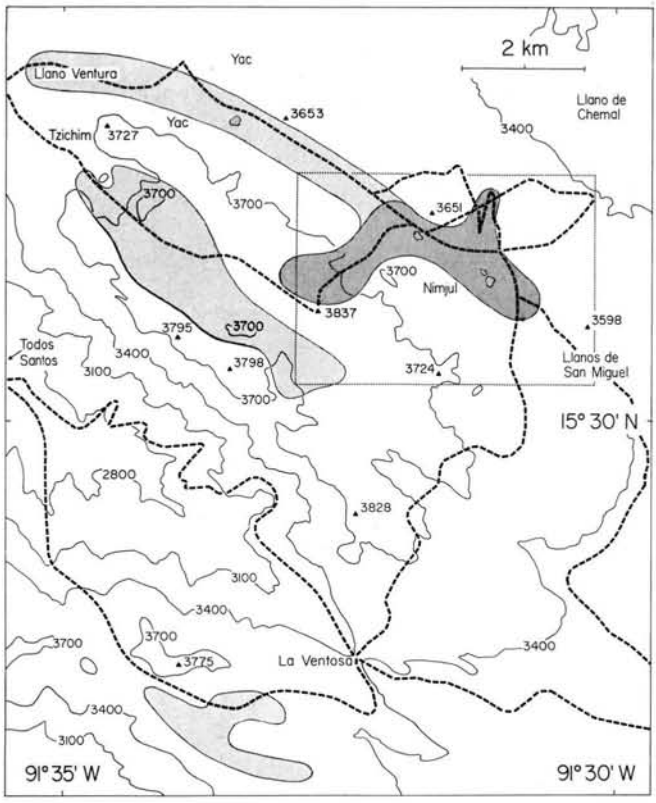


Abb. 1. Orientierungsskizze der Altos de Cuchumatanes. Höhenlinien sind den amtlichen 1 : 50 000 Karten entnommen. Marschrouten sind als gestrichelte Linien eingetragen. Ehemals vereiste oder möglicherweise vereiste Flächen sind durch dunklere und hellere Schattierung gekennzeichnet; flache Tümpel sind schraffiert. Punktiertes Rechteck markiert das in Abb. 2 dargestellte Gebiet.

Dieses siedlungsfeindliche Hochland trägt auf den felsiger Bergrücken einen stattlichen Kiefernwald, der stellenweise stark mit Zypressen durchsetzt ist. Dazwischen erstrecken sich vor allem in den Hochtälern und intramontanen Becken ausgedehnte Graslandflächen. Die dürftige Landwirtschaft in den bescheidenen Siedlungen oberhalb etwa 3000 m beschränkt sich auf Schafzucht und etwas Kartoffelanbau.

Auf Grundlage der amtlichen Karten wurde ein Gebiet ausgesucht, für das die Möglichkeit einer pleistozänen Vereisung gemäß Höhenlage und Reliefverhältnissen am wahrscheinlichsten war. In den Abschnitten 3 bis 5 werden Beobachtungen in einzelnen Teilgebieten dieser Region besprochen.

3. Hochtal zwischen Llanos de San Miguel und Llano Ventura

Abb. 2 ist eine morphologische Skizze des SE-Abschnittes dieses Hochtals, und ein schematisches NW—SE Längsprofil ist in Abb. 3 wiedergegeben. Die Llanos de San Miguel, eine von bewaldeten Bergrücken umgebene offene Ebene um 3400 m, bilden den SE-Eingang des Tales. Nach etwa 2 km steigt das Taltiefste stärker an, um nach 7,5 km einen Sattelpunkt um 3610 m zu erreichen. Jenseits dieses Sattels senkt sich der Talboden nach Llano Ventura zu auf 4,5 km um weniger als 100 m ab. Intermittierende Rinnsale und

flache Tümpel kommen diesseits und jenseits des Sattelpunktes vor, der dabei eine Wasserscheide darstellt. Die weitere Fortsetzung des Tales südlich und westlich von Llano Ventura ist ungemein steil. Der geschlossene und bewaldete Bergkamm im SW des Tales Llanos de San Miguel — Llano Ventura steigt auf 2 km Horizontaldistanz auf um 3800 m an; die höchsten Berge fallen nach dem längeren südöstlichen Talabschnitt zu ab. Der meistenteils bewaldete Bergkamm im NE liegt näher zur Talachse, erreicht nur stellenweise um 3650m, und ist von niedrigeren Pässen unterbrochen.

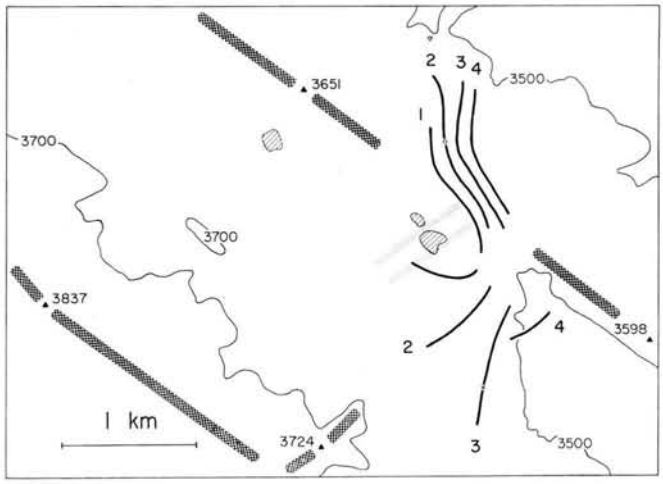


Abb. 2. Morphologische Skizze für den SE-Abschnitt des Hochtals Llanos de San Miguel - Llano Ventura. Höhenlinien sind den amtlichen 1 : 50 000 Karten entnommen. Felsschwellen und Strukturlinien sind schattiert, Tümpel schraffiert, Bergkämme durch Kreuzschraffur gekennzeichnet, und Moränen kräftig ausgezogen. Standpunkte der Fotos Abb. 4, 5 und 6 sind durch Kreuz, Kreis bzw. Dreieck angezeigt.

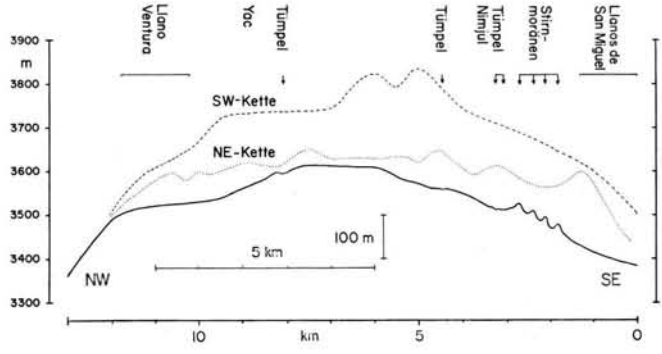


Abb. 3. Schematisches Längsprofil (NW—SE) des Hochtals Llanos de San Miguel—Llano Ventura. Überhöhung 1 : 10. Silhouette der Bergkette im SW gestrichelte Linie, Bergkette im NE punktiert.

Im Anstieg von den Llanos de San Miguel nordwestwärts, auf den oberen Teil des Tales zu, findet sich zwischen 3470 und 3600 m ein Komplex von vier großen Moränenkränzen. Diese seien im folgenden von NW nach SE fortschreitend als Moränen 1, 2, 3 und 4 bezeichnet (Abb. 4). Die Moränen bestehen aus grobem Schuttmaterial mit Blöcken von 50—100 cm Durchmesser und erreichen Kammhöhen von um 20 m. Von der Stirnpartie der untersten Moräne (4) sind nur Reste erhalten. Die oberen drei Moränen (1, 2, 3)

ziehen von der südwestlichen Talflanke in konvex nach SE geschwungenen Bögen zur nordöstlichen Talseite, wo sie sich in Seitenmoränenwällen fortsetzen. Ein dazu paralleler, vierter Rücken ist deutlich auszumachen und ist wohl der untersten Endmoräne (4) zuzuschreiben. Lediglich die oberste Moräne (1) zeigt den Ansatz einer Seitenmoränenpartie auf der südwestlichen Talseite. Die zweitunterste Moräne (3) läßt in den oberen Partien auf der südwestlichen Talflanke ein Nebenstadium talab erkennen. Die zweitoberste Moräne (2) erscheint in ihrer Stirnpartie leicht aufgefächert. Teile der Moränenstränge sind weitständig mit Kiefern bestanden. Die oberste Moräne (1) bildet die Stirnwand eines sich talaufwärts anschließenden Kessels, der zwei seichte Tümpel enthält. Die Tümpel sind talab jeweils durch eine Felsschwelle begrenzt, deren Fortsetzung auf beiden Talseiten zutage tritt.

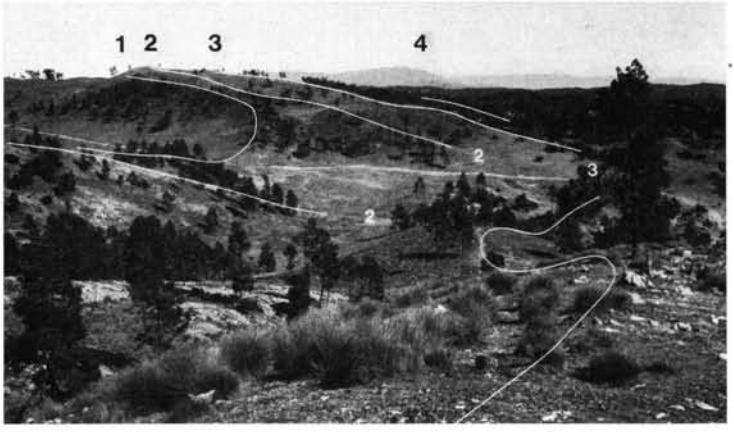


Abb. 4. Standpunkt 3 600 m auf zweitunterster Seitenmoräne (3) auf SW-Seite des Tals Llanos de San Miguel—Llano Ventura, in Abb. 2 durch Kreuz markiert; Blick nach N auf die vier Moränenkränze. Kämme sind durch weiße Linien angedeutet und durch Zahlen gekennzeichnet.

Die vier Seitenmoränenrücken lassen sich zunächst ungefähr 1 km das Haupttal aufwärts nach NW verfolgen, wobei die zweitoberste Moräne (2) bei weitem die stattlichste ist. In einer Unterbrechung des parallel zum Haupttal SE—NW streichenden Felsrückens aber biegen die Moränenwälle nach N ab (Abb. 5). In einer nach ungefähr N sich absenkenden Talung laufen sie dann in Andeutungen von Stirnpartien aus. Die Moränenmorphologie wird ahnungslos von ein paar in dieser Talung hausenden Indianern ausgenützt: eine wohl in Zusammenhang mit der Schafhaltung angelegte Umzäunung verläuft entlang der zweitobersten Moräne (2), und ein in der Rinne zwischen zweitoberster (2) und zweitunterster (3) Moräne gelegener Tümpel muß verlockend genug gewesen sein, gerade dort eine Hütte zu errichten (Abb. 6).

Das Haupttal weiter nordwestwärts auf den Sattelpunkt zu folgend waren keine Anzeichen von Seiten- oder Stirnmoränen auszumachen. Der leicht gewellte Talboden, schliffkehlenartige Versteilung des am Talrand hervortretenden Gesteins, sowie die allenthalben anzutreffenden glatten Felsflächen und rundlichen Vertiefungen sind sicher im wesentlichen dem Karstformenschatz zuzuzählen. An den SW-Flanken des Tales konnten bis hinauf zum Kammniveau gleichfalls keinerlei Kar- oder Nivationsnischen ausgemacht werden, vielmehr war der Karstcharakter durchweg dominierend. Gletscherschrammen waren nirgends erhalten.



Abb. 5. Blick nach N entlang N-Ast der zweitobersten Seitenmoräne (2); 3 580 m. Standpunkt in Abb. 2 durch Kreis markiert.

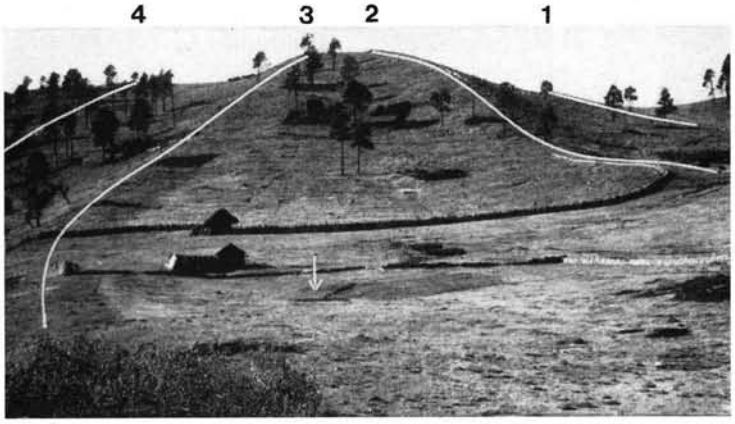


Abb. 6. Standpunkt 3 500 m, 1,5 km nördlich des Haupttals, in Abb. 2 durch offenes Dreieck markiert; Blick nach SSW auf Ausläufer der Moränenrücken. Kammlinien sind durch weiße Linien angedeutet und durch Zahlen gekennzeichnet; Pfeil zeigt einen Tümpel an.



Abb. 7. Standpunkt nordwestlich des Sattelpunktes im Tal Llanos de San Miguel—Llano Ventura, 3 600 m. Blick nach WSW auf Talverebnung mit intermittierendem Tümpel.

Gut 500 m jenseits des Sattelpunktes trifft man auf eine Verebnung (Abb. 7), die den im SE des Tals oberhalb des Moränenkomplexes gelegenen Tümpeln ähnlich ist. Während der Trockenzeit dient sie der Jugend von Yak als Fußballplatz, in der Regenzeit verwandelt sie sich in einen See. Auch sie ist anscheinend talab durch eine Felsschwelle begrenzt. Weiter talab, nach NW zu, dehnen sich im Talboden glatte und nahezu horizontale Felsflächen aus, die jedenfalls gelegentlich diskordant zu der Gesteinsschichtung zu sein scheinen. Schleffkehlenartige Versteilung des Talrandes ist auch hier ausgeprägt. Im Gegensatz zu den eindrucksvollen Moränenkränzen am SW-Ende des Tals, waren zwischen Sattelpunkt und Llano Ventura keine vergleichbaren Ablagerungen zu erkennen. Auch in der steilen Fortsetzung des Tals nach SW, S und NW fehlen offensichtlich Moränen.

4. Hochland nordöstlich des Todos Santos-Tals

Das Hochland zwischen dem Tal Llanos de San Miguel — Llano Ventura und dem Todos Santos-Tal enthält mehrere von bewaldeten Felsrücken umrahmte flache Wannen um 3700 m, deren Achse SE—NW ausgerichtet ist. Die Wannen mit typischer Ausdehnung von 1—2 km sind ohne oberflächlichen Abfluß und tragen offenes Grasland. Am Boden der Wannen kommen nahezu ebene Felsflächen zum Vorschein, die von Karren zerschnitten sind (Abb. 8). An den Wannenrändern treten schliffkehlenartige Versteilungen des anstehenden Kalkgesteins auf, und zwar besonders auffallend in zwei weiten Mulden, die von Wannen am Westrand dieses Hochlandes zur Talsiedlung von Tzichim (3450—3550 m) hinunterleiten (Abb. 1).



Abb. 8. Auf Hochland zwischen Tal Llanos de San Miguel—Llano Ventura und Todos Santos—Tal, 3 700 m. Blick nach WNW; von Karren zerschnittene ebene Felsfläche, im Hintergrund Rand der Wanne.

5. Tal von Todos Santos und das im SW anschließende Hochland

Das Todos Santos-Tal (Abb. 1) zeigt ein ähnliches Längsprofil wie das Tal Llanos de San Miguel—Llano Ventura, nur daß vom Sattelpunkt (La Ventosa) der Talboden ungleich steiler nach NW und SE abfällt. Die Sattelpunkte am Boden der beiden Täler und die höchsten Berggipfel des dazwischenliegenden Hochlandes liegen auf einer nicht ganz N—S verlaufenden Linie. Die ungewöhnliche Reliefenergie des Todos Santos-Tals ist offenbar tektonisch bedingt. Im Gelände waren auch mit gleichzeitiger Ausnutzung von

Luftbildern und topographischer Karte weder Moränen noch andere glazigene Formbildungen zu erkennen.

In dem an das Todos Santos-Tal nach SW anschließenden Hochland (Abb. 1) gibt es weite muldenförmige Becken und Talungen um 3500—3650 m, die im Gegensatz zu den umrahmenden Falskämmen offenes Grasland tragen und in den Großformen an Nivationsbecken erinnern.

6. Periglazialerscheinungen

An fossilen Periglazialbildungen wurde im Tal Llanos de San Miguel—Llano Ventura etwa 1,5 km nordwestlich des obersten Stirnmoränenbogens (1) in einem Aufschluß um 3570 m eine Solifluktionsschuttdecke beobachtet.

An rezenten Formbildungen finden sich oberhalb 3500 m allenthalben Mikrovegetationsterrassen und Pipkrake, deren Feinerdereste eine ungefähr W—E orientierte Streifenanordnung zeigen, die anscheinend dem lokalen Sonnenaufgang entspricht.

7. Schlußfolgerungen

Die mächtigen Stirn- und Seitenmoränen nordwestlich der Llanos de San Miguel sind eindeutige Zeugen pleistozäner Vereisung; die Frischheit der Formen deutet auf ein dem Würm entsprechendes Alter. Beachtenswert ist das Fehlen auch nur annähernd vergleichbarer Moränen am NW-Ausgang des Tals. Es ist einmal zu überlegen, daß mögliche Moränenablagerungen in der steilen Talfortsetzung jenseits der Llanos Ventura leicht verloren gegangen sein konnten. Noch wichtiger ist der Umstand, daß der Sattelpunkt das Tal in einen recht langen SE- und einen viel kürzeren NW-Abschnitt teilt. Das dürfte die Eiszufuhr in den Raum des Llano Ventura benachteiligt haben, zumal die höchsten Rükken der Bergkette im SW zum Einzugsbereich des südöstlichen Talabschnitts gehören; es sind die höchsten Gipfel der Altos de Cuchumatanes überhaupt. Es will scheinen, daß nirgends sonst in den Altos de Cuchumatanes die Bedingungen zur Eisansammlung so günstig gewesen sein können wie in dem SE-Abschnitt des Tales Llanos de San Miguel—Llano Ventura. Vor allem dieser Talabschnitt dürfte von einem großen Eiskuchen ausgefüllt gewesen sein, wobei ein Eislobus vom Haupttal aus durch einen Paß in dem im NE talparallel verlaufenden Felsriegel nach N vordrang. Der Eiskuchen im Haupttal mochte wesentlich durch Zufuhr von der hohen Bergkette im SW genährt worden sein.

In Anbetracht der überzeugenden Moränenkränze nordwestlich der Llanos de San Miguel liegt es nahe, auf dem noch wesentlich höheren Hochplateau im SW erst recht eine Vereisung zu erwarten. Der in Abschnitt 4 skizzierte Formenschatz könnte demnach dahingehend gedeutet werden, daß die ausgedehnten Wannen Eisfelder enthielten, aus denen die heute bewaldeten Felsrücken hervorragten; im W des Plateaus mochte das Eis zum Tal von Tzichim abgeflossen sein. Sollte eine derartige Interpretation lediglich aus dem Zusammenhang heraus berechtigt erscheinen, so ist zu betonen, daß eindeutige Moränenwälle und Gletscherschrammen in diesem Gebiet nicht aufzuspüren waren, womit jedenfalls ein unmittelbarer Nachweis entfällt.

Es ist vorstellbar, daß einige der in Abschnitt 5 erwähnten Talungen im Hochland südwestlich des Todos Santos-Tals einst von Eis erfüllt gewesen sind, aber ein unmittelbarer Beleg etwa auf Grund von Moränenrücken und Gletscherschrammen war auch hier nicht zu erbringen.

Der Nachweis einwandfrei glazialer Formen wird durch die ausgeprägte Karstmorphologie des Gebietes erschwert. Hohlformen mit vorgelagerter Felsschwelle sind nicht einer Enstehung als Kare oder Nivationsnischen zuzuschreiben, denn man findet Dolinen

allenthalben im Gelände. Glatte Felsflächen, auch diskordant mit der Schichtung können durch chemische Verwitterung zustande kommen und verdanken ihre Entstehung nicht unbedingt glazialer Überformung. Es besteht keine Hoffnung, daß auf diesem Gestein Gletscherschrammen erhalten bleiben. Bei der Interpretation von Schuttdecken ist ganz allgemein Vorsicht am Platze. Lediglich für Moränenwälle in klarer räumlicher Anordnung läßt sich der glaziale Ursprung ausmachen.

Die Möglichkeit von Eisfeldern um 3700 m auf dem von den beiden großen tektonischen Tälern begrenzten Hochplateau sowie in einigen Talungen um 3500—3650 m in den Bergen südwestlich des Todos Santos-Tals gewinnt lediglich im Zusammenhang Wahrscheinlichkeit. Als unmittelbarer Nachweis bleibt damit der große Moränenkomplex nordwestlich der Llanos de San Miguel. Für die dazugehörige Gleichgewichtslinie des Eismassenhaushalts sei eine Höhenlage um 3650 m vorgeschlagen. Daß diese Linie sehr viel unterhalb 3600 m gelegen haben könnte, ist den Reliefverhältnissen nach wenig wahrscheinlich. Andererseits wäre es bei einer Höhenlage wesentlich über 3700 m schwer vorstellbar, daß die gewaltigen Moränensysteme weit talab hätten aufgebaut werden können.

Abschließend seien die Feldbeobachtungen mit Befunden in benachbarten Gebirgen der amerikanischen Tropen verglichen. In den Anden von Venezuela konnte SCHUBERT (1970) fünf Hauptmoränenzüge nachweisen. In den Kolumbischen Anden entdeckten GONZÁLEZ et al. (1965) vier ausgeprägte Moränenkomplexe, von denen aber der jüngste für nicht älter als 300 Jahre gehalten wird. Bei kürzlichen Geländearbeiten im Chirripó-Gebiet der Cordillera de Talamanca Costa Ricas (HASTENRATH 1974) konnten zumindest drei große Moränenzüge an einem Talausgang ausgemacht werden; weitere zumindest drei viel kleinere Moränen sind oberhalb davon im Talbecken eingebettet. Die pleistozäne Schneegrenzhöhe in der Cordillera de Talamanca ist mit WEYL (1956) um 3500 m anzusetzen, in guter räumlicher Übereinstimmung mit OPPENHEIM's (1940) ähnlichen Werten für die Kolumbischen Anden. Von der Breitenlage unseres Untersuchungsgebietes nach N fortschreitend, stehen die Arbeiten WHITE's (1956) für die Vulkane der mexikanischen Meseta zur Verfügung. An der Iztaccíhuatl stellte WHITE zumindest drei Glazialstadien in niederen Lagen, ein unbedeutendes Stadium in mittlerer Lage, und ein Stadium in größerer Höhe fest; außerdem finden sich drei bis vier kleine Moränenrücken in den Talschlüssen. Die pleistozäne Schneegrenze muß verschiedenen Arbeiten zufolge (KLEBELSBERG 1948-49; WHITE 1956) höher gelegen haben als in Costa Rica, aber jedenfalls unterhalb des 4000 m-Niveaus. An der Malinche im Raum von Puebla erkannten HEINE und HEIDE-WEISE (1972) drei Moränenphasen unterhalb der Waldgrenze um 3900 m. Absolute Datierung ergab mehr als 21 000 Jahre bis mehr als 8 000 Jahre, während Moränen oberhalb der Baumgrenze der „kleinen Eiszeit" zugeschrieben werden. Die Moränen werden mit WHITE's Moränenbefunden an der Iztaccíhuatl in Beziehung gesetzt. Für den Südteil des nordamerikanischen Felsengebirges schließlich stellte RAY (1940) fünf Moränenphasen der Wisconsin-Vereisung fest, von denen die mittleren drei anscheinend den besten räumlichen Zusammenhang zeigen.

Wenngleich absolute Datierung und regionale Koordinierung der Moränen im zentralamerikanisch-mexikanischen Raum zumeist noch ausstehen, so ergänzen die vorgelegten Feldbeobachtungen in den Altos de Cuchumatanes mit Hinblick auf den meridionalen Verlauf der pleistozänen Schneegrenze und die räumliche Abfolge hauptsächlicher Moränenkomplexe sinnvoll Befunde in den benachbarten Gebieten der Landbrücke.

Dank:

Prof. R. WEYL hat freundlicherweise ein Manuskript dieses Aufsatzes gelesen. Dr. S. BONIS war mir beim Besuch des Instituto Geográfico Nacional de Guatemala behilflich.

Literaturverzeichnis

ANDERSON, T. H. (1969): Geology of the San Sebastian Huehuetenango quadrangle, Guatemala. — Ph. D. Diss. Univ. Texas, Austin.

GONZÁLEZ, E., VAN DER HAMMEN, Th. & FLINT, R. F. (1965): Late quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia. — Leidse Geol. Med., **32**, 157—182.

HASTENRATH, S. (1963): Zum Einfluß der Massenerhebung auf den Verlauf der Klima- und Vegetationsstufen in Mittelamerika und im südlichen Mexiko. — Geografiska Annaler, **45**, 76—83.

— (1974): On the pleistocene glaciation of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. — Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, im Druck.

HEINE, K. & H. HEIDE-WEISE (1972): Estratigrafía del pleistoceno reciente y del holoceno en el Volcán de la Malinche y región circunvecina. — Proyecto Puebla, Tlaxcala, Comunicaciones 5/1972, p. 3—7, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla, México.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 1966: Guatelama 1 : 50 000; Blätter 1862 I und II.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 1970: Mapa geológico de Guatemala, 1 : 500,000.

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 1972: Mapa geológico de Guatemala, 1 : 50 000; Blatt 1862 II G.

OPPENHEIM, V. (1940): Glaciaciones cuaternarias en la Cordillera Oriental de Colombia. — Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, **4**, no. 13, 70—81.

RAY, L. L. (1940): Glacial chronology of the southern Rocky Mountains. — Bull. Geol. Soc. America, **51**, 1851—1918, 12 Abb., 4 Tab., Washington.

SCHUBERT, C. (1970): Glaciation of the Sierra de Santo Domingo, Venezuelan Andes. — Quaternaria, **13**, 225—246.

KLEBELSBERG, R. VON (1948—49): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — Wien, (Springer Verlag), 2 Bde., 1028 S.

WEYL, R. (1956): Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). — Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, **3**, 317—325, 2 Abb., 2 Taf., Innsbruck.

— (1961): Die Geologie Mittelamerikas. — 226 S. Berlin (Borntraeger).

WHITE, S. E. (1956): Probable substages of glaciation on Iztaccíhuatl, Mexico. — J. Geol., **64**, 289—295, 2 Abb., 1 Tab., Chicago.

Manuskript eingeg. 26. 3. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. S. Hastenrath, The University of Wisconsin, Dept. of Meteorology, 1225 West Dayton Street, Madison, Wis. 53 706.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 35-47	Öhringen/Württ, 31. Oktober 1974

Ein neues Modell des würmzeitlichen Inn-Chiemseegletschers

Überschiebung des Inngletschers über den Tiroler Achengletscher bis in Bereiche des heutigen Chiemsees

Von Klaus Hormann, Kiel

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung. Die bisherigen Vorstellungen von der Grenze zwischen Inn- und Chiemseegletscher bringen beträchtliche Widersprüche mit sich. Im Gebiet westlich von Seeon durchdringen sich NW—SE-gerichtete Moränenwälle, die dem Inngletscher zuzuordnen sind, mit SW—NE-streichenden Strukturen, die auf den Tiroler Achengletscher (entspricht weitgehend dem bis jetzt als Chiemseegletscher bezeichneten Gletscher) zurückgehen. Die einfachste Erklärung dafür besteht darin, eine Überlagerung von Inn- und Achengletscher anzunehmen. Dieses Modell erklärt auch eine Reihe von weiteren bisher schwer verständlichen geomorphologischen Erscheinungen. Bedingt durch die unterschiedlichen Verhältnisse in den Nährgebieten, ist der Achengletscher früher vorgestoßen, und war bereits im Rückzug begriffen, als der Inngletscher seine größte Ausdehnung erreichte. Strukturen des Seebodenreliefs des Chiemsees lassen sich gut als Endmoränen des Inngletschers deuten. Der Inngletscher hat zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung einen großen Teil der Fläche des heutigen Chiemsees bedeckt. Deshalb sollte ihm nicht mehr ein „Chiemseegletscher", sondern der Achengletscher gegenübergestellt werden.

Resumé. Parmi les glaciers wurmiens qui ont envahi l'avant-pays septentrional des Alpes en Bavière, le glacier Inn-Chiemsee permet de prouver que les glaciers d'avant-pays alpins n'ont pas oscillé selon une règle générale, mais qu'ils réagissaient, pendant la période wurmienne, d'une façon très individuelle. Jusqu'à présent, tous les modèles offerts pour tracer la limite entre les deux components du glacier Inn-Chiemsee, le glacier de l'Inn et le glacier du Chiemsee, présentaient des éléments contradictoires. Puisqu'on peut observer, dans les régions disputées, un croissement de structures appartenant à tous les deux glaciers, il semble que le glacier de l'Inn ait chévauché sur une dizaine de kilomètres le glacier de l'Ache (comme le glacier du Chiemsee est à appeler plus raisonnablement). Ceci a été possible à cause du comportement différent des deux glaciers à l'égard des changements climatiques, résultant d'une situation morphographique très differente dans les bassins de réception à l'intérieur des Alpes.

Summary. One problem of glacial geomorphology in Southern Bavaria is, whether the different glaciers spreading over the foreland of the Alpes advanced and retreated nearly simultanously or whether they acted more individually. The Inn-Chiemsee-glacier gives a fascinating example for individual behaviour. The limit between his two components, the Inn-glacier and the Chiemsee-glacier, was difficult to be determined, as in some areas terminal moraine structures belonging to both glaciers can be observed (crossing each other). The best solution to these problems of delimination is to admit, that the Inn-glacier overlapped the so-called Chiemsee-glacier over some 10 km distance. This has been possible as the inn-glacier was still advancing when the outer parts of the Achen-glacier (as the former Chiemsee-glacier should be called) were melting down. The non-simultanous advance and retreat of the Innglacier and Achen-glacier is caused by the different area-altitude relationship in the catchment areas of the two glaciers.

Ungelöste Probleme am Inn-Chiemsee-Gletscher

Vor genau 50 Jahren (1924) erschien die Monographie des Inn-Chiemsee-Gletschers von Karl Troll. Wesentliche Einwände gegen die Synthese Troll's wurden in erster Linie von Knauer (1935, 1937) vorgebracht. In der von Troll und Knauer diskutierten Frage, ob eine Gruppe innerer Moränenwälle ein Rückzugsstadium (Ölkofener Stadium von Troll) oder eine überfahrene Frühwürm-Phase (Knauer) darstellt, ist eine definitive Entscheidung bis heute noch nicht gefallen. Im übrigen kann die Synthese Troll's als in den wesentlichen Punkten anerkannt bezeichnet werden.

Trotzdem muß man feststellen, daß eine Reihe von geomorphologischen Erscheinungen weder durch die Darstellung TROLL's noch durch die Vorschläge seiner Kritiker befriedigend erklärt werden. Es stellen sich bei einer genauen Betrachtung der Karte TROLL's z. B. folgende Fragen:

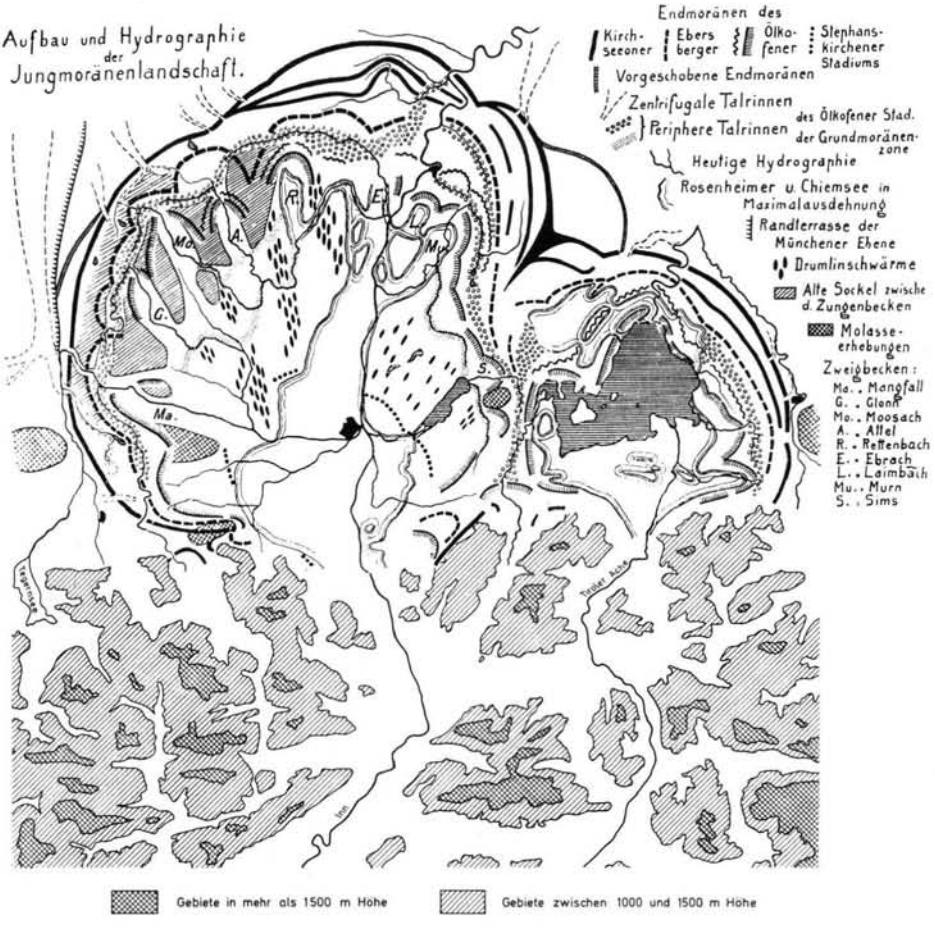


Abb. 1. Der würmzeitliche Inn-Chiemseegletscher nach Karl TROLL (1924, 32). Die Höhenschichten des Alpenbereiches wurden zu der Zeichnung Trolls hinzugefügt.

1. Der weiteste Vorstoß des würmzeitlichen Inn-Chiemsee-Gletschers ging vom Ausgang des alpinen Inntales ziemlich gerade nach Norden. Warum hat sich der Gletscherrand nach Osten nicht halb so weit von dieser Achse des weitesten Vorstoßes entfernt wie nach Westen? Wie stark diese angebliche Asymetrie des Inngletschers ist, zeigt Abb. 1. Auch KRAUS & EBERS (1965, 164) haben die „starke Ungleichseitigkeit" des Inngletschers bemerkt. Dafür die Ratzinger Höhe (693 m, östlich des Simssees) verantwortlich zu machen, halte ich kaum für möglich. Der Teil der Ratzinger Höhe, der das Niveau der südwestlich anschließenden Gebiete überragt — etwa begrenzt durch die 600 m-Isohypse — ist 2 km breit und 3 km lang. Ein Gletscher, der noch 30 km weiter nach Norden fließt, läßt sich dadurch nicht um 10 km nach Westen drängen, zumal wenn zwischen der Ratzinger Höhe

und dem Alpenrand ein 8 km breiter Korridor besteht. Auf dem Westflügel des Inngletschers ist die weiter entfernte, höhere und breitere Irschenberg-Höhe (752 m) offensichtlich ohne Schwierigkeiten überfahren worden.

2. Warum hat es nur auf dem Ostflügel des Inngletschers einen besonders weiten ersten Vorstoß gegeben (vorgeschobener Endmoränenbogen = Schnaitsee-Seeon-Bogen bei TROLL)?

3. Warum soll ausgerechnet der größere Gletscher, der Inngletscher, einen frühen, flüchtigen, besonders weiten ersten Vorstoß gehabt haben, während der kleinere Chiemseegletscher seinen Maximalstand erst später erreichte? Leichter zu verstehen wäre der umgekehrte Fall: Flüchtiger Vorstoß des kleineren Gletschers, danach größte Ausdehnung des größeren. Die Beobachtungen von GRAUL (1953, 43 f: Verspätung des Rheingletschers gegenüber dem Illergletscher, 1962, 90—91: Verspätung des Rhonegletschers) legen die These nahe, daß besonders spät die Gletscher ihren Maximalstand erreichten, bei denen ausgedehnte tiefgelegene Gebiete durch große Eismächtigkeiten schließlich zum Nährgebiet wurden. Das war durchweg bei den großen Gletschern in hohem Maße der Fall. Die Erklärung TROLL's (1924, 73) für den angeblich früheren Maximalstand des Inngletschers befriedigt nicht. Die andersartige zeitliche Einordnung von GRIPP (1957, 229) setzt einen schon abenteuerlich zu nennenden Inngletschervorstoß in Richtung Südosten voraus.

4. Die Seengruppen von Seeon und Eggstätt werden mit überschottertem Toteis in Verbindung gebracht. Das ist sicher richtig, aber noch keine ausreichende Erklärung. Wie kam es zur Bildung von Toteismassen der Umgrenzung, wie sie zur Erklärung der Seenbecken und Kesselfelder notwendig ist?

5. Warum hat der Chiemsee einen so asymmetrischen Grundriß? Wie sind die Rücken des Seebodenreliefs zu erklären?

Diese Fragen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: So klar und überzeugend TROLL's Gliederung der Endmoränenzüge westlich des Inns und östlich der Alz ist, so problematisch ist noch das Gebiet zwischen Chiemsee, Simssee und Schnaitsee (östlich Wasserburg). Das Problem der Grenze zwischen Inngletscher und Chiemseegletscher findet weder bei TROLL noch bei PENCK (etwas weiterer Vorstoß des Inngletschers nach Osten) eine befriedigende Lösung.

Die Schlüsselstelle zur Abgrenzung Inngletscher – Achengletscher

Die Schlüsselstelle für das Problem der Abgrenzung des Inngletschers nach Osten liegt in der Umgebung von Pittenhart (5 km westlich von Seeon). Nordöstlich und südwestlich von Pittenhart findet sich je ein NW—SE-streichender Endmoränenzug, der Fachendorfer Endmoränenzug (NE Pittenhart) und der Hinzinger Endmoränenzug (SW Pittenhart). Beide sind sowohl auf der großen Karte TROLL's wie auf seiner hier wiedergegebenen Skizze (Abb. 1) gut zu erkennen.[1]). Auf den Karten Abb. 2 und Abb. 3 sind sie mit J2 und J3 bezeichnet. Daß es sich hierbei um Endmoränen handelt, ist von keiner Seite bestritten worden. Sie zeigen praktisch alle Merkmale einer typischen Endmoräne, z. B. ausgeprägte Wallformen, zahlreiche geschlossene Hohlformen, Abfall nach innen steiler und tiefer als nach außen, an die Endmoränen nach außen anschließend Schotterflächen (Übergangskegel).

Nach TROLL (1924, 70) wird die Grenze zwischen Inn- und Chiemseegletscher durch die breite Erhebungszone zwischen Endorf und Diepoldsberg markiert, d. h. die beiden

[1]) Zur genaueren topographischen Orientierung empfehle ich im übrigen die Topographische Karte 1 : 50 000, Blätter L 7939, 7940, 8039, 8040. Ein besonders übersichtliches Bild der Reliefformen ergibt sich bei Benutzung der orohydrographischen Ausgabe dieser vier Blätter.

Moränenzüge bei Pittenhart gehören nach TROLL bereits in den Bereich des Chiemseegletschers (siehe auch Abb. 1). TROLL (1924, 69) lehnt die Vorstellung von PENCK (1909, 166) ab, der die Linie Mauerkirchen—Seeon als Grenze der beiden großen Vorlandgletscher betrachtet. Nach der Auffassung PENCK's gehören die Pittenharter Moränenzüge also noch zum Inngletscher.

Für jede der beiden Auffassungen lassen sich Argumente anführen, aber keine vermag alle Widersprüche zu beseitigen. Nach meiner Ansicht bringt die Vorstellung PENCK's (der übrigens auch RATJENS 1957, 21 zuneigt) weniger Schwierigkeiten mit sich. Hier bleibt eigentlich nur eine Frage ungeklärt, nämlich warum die beiden Pittenharter Moränenzüge nach Osten so unvermittelt abbrechen. Diese Schwierigkeit vermeidet die Vorstellung TROLL's, weil sich bei ihr statt eines Abbrechens ein Umbiegen nach Osten ergibt. Aber dafür tauchen zahlreiche andere Probleme auf: Es ergibt sich ein sehr weiter Vorstoß des westlichen Chiemseegletscherflügels für den Maximalstand, während der gleiche Flügel beim Ölkofener Stadium weit hinter dem Ostflügel zurückbleibt (siehe Abb. 1). Das Problem stellt sich genauso bei KNAUER, auch wenn hier die zeitliche Reihenfolge der beiden Gletscherstände Würm II und Würm I umgekehrt ist (KNAUER 1935, Abb. 16). Den nordöstlich von Obing, also weit nordöstlich von Pittenhart verlaufenden Endmoränenzug (Schnaitsee—Seeon-Bogen) muß auch TROLL zum Inngletscher rechnen. Das zwingt ihn weiter, den äußersten Vorstoß des Inngletschers früher anzusetzen als den des Chiemseegletschers, damit der Chiemseegletscher nach dem Rückgang des Inngletschers in das Gebiet innerhalb des Schnaitsee—Seeon-Bogens vorstoßen kann. Warum sollte aber der große Inngletscher rascher auf Klimaschwankungen reagieren als der Chiemseegletscher?

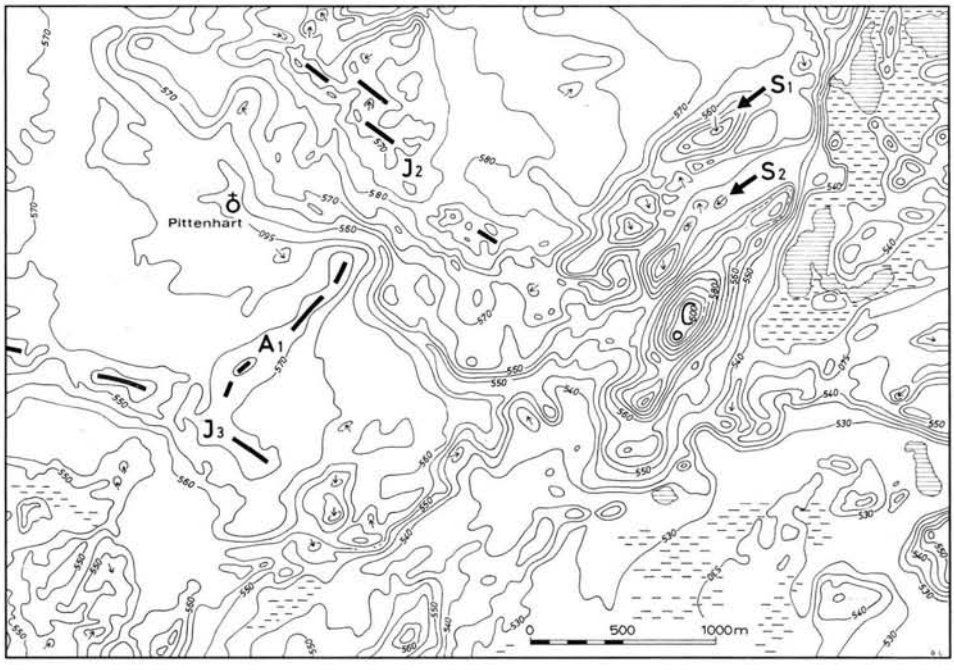


Abb. 2. Ausschnitt aus dem Kreuzungsbereich der Eisrandlagen von Inngletscher und Achengletscher zwischen Pittenhart und Seeon. Die dicken Striche bzw. Pfeile bei A1, J2, J3, S1 und S2 dienen nur dazu, die Position der Eisrandlagen A1, J2 und J3 bzw. der Senkenzonen S1 und S2 bei möglichst geringer Störung des Höhenlinienbildes zu markieren. Sie sind nicht als geomorphologische Signaturen zu verstehen. Seen schraffiert, Sumpfgebiete gestrichelt.

Eine genauere Untersuchung des Schotterfeldes, das sich an den Hinzinger Moränenzug (SW Pittenhart, J3 in Abb. 2) nach außen (NE) anschließt, zeigt schließlich, daß es kaum möglich ist, daß dieses Schotterfeld zu einer Chiemseegletscher-Eisrandlage gehört: Die Schotterfläche von Pittenhart wurde vom J3-Moränenzug aus vorwiegend nach E, gelegentlich NE, vorgeschüttet. Der die aufschüttenden Bäche sammelnde Fluß hat bereits bei Pittenhart mit 560 m eine Höhe, die es ausschließt, daß weiter östlich eine nach E bis NE umgebogene Fortsetzung des J3-Moränenzuges als aktive Gletscherstirn existierte. Ein Abfluß über die Senkzone S2 in Abb. 2, den TROLL (1924, 87) annimmt, ist nach den heutigen Reliefverhältnissen nicht möglich (höchster Sattel in der Senkenzone 562 m, dazu braucht man noch 20 bis 30 m für das Gefälle zwischen Pittenhart (560 m) und dieser Stelle). Auch für die Zeit der Bildung der Pittenhart-Schotterfläche sind kaum günstigere Abdachungsverhältnisse zu erwarten, denn wenn irgendwo beträchtliche Toteis-Nachsakkungen stattfanden, dann eher im Bereich der Senkenzone als bei Pittenhart. Hält man dagegen den J3-Endmoränenzug südwestlich Pittenhart für eine Inngletscher-Eisrandlage, so ergibt sich das übliche Bild einer periferen Entwässerung zwischen Eisrandlage und dem nächsten, älteren Endmoränenzug.

Es spricht also außer dem plötzlichen Abbruch der Moränenzüge nach Osten alles dafür, daß der Fachendorfer und der Hinzinger Moränenzug (J2 und J3) dem Inngletscher zuzuordnen sind. Wie läßt sich die eine verbleibende Schwierigkeit beseitigen? Da ein Umbiegen in die SW—NE-streichenden Züge für Inngletschermoränen kaum denkbar ist, scheint es logisch, die Inngletschermoränen weiter nach SE, zum Chiemsee hin zu verlängern. Daß diese Möglichkeit bisher nicht in Betracht gezogen wurde, liegt wohl daran, daß man den Chiemseegletscher auf keinen Fall dadurch noch weiter verkleinern darf. Der Bereich südöstlich der Linie Pelhamer See—Griessee zeigt so klar Chiemseegletscher-Strukturen, daß eine Erklärung all dieser Formen allein durch den Inngletscher die Schwierigkeiten ins Groteske steigern würde.

Die Lösung des Problems sehe ich in folgendem „sowohl als auch": Überlagerung des Chiemseegletschers durch den Inngletscher. Es lassen sich im kritischen Bereich sowohl Richtungen von Moränenwällen finden, die zum Inngletscher passen (NW—SE), wie solche, die dem Chiemseegletscher entsprechen (SW—NE). Beide Richtungen kreuzen sich (siehe Abb. 3). Da nach meiner Auffassung ein großer Teil der heutigen Chiemseefläche zeitweilig vom Inngletscher bedeckt war, ist es wenig sinnvoll, neben dem Inngletscher von einem „Chiemseegletscher" oder „echten Chiemseegletscher" zu sprechen. Ich sage stattdessen Tiroler-Achengletscher oder kurz Achengletscher. Der Gesamtname Inn-Chiemsee-Gletscher bleibt sinnvoll, zumal ja auch mit einem Überströmen von Inntal-Eis über die Walchseefurche nach Kössen und durch das Priental zu rechnen ist. Der Name Chiemseegletscher allein sollte durch Achengletscher ersetzt werden.

Die Voraussetzung für ein unterschiedliches Verhalten von Inngletscher und Achengletscher: Die Verhältnisse innerhalb der Alpen

Bevor ich die Überlagerung der beiden großen Vorlandgletscher näher erläutere, möchte ich einige Überlegungen darüber anstellen, wie weit man erwarten kann, daß die Schwankungen der eiszeitlichen Alpenvorlandgletscher etwa synchron verlaufen sind.

Aufgrund der hypsometrischen Verhältnisse in den Alpen ist kaum zu erwarten, daß der Inn-Vorlandgletscher und der Tiroler-Achen-Vorlandgletscher gleichzeitig ihren Maximalstand erreicht haben. Bereits PENCK (1909, 333) hat angenommen, daß der Zillertalgletscher das Inntal erreichte, als dieses noch eisfrei war, und daß er dadurch einen großen See aufgestaut hat. Später ist PENCK allerdings zu einer tektonischen Erklärung der See-

bildungen im unteren alpinen Inntal übergegangen (siehe MAYR 1968, 257). MAYR (1968) setzt sich wieder sehr für die Erklärung der Seebildungen durch aufstauende Nebentalgletscher ein, wobei er mehrere Aufstauphasen unterscheidet und dem Zillertalgletscher eine besondere Rolle beimißt. Die Datierung von Seetonablagerungen bei Innsbruck (siehe FLIRI, BORTENSCHLAGER, FELBER, HEISSEL, HILSCHER, RESCH 1970 und FLIRI 1971) auf 31 000 bis 27 000 Jahre vor heute legt es nach meiner Ansicht fast zwingend nahe, als Ursache für die Seebildungen im Innsbrucker Inntal Aufstau durch vorstoßende Nebentalgletscher anzunehmen, wobei in erster Linie an den Zillertalgletscher zu denken ist.

Beim Beginn des großen Hochwürm-Gletschervorstoßes war also der Inngletscher, der am Alpenrand erschien, hinsichtlich der Bedeutung seiner Nährgebiete in erster Linie ein Zillertalgletscher. Erst nach längerer Dauer der gletscherfreundlichen Zeit kam es zu einer gewaltigen Nährgebietsvergrößerung des Inngletschers dadurch, daß schließlich sich im gesamten alpinen Inntal die Eisoberfläche über die klimatische Schneegrenze erhob. Diese riesige Eismasse hatte schon gewisse „Inlandeis-Eigenschaften": Ich möchte da sehr HEISSEL (1954, 312) zustimmen, daß nur eine sehr kräftige Klimaänderung den Rückzug einleiten konnte.

Das gilt nicht im gleichen Maße vom Tiroler Achengletscher. Er konnte wesentlich schneller bei konstant kaltem Klima eine ausgeglichene Eisbilanz (d. h. Einstellung weiteren Vorrückens) erreichen. Die Gletscher der Glockner- und Venedigergruppe erschienen wohl etwa gleichzeitig im Haupttal des Oberpinzgau; die Gletscher der Glocknergruppe und der weiter östlich gelegenen Tauerntäler versorgten dann etwa den Abfluß durch das Saalach- und Salzachtal, so daß das Eis im Oberpinzgau sehr schnell auf eine Höhe oberhalb der Schneegrenze aufgefüllt werden konnte. Bei einer Schneegrenzhöhe von 1800 m mußte der Eisüberschuß im Oberpinzgau bald so groß sein, daß auch das Becken Kitzbühel—Ellmau—St. Johann noch relativ rasch bis zur Schneegrenzhöhe mit Eis gefüllt werden konnte. Im Becken von Kössen war einer Eisauffüllung sowieso durch die etwa ab 1500 m nahezu unbegrenzt werdende Abflußmöglichkeit nach Norden eine Grenze gesetzt. Über die maximalen Eishöhen am Nordrand des Kössener Beckens siehe KLEBELSBERG (1924, 9) und GANSS (1967, 136). Da aber ein Vorstoß des Achengletschers in das Chiemseebecken sehr erleichtert wird, wenn die ziemlich guten Abflußmöglichkeiten nach Westen (Talungen von Ellmau und Walchsee) durch einen Inngletscher eingeschränkt werden, ist anzunehmen, daß Achengletscher und Inngletscher etwa gleichzeitig am Alpenrand erschienen. Es dürfte dann eine längere Zeit gegeben haben, während der der Inn-Vorlandgletscher kaum größer war als der Achen-Vorlandgletscher.

Es ist dann gut vorstellbar, daß eine mäßige Klimaverbesserung den Achengletscher bereits zum Rückzug brachte (starker Massenverlust schon im Kössener Becken), während der Inngletscher bei seiner einmal erlangten Nährgebietsgröße immer weiter wuchs und es schon einer starken Klimaänderung bedurfte, um sein Nährgebiet wirksam zu verkleinern.

Die Überschiebung des Inngletschers über den Achengletscher

Aus der Annahme, daß der Inngletscher später seinen Maximalstand erreichte als der Achengletscher, ergibt sich folgende Möglichkeit, die Anordnung der Endmoränenwälle im Alpenvorland zu erklären:

Der Achengletscher breitete sich bis zu seinem Maximalstand in einem ziemlich kreisförmigen Lobus aus. Zwischen Seeon und Traunstein, d. h. auf dem Ostflügel des Achengletschers, lassen sich durchweg drei räumlich und wohl auch zeitlich nicht weit auseinanderliegende Endmoränenzüge erkennen (Stände A2, A3a, A3b in Abb. 3). Der Würmmaximalstand lag noch etwas davor (A1). Über den Achengletscher schob sich dann von

SW her der Inngletscher. Er dürfte dabei mindestens bis zu der in Abb. 3 im Chiemsee mit J3 bezeichneten Linie gereicht haben, wahrscheinlich sogar bis zu der mit J2? bezeichneten Linie im Chiemsee. Der Achengletscher befand sich zu dieser Zeit wahrscheinlich in einem Zustand des „Niederschmelzens". Er war dabei auch in seinen äußeren Bereichen noch nicht vollständig abgeschmolzen, was keinesfalls ausschließt, daß auch innere Moränenwälle schon vorhanden waren. Auch bei den alpinen Vorlandgletschern sollte man wie bei den norddeutschen Gletschern (siehe HORMANN 1969, 8) davon ausgehen, daß die großen Eisloben meist nicht mit steiler Front „zurückgeschmolzen", sondern vorwiegend „niedergeschmolzen" sind. Ein neuerer, jüngerer Moränenkranz war jedesmal mit einer Abscherung des aktiv vorrückenden Eises von dem davor liegenden, meist schuttbedeckten Eis verbunden, das bereits auf eine zu geringe Eismächtigkeit niedergeschmolzen war, um noch Schubkräfte übertragen zu können. Die in ein Schotterfeld eingesenkten, aus Aneinanderreihungen von Toteislöchern bestehenden beiden Senkenzonen südwestlich von Thalham (S1 und S2 in Abb. 2) zeigen sehr schön, wie Endmoränenstrukturen z. T. erst nach dem Niederschmelzen des Eises ihre geomorphologische Ausprägung erhalten haben, nachdem sie angelegt wurden als gletscherrandparallele Zonen unterschiedlicher Eismächtigkeit (infolge von Überschiebungen und Stauchungen an der Gletscherstirn).

Auch beim Inngletscher sind mehrere, etwas weniger dicht aufeinanderfolgende Gletscherstände zu erkennen (J1 bis J4 in Abb. 3). Daß der südwestlich von Pittenhart gelegene Moränenzug (J3) vor dem (Eggstätter) Freimoos unvermittelt abbricht, ist leicht zu verstehen: Wo der Achengletscher unter dem Inngletscher gelegen hat, sind die Inngletscher-Moränen später um den Betrag der Eismächtigkeit des Achengletschers abgesunken.

Erratische Geschiebe belegen die Überschiebung des Inngletschers

Besteht die Möglichkeit, die Vorstellung einer wesentlich weiteren Ausdehnung des Inngletschers nach Osten durch Leitgeschiebe zu beweisen? Für Leitgeschiebe aus dem alpinen Inn-Einzugsgebiet müssen die Erwartungen zunächst etwas gedämpft werden: Da mit einem Überfließen von Inngletscher-Eis über die Walchseefurche nach Kössen zu rechnen ist, wären Gesteine aus dem alpinen Einzugsgebiet des Inn auch nach der klassischen Vorstellung im Gebiet des Chiemseegletschers erklärbar. Einzelne Geschiebe hätten hier also wenig Beweiskraft; es wäre schon eine umfassende quantitative Aufnahme der petrographischen Zusammensetzung der Moränen und Schotter an sehr vielen Stellen erforderlich. Einzelne Inngletscher-Leitgeschiebe können aber schon einen entscheidenden Beweis liefern, wenn sie aus dem Bereich unterhalb der Walchsee-Abzweigung stammen. Und tatsächlich sind solche erratischen Leitgeschiebe, nämlich Gesteine der helvetischen Kreide bereits 1953 von GANSS (S. 99) aus der Gegend von Breitbrunn (nördlich der Herreninsel im Chiemsee) und von GEIST, SCHMEER & ZÖBELEIN (1953, 299) von Siggenham im Prientai südwestlich Prien beschrieben worden. Innerhalb des Chiemseegletschergebietes kommt, soweit bisher bekannt, kein Helvetikum vor; die genannten Funde müssen vom Inngletscher aus dem Gebiet westlich von Frasdorf mitgebracht worden sein. Besonders das Vorkommen von Breitbrunn liegt so klar innerhalb des klassischen Chiemseegletschergebietes, daß die Erklärung eines Nordost-Transportes durch Schmelzwässer (GANSS 1953, 101) als Notbehelf bezeichnet werden muß. Bei der Annahme einer Ausdehnung des Inngletschers über einen großen Teil der Fläche des heutigen Chiemsees wäre es dagegen kaum verständlich, wenn solche erratischen Geschiebe und Gerölle nicht aufträten.

Grundzüge der Abfolge der Eisrandlagen an der Grenze Inngletscher–Achengletscher

Ein detailliertes Bild der Gesamt-Abfolge der Eisrandlagen von Inn- und Chiemseegletscher, bei dem möglichst viele Einzelformen erklärt werden sollen, muß in manchem

hypothetisch bleiben. Da die Beobachtungen in Aufschlüssen (z. B. Moränenlagen über Schottern) nur in Ausnahmefällen (siehe etwa JERZ 1968) sich auf die weitere Umgebung übertragen lassen, kann ein einigermaßen verläßlicher Beweis, welche von zwei sich kreuzenden Eisrandlagen die jüngere ist, meist nur dann geführt werden, wenn vor der jüngeren Eisrandlage sich Schotterkegel entwickelt haben, welche Toteis der älteren Randlage überschütteten. Das ist zum Glück im Grenzbereich Inngletscher—Achengletscher an vielen Stellen der Fall. In den übrigen Fällen ist man darauf angewiesen festzustellen, welche Wälle „frisch" und welche „überfahren" aussehen.

Es sollen zunächst in einem groben Überblick die Phasen der Übereinanderlagerung von Inn- und Chiemseegletscher beschrieben werden, die mir gesichert erscheinen.

Östlich und südöstlich von Pittenhart schneiden die durch Fachendorfer und Hinzinger Endmoränenzug belegten Inngletscher-Eisrandlagen J2 und J3 die durch Kames-Terrassen belegte Achengletscher-Eisrandlagen A1 (A1b). Da es die zu den Eisrandlagen J2 und J3 gehörenden Schotter sind, die die Kames-Terrassen von A1 aufbauen, sind J2 und J3 jünger als A1. A1a-Rücken ragen östlich und südöstlich von Pittenhart stellenweise gerade noch über die J2- und J3-Schotterfelder auf.

Die vor dem Südostende von J2 und J3 liegenden A2-Wälle zeigen keine Verbindung zu J2 und J3. Von einem Umbiegen der J2- und J3-Wälle nach SW oder NE ist nichts zu sehen, es wäre im übrigen auch schwer zu erklären. Da die Wälle J2 und J3 im rechten

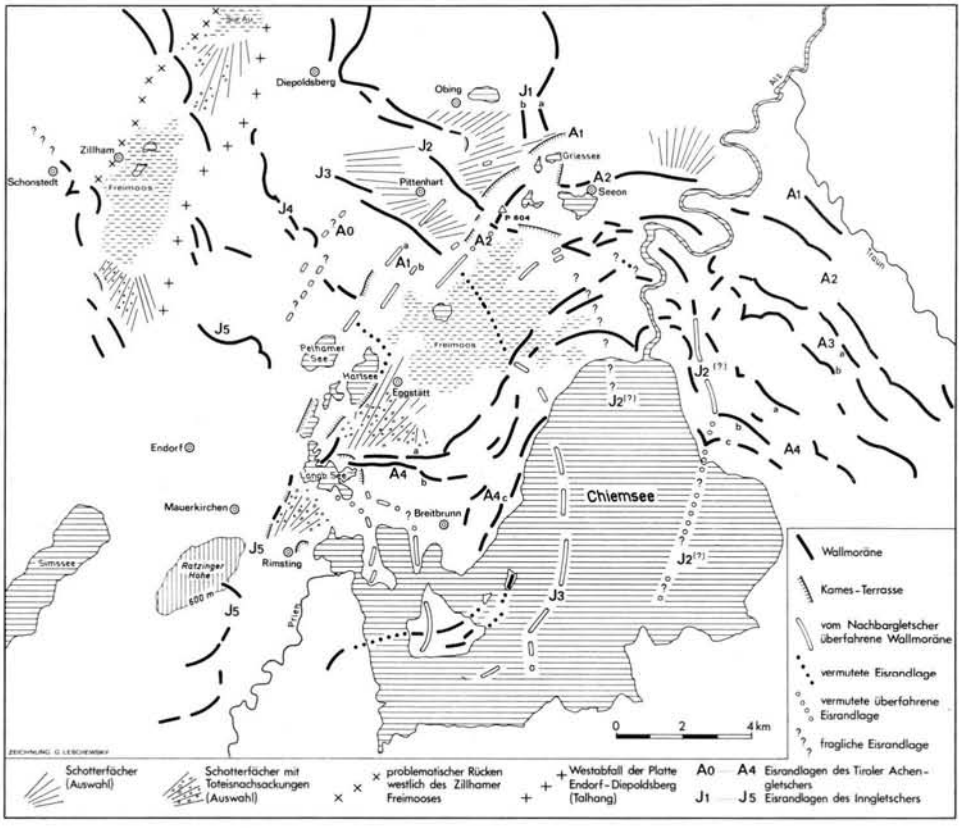


Abb. 3. Eisrandlagen des Inngletschers und des Tiroler Achengletschers zur Würmeiszeit. Die zeitliche Reihenfolge der Eisrandlagen ist wahrscheinlich A0 - A1 - J1/A2 - A3 - J2 - J3 - J4 - A4 - J5.

Winkel auf die Kamesterrassen stoßen, ist anzunehmen, daß der Inngletscher sich über die (nicht mehr vorrückenden) Eismassen des Achengletschers geschoben hat. Die Fortsetzung der J2- und J3-Moränenwälle kann also in ihrer Verlängerung nach Südosten gesucht werden. Beim J3-Wall bietet sich nach der breiten, durch das Freimoos bedingten Lücke dafür jener Rücken im Seebodenrelief des Chiemsees an, der zunächst in N—S-Richtung verläuft (die Eichen — Langer Berg, siehe WILHELM 1958, Karte 1 : 25 000), um dann im Südteil des Chiemsees nach SW umzubiegen (Breiter Ort — Höhnbergl.). Für den J2-Endmoränenzug kommt als Fortsetzung nach Südosten zunächst eine Kames-Terrasse sw Seeon in Frage, dann aber wird die weitere Fortsetzung problematisch. Verlockend ist es, jene Kette von Hügeln östlich der Alz und östlich des Nordendes des Chiemsees zu benutzen, um wieder auf einen Rücken im Chiemsee zu gelangen (der Kaiser, siehe Karte WILHELM 1958), doch wäre auch eine Verlängerung in den Rücken zwischen den beiden Hauptrinnen des Chiemsees (Fischmeister Haus) denkbar (nur halb so großer Abstand zwischen J2 und J3 im Chiemsee).

Ausführlichere Darstellung der Abfolge der Eisrandlagen von Inngletscher und Achengletscher

Die im vorigen Abschnitt erörterte Überschiebung des Inngletschers über den Achengletscher zeigte bereits, daß eine zeitliche Parallelisierung der Inngletscher- und Achengletscher-Eisrandlagen kaum dadurch möglich ist, daß man bei jedem der beiden Gletscher die Eisrandlagen von außen nach innen in der gleichen Weise benennt. Ich benutze deshalb nicht die Phasennamen TROLL's, da z. B. Ölkofener Stadium am Inngletscher etwas anderes ist als Ölkofener Stadium am Achengletscher. Ich habe stattdessen die Eisrandlagen des Inngletschers im untersuchten Gebiet von außen nach innen mit J1 bis J5 beziffert, die des Achengletschers mit A0 bis A4. Diese Bezifferungen sollen keinen neuen Nomenklaturvorschlag für den gesamten Inn-Chiemseegletscher darstellen, sie dienen nur der schnellen Identifizierung der einzelnen Eisrandlagen in diesem Bericht. Im folgenden Abschnitt soll nun versucht werden anzugeben, in welcher Weise sich die J-Skala mit der A-Skala verzahnt.

Zunächst einige Worte zu den zwei mit A0 bezeichneten Hügelreihen südwestlich Pittenhart. Da sie genau parallel mit A1 laufen, halte ich es für möglich, daß hier ein äußerster Achengletscherstand, der natürlich vom Inngletscher überfahren wurde, vorliegt. Da diese Eisrandlage wesentlich unsicherer ist als die äußerste Inngletscher-Jungendmoräne (eventuell Riß ?), wurde sie mit A0 bezeichnet (weil sich A0 gegebenenfalls unauffällig streichen läßt).

J1a und J1b enden nach Süden an einer Kames-Terrasse, deren Schotter von J2 her aufgeschüttet wurden. Wenn A1 jünger wäre als J1, so hätte sich der A1-Gletscher in Längsrichtung über die J1-Moränen geschoben. Dann hätte die Unterlage des A1-Gletschers an dieser Stelle ziemlich hoch gelegen. Das tiefe Becken Brunnensee—Griessee zeigt deshalb, daß A1 älter ist als J1. Die Fortsetzung der J1-Moränen nach Süden ist mit dem niederschmelzenden A1-Gletscher abgesunken und zusätzlich noch durch J2-Schmelzwässer erodiert worden. Wie bereits im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, sind J2 und J3 ebenfalls jünger als A1.

Etwas schwieriger abzuleiten ist die Altersstellung von A2 (Linie Laubensee—P.604 westlich Seeon, Weinberg—Waltenberg nördlich Seeon, weiter im Osten Eglhart—Schmidberg—Erlberg). A2 dürfte älter sein als J2, weil sich auf dem großen Rücken P.604 westlich von Seeon in Höhe der J2-Schotterfelder Terrassenreste finden. Es ist aber schwer vorstellbar, daß der scharfe Rücken P. 604 von J1 überfahren wurde. Eine sehr glatte Lösung ergibt sich, wenn man J1 und A2 als etwa gleichzeitig betrachtet. Dann hätten zu diesem

Zeitpunkt zwei aktive Gletscher nebeneinander gelegen (keine Überlagerung), und der Rücken P. 604 würde das Nordende der Mittelmoräne darstellen. Dadurch ergibt sich auch eine schöne Erklärung, warum die J1-Eisrandlage einen ganz anders gerichteten Verlauf hat als J2 und J3, warum bei J1 der Inngletscher weniger nach Osten, aber weiter nach Nordosten ausbog: Zur Zeit J1/A2 war der Inngletscher nach Osten durch einen aktiven Achengletscher begrenzt. Seine Eismassen konnten deshalb an dieser Stelle besonders weit nach Nordosten vorstoßen, obwohl der eigentliche Inngletscher-Maximalstand (Gesamtausdehnung des Gletschers) wahrscheinlich der J2-Phase entspricht.

J4 ist besonders gut zu erkennen im Bereich der breiten Erhebungszone zwischen Endorf und Diepoldsberg, die TROLL für die Mittelmoräne zwischen Inn- und Chiemseegletscher hielt. J4 ist (mit J5 und J2) zugleich ein Beispiel dafür, daß die echten Wallmoränen im Bereich der Erhebungszone Endorf-Diepoldsberg in NW—SE-Richtung verlaufen, nicht SW—NE. Daß im Bereich des A0—A1—A2-Gletschers der Verlauf der J4-Lage unklar wird, liegt daran, daß der A0—A1—A2-Gletscher inzwischen bereits stark niedergeschmolzen war, so daß der J4-Gletscher hier in sehr tiefem Gebiet lag. Weil dadurch eine klare Abdachung nach außen (wie bei J2 und J3) nicht mehr gegeben war, ergab sich eine flächenhafte fluviale Überformung (mit anschließenden Toteisnachsackungen) des ganzen Gebietes südwestlich von J3 durch die Schmelzwässer des J4-Gletschers. Die erkennbaren Eisrandlagen-Strukturen sind deshalb in erster Linie Kames-Terrassen, weniger Moränenwälle.

Am schwierigsten ist die Einordnung der Eisrandlage A3. Östlich der Alz gliedert sie sich auf in A3a und A3b. Weder zwischen A2 und A3a noch zwischen A3a und A3b scheint nach dem Bild östlich der Alz ein größerer Zeitraum gelegen zu haben. Südlich von Seeon sind die A3-Richtungen stärker als die sie kreuzenden J2-Richtungen. Dann aber senkt sich der Zug in das Freimoosbecken ab und läßt nirgends eine Fortsetzung erkennen. Deshalb stehen mir für die zeitliche Einordnung von A3 im Augenblick nicht genügend Fakten zur Verfügung. Sowohl „jünger als J4" wie „älter als J2" wäre denkbar. Wegen der dichten Aufeinanderfolge A2—A3a—A3b auf dem östlichen Achengletscherflügel möchte ich „A3 älter als J2" für die wahrscheinlichste Lösung halten, obwohl unmittelbar westlich der Alz die A3-Moränen besser zu verfolgen sind als — im A3-Bereich — die J2-Moränen.

Während für die äußeren Inngletscherstände J1, J2 und J3 mit ihrer großen Eismächtigkeit die Ratzinger Höhe kaum als Hindernis wirken konnte, rechne ich ab J4 mit einem merklichen Einfluß der Ratzinger Höhe auf die Form des Außenrandes des Inngletschers. Wahrscheinlich hat das J4-Eis nur etwa bis zum Ostrand des Hartsees gereicht. Ein Gletscherarm südlich der Ratzinger Höhe könnte etwa bis zur Herreninsel im Chiemsee gereicht haben.

Der am Ostufer des Hartsees angenommene J4-Gletscherrand wurde von Schotterfächern überschüttet (Eggstätter Sander), die ihre Wurzel in den A4-Moränenwällen östlich des Langbürgener Sees (Moränen von Oberndorf) haben. Die komplizierten Verhältnisse in diesem Gebiet norwestlich des Chiemsees wären wesentlich leichter zu erklären, wenn man sich der Vorstellung KNAUER's (1935, 34) anschließen könnte, daß die A4-Moränen (bei KNAUER W I, bei TROLL Ölkofener Stadium) überfahrene Moränen sind und der Eggstätter Sander ein „vom Eis umgepflügter Sanderrest". Dann wäre nur noch zu ergänzen, daß die Moränen durch den Inngletscher, nicht durch den Chiemseegletscher überfahren wurden, und es ergäbe sich die sehr einfache Gesamtreihenfolge A0—A1—A2—A3—A4—J1—J2—J3—J4—J5. Leider sehe ich mich aber außerstande, mir mechanisch vorzustellen, wie Formen, die TROLL (1924, 105) einleuchtend als Toteiskessel in einer Sanderfläche erklärt, durch einen pflügenden Gletscher entstehen sollen. Der Sander von Eggstätt fällt mit Kames-Terrassen gegen das Schloßsee-Hartsee-Gebiet ab. Er wurde

also abgelagert, als sich dort eine noch mächtige, niederschmelzende Eismasse des Innglet-schers (J4) befand. Ich sehe mich deshalb genötigt, A4 für jünger als J4 zu halten, auch wenn die A4-Moränen zwischen Langbürgener See und Alz teilweise einen verwaschenen Eindruck machen. Übrigens tun sie das nicht mehr auf der Ostseite des Chiemsees. Diesen Unterschied hätte ich wirklich gerne als Überfahrung der westlichen A4-Moränen durch den bis östlich der Alz vorrückenden Inngletscher erklärt, doch scheint das nicht möglich zu sein. Selbst wenn man den Eggstätter Sander in erster Linie an die Prien und nicht an die Oberndorfer Moränen anknüpft, braucht man einen A4-Gletscher, damit die Prien so weit nach Norden fließen kann. Außerdem müßten die Inngletscher-Moränen im A4-Bereich deutlicher ausgeprägt sein, wenn sie jünger sein sollen als A4.

Es muß zugunsten KNAUER's gesagt werden, daß die A4-Moränen zwischen Eggstätter Seen und Alz zu breit und deutlich entwickelt sind, als daß man ihre von den äußeren Moränen abweichende Ausprägung durch einen nur kurzen Gletscherstand erklären könnte. Vielleicht kommt man hier mit der Hypothese weiter, daß ein über Gletschereis (eines anderen Gletschers) vorrückender Gletscher plumpere Wallmoränen entwickelt. Die noch nicht eindeutig entschiedene Kontroverse TROLL/KNAUER findet also auch durch mein Modell noch keine abschließende Lösung. Wer vorher Anhänger der Vorstellung KNAUER's war, der wird, wenn er mein Modell eines wesentlich weiter nach Osten reichenden Inngletschers akzeptiert, A4 für älter als J2 halten. Ich habe mich wegen der Kames-Terrassen und der Toteiskessel des Eggstätter Sanders für „A4 jünger als J4" entschieden. Es muß

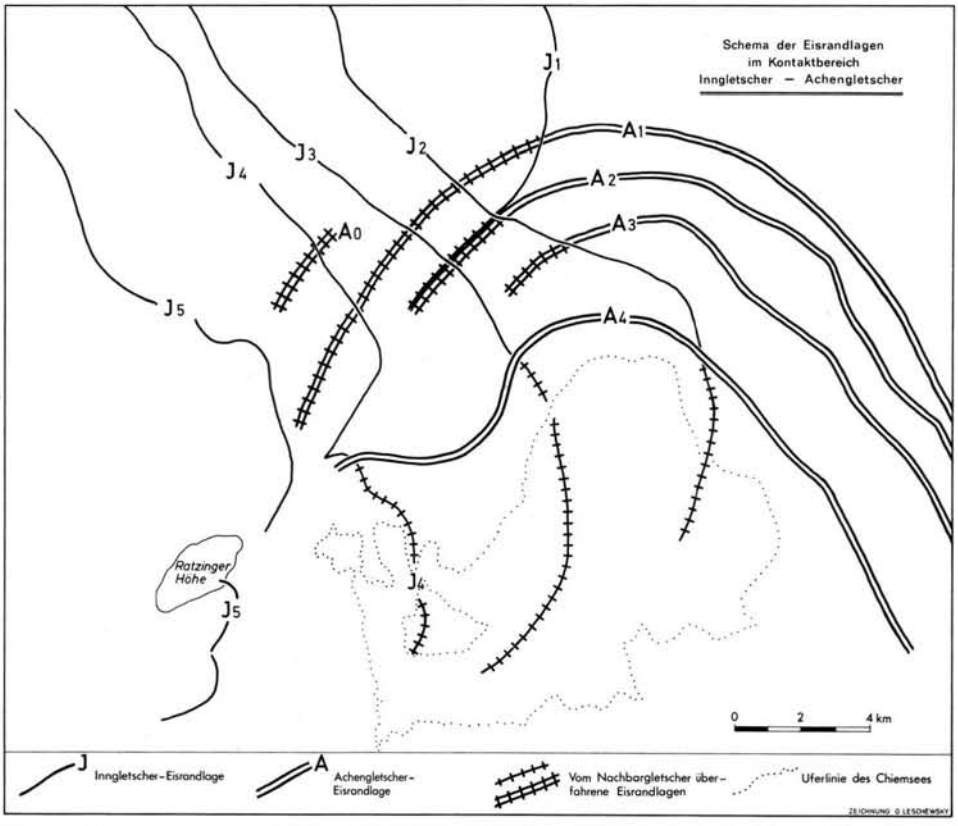


Abb. 4. Schema der würmzeitlichen Eisrandlagen des Inngletschers und des Tiroler-Achengletschers, bei Annahme der Reihenfolge A0 - A1 - J1/A2 - A3 - J2 - J3 - J4 - A4 - J5.

im übrigen auch noch die Möglichkeit ins Auge gefaßt werden, daß der erste Moränenwall südöstlich des Freimooses (SW—NE-streichend) nach Westen nicht in die E—W-streichende Oberndorfer Moräne (A4a) zu verlängern ist, sondern die westliche Fortsetzung von A3b darstellt (und dann also von J2—J3 überfahren wurde).

Bei den Rücken der Halbinseln Sassau und Urfahrn nw Herrenchiemsee könnte es sich um von A4 überfahrene J4-Moränen handeln. Das niederschmelzende A4-Eis schließlich wurde nordöstlich Rimsting durch die Prien, die durch das Westenbachtal Richtung Langbürgener See floß, überschottert, zu einer Zeit, als ihr ein Abfluß nach Westen, zum Simsseegebiet, noch durch den J5-Gletscher verbaut war.

Damit ergibt sich als wahrscheinlichste Reihenfolge aller in Abb. 3 bezifferten Gletscherstände: A0—A1—J1/A2—A3—J2—J3—J4—A4—J5. Auf der Annahme dieser Reihenfolge beruht das Schema der Eisrandlagen Abb. 4. Die wichtigsten Phasen lassen sich folgendermaßen beschreiben: Zuerst erreichte der Achengletscher seinen Maximalstand. Das Stadium A0 ist unsicher, A1, A2 und A3 dürften ziemlich rasch aufeinandergefolgt sein. Nach dem Maximalstand des Achengletschers schwoll der Inngletscher noch weiter an; zur A2-Zeit lag er mit seiner J1-Moräne neben dem noch aktiven Achengletscher. Später breitete er sich über den stärker niedergeschmolzenen Achengletscher aus. Während der Phasen J2, J3 und J4 erhielt der Achengletscher keine Bewegungsimpulse aus den Alpen. A4 ist ein Neuvorstoß des Achengletschers, auf ihn folgte der Inngletscher-Vorstoß J5. Für den Achengletscher ergeben sich zwei durch ein starkes Niederschmelzen getrennte Vorstoßserien, nämlich A0 bis A3 und A4, während beim Inngletscher die Stände J1 bis J5 kontinuierlicher aufeinander zu folgen scheinen. Der J1-Stand (bei TROLL vorgeschobene Endmoränen = Schnaitsee—Seeon—Bogen) muß nicht einer größeren Eismächtigkeit am Inntalausgang entsprechen. Er fällt in eine Phase, in der der Inngletscher nach Osten durch den Westrand des Achengletschers begrenzt war und deshalb sich stärker nach Nordosten statt nach Osten vorschob.

Ablehnung der „größten Mittelmoräne Bayerns"

Was wird aus dem großen End- bzw. Mittelmoränenkomplex, den TROLL auf seiner Karte im Gebiet zwischen Endorf und Diepoldsberg ausgeschieden hat, nach KRAUS & EBERS (1965, 135) „der größte Mittelmoränenwall Bayerns"? Nach meiner Ansicht handelt es sich bei diesem Gebiet insgesamt gar nicht um eine Würm-End- oder Mittelmoräne, sondern um eine Platte des Präwürm-Untergrundes, wie z. B. die Molassevorkommen am Westabfall dieses Gebietes (gegen das Zillhamer Freimoos) zeigen. Wallmoränen finden sich an zahlreichen Stellen dieses Komplexes; sie verlaufen aber durchweg in NW—SE-Richtung, nicht in der „Mittelmoränenrichtung" SW—NE.

Hält man den Westabfall der Platte Endorf-Diepoldsberg (in Abb. 3 durch +-Zeichen gekennzeichnet) für einen präwürmzeitlichen Talhang und nicht für eine Eisrandlage, dann stellt sich auch die Frage, ob das Zillhamer Freimoos nach Westen durch einen einheitlichen Wallmoränenzug (Ölkofener Stadium bei TROLL) begrenzt ist. Ausgesprochene Jung-Endmoränen-Formen finden sich südlich bis westlich, aber nicht mehr westlich bis nördlich des Freimooses (nördlicher als Schonstett). Ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Wallmoränen südwestlich des Freimoses bei Schonstett nach NW zu verlängern sind, und daß der von Schonstett nach Nordosten streichende Zug (in Fig. 3 durch x-Zeichen gekennzeichnet) eine präwürmzeitliche Struktur darstellt. Bei der Senkenzone Zillhamer Freimoos—Sur Au handelt es sich um ein großes präwürmzeitliches Tal (wahrscheinlich Inntal), das durch schräg zu seiner Längsrichtung verlaufende Wallmoränenzüge (südlich und nördlich des Freimooses) in Abschnitte zerlegt wurde. Die Verlängerung dieses Tales nach Süden ist entweder in der Simssee-Furche oder der Rinne Rinssee—Hofstätter See zu suchen.

Literaturverzeichnis

BAYBERGER, Franz: Der Inngletscher von Kufstein bis Haag. — Pet. Mitt. Ergl-H. **70**, Gotha 1882.

EBERS, Edith: Das Gletschertor von Seeon. — Mitt. d. Geogr. Ges. München **42**, 24—35, München 1957.

FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). — Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol. **6**, 5—35, Innsbruck 1970.

FLIRI, Franz: Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie der Inntalterrasse im Raum von Innsbruck. — Veröff. Mus. Ferdinandeum **51**, 5—21, Innsbruck 1971.

FLIRI, F., HILSCHER, H. & MARKGRAF, V.: Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol). — Z. f. Gletscherkd. u. Glazialgeol. **7**, 5—24, Innsbruck 1971.

GANSS, Ortwin: Neue Beobachtungen am würmzeitlichen Chiemseegletscher. — Geologica Bavarica **19**, 94—104, München 1953.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240 Marquartstein. München 1967.

GEIST, Franz, SCHMEER, Dora & ZÖBELEIN, Hans: Über Leitgeschiebe im Inngletscherbereich. — Geologica Bavarica **19**, 297—306, München 1953.

GRAUL, Hans: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geologica Bavarica **18**, 13—48, München 1953.

—: Sind die Jungmoränen im nördlichen Alpenvorland gleichaltrig? — Machatschek-Festschr., Pet. Mitt. Erg.-H. **262**, 209—212, Gotha 1957.

—: Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. Heidelberger Geograph. Arb. **9**, Heidelberg 1962.

GRIPP, K. & EBERS, E.: Die Grenze von Inn- und Chiemseegletscher und die glazialmorphologische Kartenanalyse. — Machatschek-Festschr., Pet. Mitt. Erg.-H. **262**, 227—239, Gotha 1957.

HANTKE, René: Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuß-Systems, verglichen mit derjenigen des Inn- und Salzachsystems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung. — Mitt. a. d. Geolog. Inst. d. Eidg. T. H. u. d. Univ., Ser. B, **14**, 390—402, Zürich 1959.

HEISSEL, Werner: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales. — Jb. geol. B.-Anst. Wien **9**, 251—322, Wien 1954.

HORMANN, Klaus: Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? — Schr. d. Naturw. Vereins Schlesw.-Holstein **32**, 5—11, Kiel 1969.

JERZ, H.: Eisrandlagen und Oszillationen des würmzeitlichen Innvorlandgletschers. — Z. deutsch. geol. Ges. **120**, 13—22, Berlin 1968.

KLEBELSBERG, R. v.: Moränen- und Drumlinzonen im Bereiche der oberbayerischen Vorlandvergletscherung. — Mitt. geograph. Ges. München, Bd. 8, S. 49—54, München 1913.

—: Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande. VI Die Sachranger Berge. — Z. f. Gletscherkunde **13**, 8—21, Leipzig 1924.

KNAUER, Joseph: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt **21**, München 1935.

—: Widerlegung der Einwendungen K. TROLL's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. — Mitt. geogr. Ges. München **30**, 1—38 München 1937.

KRAUS, Ernst & EBERS, Edith: Die Landschaft um Rosenheim. Rosenheim 1965.

MAYR, Franz: Über den Beginn der Würmeiszeit im Inntal bei Innsbruck. — Z. f. Geom. N. F. **12**, 256—295, Berlin 1968.

PENCK, Albrecht: Die Alpen im Eiszeitalter I. Band. Leipzig 1909.

RATHJENS, Carl: Geomorphologische Beschreibung der Karte 1 : 10 000 der Eiszerfall-Landschaft von Seeon. — Mitt. geograph. Ges. München **42**, 16—23, München 1957.

SCHUMANN, Walter: Geochronologische Studien in Oberbayern. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. N. F. **34**, München 1969.

TROLL, Karl: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. — Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde **23**, 1—121. Stuttgart 1924.

—: Die sogenannte Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — Mitt. geograph. Ges. München **29**, 1—38, München 1936.

WILHELM, Friedrich: Die Seeoner Seengruppe. — Mitt. geograph. Ges. München **42**, 35—48, München 1957.

—: Die Neuauslotung des Chiemseebeckens. — Münchner geograph. Hefte **15**, Kallmünz 1958.

Manuskript eingeg. 15. 6. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Hormann, Geographisches Institut der Universität Kiel, 23 Kiel, Olshausenstraße 40/60.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 48-53	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik

Von GERHARD KELLER, Braunschweig-Ibbenbüren

Mit 1 Tabelle

Zusammenfassung. Die Glazitektonik als eng mit dem Inlandeis verknüpfte tektonische und phänomenologisch anderer Tektonik völlig gleichende Erscheinung gilt seit etwa 40 Jahren als Zeugnis exogener Dynamik. Unterstützt durch das bodenphysikalische Verhalten des geologischen Substrates geringer Erdtiefen bis 200 m wird sie nur in Gebieten ehemaliger Vereisungen angetroffen. Ihr Weg als Teildisziplin der Allgemeinen Geologie zeichnet sich durch einen mehrmaligen Wechsel in ihrer Wertung aus. Zweimal vor rd. 100 und vor 50 Jahren wurde sie in Zeiten vorherrschend orogenetischer Auffassungen als Auswirkung endogener Dynamik angesehen, so daß ihr sogar der Status einer orogenen Faltungsphase zugesprochen wurde. Schon einmal hatte von 1870 an für die Dauer von 50 Jahren die nichtorogene, glazigene Entstehung gegolten, die heute mit viel stärker beweisenden Fakten belegt werden kann, so daß die Gefahr eines nochmaligen gleichen Deutungswandels gebannt sein dürfte.

Wie gezeigt wurde, ist die heutige Glaziologie in der Lage, diagnostische Hinweise auf die physikalischen Eigenschaften der quartären Inlandeismassen zu geben. Diese Voraussetzung gilt besonders in den hier im Vordergrund der Betrachtung stehenden Ablationsgebieten mit dem radialen Zerfall der Eisloben. Das Eis insgesamt bewegt sich nach Art einer zähen Flüssigkeit. Doch kommt es dann zu schnellem Gleiten, dem durch den lubricating effect geförderten basal slip, wenn an der Basis des Eises noch in ihm selbst der Schmelzpunkt erreicht wird.

Dann gleitet das Eis über den anstehenden Untergrund hinweg, ohne ihn mechanisch zu beanspruchen. Demgegenüber steht der Typ des an den relativ hochliegenden Untergrund aus Lockergesteinen angefrorenen Inlandeises. Auch hier kommt es zu einer Art basal slip und zum lubricating effect, wenn sich an der Basis des Frostkörpers wasserhaltige gleitfreudige Schichten von sehr geringem Scherwiderstand zur Abscherung anbieten. Ihre Auswirkung findet sich in den Stauchmoränen, während die durch das Inlandeis ungestörte Lagerung weiter Teile Norddeutschlands durch den basal slip im eigentlichen Sinne nahe der Eisbasis ihre Erklärung finden kann.

Abstract. The glacial tectonics connected with the ice sheet are comparable to other tectonics in tectonik and phenomenological respect. Since 40 years they has been looked at as a result of exogenetic agents. Glacial tectonics extend to the depth of 200 ms. and are advanced by soil dynamics of the geological substratum. 100 years and 50 years ago the glacial tectonics were conceived as endodynamics. In periods when orogenetic opinions dominated it got the grade of an orogenetic phase. Today it is looked at as of not-orogenetic origin as this was already from 1870 to 1920.

The glaciology of to day gives us informations about the physical behaviour of the ice sheet, espacially in ablation areas with radial decay of the marginal cap. The ice moves like a viscose liquid. The attaining of the melting point at the base of the sheet entails rapid sliding or basal slip with the lubrication effect. The ice sheet slides over the substratum without stressing it mechanically. The substratum is protected, if the ice is frozen to it. Basal sliding happens also, if there are layers fit for shearing in the stratum. Folded and thrusted morainal ridges are the result of it. Undisturbed stratification in many areas of North-Germany belongs to the basal slip at the base of the ice cap.

Einleitung

Im Verbreitungsgebiet der norddeutschen Vereisungen sind Faltungen quartärer und älterer Ablagerungen ebenso bekannt wie Schuppungstexturen. Die tektonischen Bilder entsprechen so stark denen gefalteter und überschobener Schichtfolgen orogener Faltungsvorgänge, daß es zweimal Zeiten gab, in denen sie als Zeugnis der Orogenese und einer jungpleistozänen Faltungsphase aufgefaßt wurden. Ältere Äußerungen über ihre glazigene Entstehung als spezielle Glazialtektonik setzten sich in den letzten Jahrzehnten erneut durch, wenn ihr auch die Bezeichnung Tektonik unter dem Einfluß der endogenen Dynamiker zunächst verwehrt wurde. Ebenso wie die orogene Tektonik an die Texturen an-

knüpfend nach den Ursachen der Entstehung und den auslösenden Kräften fragt, so wird auch bei der Glazitektonik nach den vom Inlandeis bewirkten genetischen Bedingungen gesucht, wobei der bodenmechanischen Betrachtungsweise der Lockergesteine eine besondere Bedeutung zufällt.

Während die Glaziologie von heutigen Gletschern und polaren Eismassen ausgehend zu deren Bildungsvorgängen meteorologische, geophysikalische und geodätische Methoden anwenden kann, bietet sich dem Geologen dafür nur die Hinterlassenschaft ehemaliger Vereisungen an. Dieses gilt besonders für die quartären Vereisungen. Dort fordern intensive Stauchungstexturen in Endmoränen zu ihrer Rückführung auf physikalische Vorgänge auf. Im norddeutschen Raum hinterließen die jüngeren Kaltzeiten wohlausgebildete Stauchmoränen, deren Inhalt guten Aufschluß über die Vorgänge bei ihrer Entstehung geben kann. Zu der Saale-Eiszeit gehört der durch Nordwestdeutschland und die Niederlande verlaufende Stauchendmoränenbogen der Rehburger Phase vor dem Saale-Maximum (Drenthe) mit frisch erhaltenen Formen. An die hier gemachten Beobachtungen knüpfen die nachfolgenden Ausführungen an.

1. Tektonik und Glazitektonik

Als in den 20er und 30er Jahren im Deutschen Reich zwei tektonische Schulen in Bonn und Göttingen bestanden, hätte der Gedanke, von Glazitektonik zu sprechen, wenig Anklang gefunden. In der Tat ist Tektonik nach der üblichen Auffassung die Lehre vom Bau der Erdkruste und von den Kräften und Bewegungen, die ihn verursachten. Cloos ging von den mannigfaltigen Strukturen aus, um die Ursache der räumlichen und zeitlichen Beziehungen der Bewegungen zu ermitteln. In diesem Sinne ist Tektonik im Erscheinungsbild und in den dynamischen und mechanischen Zusammenhängen das Sichtbarwerden der endogenen Dynamik als Teilgebiet der Allgemeinen Geologie. Wenn schon hierbei Tektonik rein beschreibend für ihr Erscheinungsbild verwendet wurde, so konnte im Laufe der Zeit mit der Zunahme bodenmechanischer Erkenntnisse nicht übersehen werden, daß auch im unverfestigten Tertiär und Pleistozän Faltungs- und Bruchtexturen vorhanden sind, deren Bild sich nicht mit endogenen Kräften in Beziehung setzen läßt. Auch wurde bemerkt, daß diese Art Tektonik nur in Gebieten ehemaliger Inlandeisvergletscherungen anzutreffen ist. Dennoch wurde längere Zeit der Versuch gemacht, diese Erscheinungen als endogene Vorgänge zu erklären. Die Strukturen schaffende Kraft war, wie sich zeigen sollte, das bewegte Inlandeis auf seinem Wege durch Norddeutschland nach Süden.

Hier waren Faltungen und Schuppungen seit über 150 Jahren bekannt, die in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts orogener Entstehung sein sollten, bis etwa 10 Jahre später Credner, Penk und Wahnschaffe die glazigene Entstehung erkannten (Viete 1960). Hierbei blieb es nicht, als unter dem Einfluß neubelebter endogenetisch-tektonischer Vorstellungen ein Rückschlag eintrat und auf eine starke jungpleistozäne orogenetische Faltungsphase geschlossen wurde (Petersen 1924, Kraus 1925). Viel trug Slater dazu bei, der nach umfangreichen Untersuchungen in Ostengland, Norddeutschland, Dänemark und Nordamerika zu dem Ergebnis kam, daß es sich überall nicht um endogene Tektonik, sondern um Glazialtektonik handelt. Sie ist glazigene Tektonik und wurde als Glazitektonik bezeichnet (Keller 1971). Wie in der orogenen Endogentektonik finden sich Formen der Einengung und Pressung wie Falten, Aufschiebungen, Überschiebungen, ebenso wie Dehnungen und Zerrungen mit Abschiebungen, Gräben und Horsten. Diese Erscheinungen wurden weiterhin als atektonisch oder noch 1943 unter der Bezeichnung Pseudotektonik (Wehrli & Schneider) als tektonisch nicht vollwertig angesehen. Die Glazitektonik als Zweig der Tektonik des bewegten oder ruhenden Eises mit seiner bodenmechanischen Wirkung auf den Untergrund setzte sich durch, als nach 1940 und nach 1950 beson-

ders im Bereich des saaleeiszeitlichen Rehburger Stadiums Untersuchungen durchgeführt wurden. Damit ist sie Tektonik schlechthin, die sich als Begriff zunächst auch nur auf das Erscheinungsbild und erst später auf seine Deutung bezieht.

2. Beitrag zur Physik des Inlandeises

Über das physikalische Verhalten des Inlandeises hat WOLDSTEDT ausgeführt, daß nahe der Basis Temperaturen von 0° vorliegen. Wegen der gleichzeitig geringsten Viskosität verlegt er hierhin die größte Geschwindigkeit. Zwar wird angenommen, daß hier ebenso wie an den Außenrändern das Fließen laminar ist, doch hindert daran teilweise der mitgeführte Gesteinsschutt. Die höheren Teile des Eises folgen langsamer. Die absoluten Geschwindigkeiten sind gering. Örtlich stärkere Gefälle können die Bewegung beschleunigen. Dafür treten an Steigungen Stauungen auf. Für antarktisches Inlandeis werden Geschwindigkeiten von 0,3—0,5 m/Tag genannt. Ähnliche Werte wurden in Grönland beobachtet. In den zentralen Teilen des Akkumulationsbereiches finden sich die größten Eismächtigkeiten von rd. 3000 m der Inlandeisvergletscherungen. Ihre Lage hängt mit den meteorologischen Verhältnissen zusammen. WOLDSTEDT benennt den von einer 2000—3000 m mächtigen Eismasse ausgeübten Belastungsdruck mit 150—250 kp/m². Dieses Ergebnis hat zur Voraussetzung, daß die Wichte des Inlandeises $\gamma = 1{,}2—1{,}33$ beträgt (Tabelle 1). Die nach außen abnehmende Eismächtigkeit verursacht ein Druckgefälle, welches die zentripetale Bewegung in Gang setzt. Die Geschwindigkeit ist dem Gefälle der Eisoberfläche proportional.

Bei der Bestimmung der Wichte des Inlandeises ist zu berücksichtigen, daß im Eis und besonders in seinem unteren Teil viel Gesteinsmaterial angereichert ist, dessen Wichte $\gamma = 2{,}6$ beträgt. Mit der Verringerung der Eismächtigkeit muß daher die durchschnittliche Wichte zunehmen. Dort, wo nur die Poren des verfrachteten Gesteinsmaterials von Eis erfüllt sind, wird die größte Wichte erreicht. In den Innenräumen der endenden Eisloben, wo etwa 200—400 m Eismächtigkeit vorgelegen haben (BERNHARD 1962), kann annahmeweise $^1/_4$ bis $^1/_5$ davon Gesteinsfracht gewesen sein, die abgesehen von dem Material der Grundmoräne die Massen des Fluvioglazials umfaßt. Der Sohldruck betrug infolgedessen relativ zur Eismächtigkeit mehr, aber im Verhältnis zu den rückwärtigen Gebieten mit wesentlich höheren Eisanteil weniger. Daher mußte sich das Verhältnis von Belastungsdruck zu Fließdruck zugunsten des Fließdruckes ändern, auch wenn dieser selbst abnahm. Das relative Übergewicht des Fließdruckes erhöhte die Geschwindigkeiten in den Randzonen, die nach grönländischen Beispielen mit 10-30 m/Tag angegeben werden (LOUIS 1965). Den hierdurch zum Ausdruck kommenden Fließdruck in Abhängigkeit von dem Belastungsdruck insofern zu sehen, als der erstere mindestens ebenso groß sein müßte wie der Belastungsdruck, ist nach heutigen Ergebnissen der Glaziologie nicht haltbar, auch wenn derartige Beziehungen in zentralen Teilen des Akkumulationsgebietes zu bestehen scheinen. Auf die wirklichen Bewegungsvorgänge soll bei den glaziologischen Fragen noch eingegangen werden.

Unter Benutzung der Zahlen von WOLDSTEDT und Zufügung der Zahlen für geringere Eismächtigkeiten, die im eisrandnahen Gebiet Niedersachsens vorgelegen haben, sind in der nachstehenden Tabelle 1 die Eismächtigkeiten, die ermittelten Belastungsdrücke bzw. die angenommenen und die berechneten Wichten zusammengestellt. Die Werte beider Wichten sind gleich. Dabei wurde bei 400 m und 200 m Eismächtigkeit davon ausgegangen, daß etwa $^1/_4$—$^1/_5$ der Eismasse aus Gesteinsmaterial jeder Art und Korngröße besteht. Zwischen diesen Wichten und den nach WOLDSTEDT berechneten besteht Übereinstimmung. Alle Zahlen liegen tiefer als der seinerzeit für Toteis bei Engelbostel nördlich von Hannover (KELLER 1954) verwendete Wert von 1,5 bzw. 1,8 für Geschiebelehm (hierzu VIETE

1957). Die aus den Eismächtigkeiten ermittelten Bodenpressungen pflanzen sich nach der Tiefe fort. Da nach grönländischen Verhältnissen als sicher gelten kann, daß die Eismasse keine zusammenhängende Platte darstellte, können Angaben über die Fortsetzung des Druckes nach der Tiefe gemacht werden. Dazu sollen Laststreifen aus dem Eis in der Bewegungsrichtung herausgeschnitten werden, die möglichst groß sein sollen, aber überschlägigen Berechnungen noch zugänglich sind. Ähnliche Vorstellungen wurden bei der Ermittlung von Druckverteilungen und -tiefgang unter Talsperrenmauern und Staudämmen benutzt (KELLER 1972).

Tabelle 1

Eismächtigkeit in m		Wichte (spez. Gew.)	Belastungsdruck kp/cm² (angen. WOLDSTEDT)
3000		1,2	360 (250)
2000		1,33	266 (150)
400	325 Eis = 0,9 75 Gesteinsfracht = 2,6	1,22	48,8
200	150 Eis = 0,9 50 Gesteinsfracht = 2,6	1,33	26,6

In bodenmechanischer Hinsicht richtet sich der Tiefgang eines auf die Erdoberfläche ausgeübten Belastungsdruckes nach dem Verhältnis $t/\frac{b}{2}$, wobei t den Tiefgang oder die Tiefenwirkung des Druckes und b die Breite des Laststreifens bedeuten. Wird dieser zu 2 km angenommen, so ergibt sich bei $t/\frac{b}{2} = 1$ und $b/2 = 1000$ $t = 1000$ m. Der Druck bildet zwar im Gegensatz zu schmaleren Laststreifen keine einheitliche Druckzwiebel aus, sondern zwei randliche Maxima, so daß der Druck sich gewölbeartig verteilt, ohne bis in die maximale Tiefe vorzustoßen. Dieser Zustand tritt schon an sich nicht ein, weil mit zunehmender Tiefe die Vorbelastung des Untergrundes durch sein Eigengewicht wirksam wird. Bei der normalen Wichte von Locker- und Festgesteinen mit 2,6 nimmt die Vorbelastung des gewachsenen Untergrundes auf je 10 m Tiefe um 2,6 kp/cm² zu, so daß die oben genannten Belastungsdrücke von rd. 27 und 49 kp/cm² in 100 und 180 m Tiefe von den Eigenbelastungen eingeholt werden und damit enden. Mit diesen Zahlen lassen sich Beobachtungen und Auswertungen über den Tiefgang von Eisdruckwirkungen in Gestalt von Abscherungen vergleichen, die verschiedentlich mit 100—200 m Tiefe angegeben wurden. Auch Werte von 50—100 m wurden genannt (BERGER 1937, KELLER 1953, RICHTER, SCHNEIDER & WAGNER 1950).

Zu dieser senkrechten Druckkomponente tritt die von der Eisbewegung ausgelöste horizontale. Wenn über ihre Größe nichts bekannt ist, so müßte sie je nach den Eismächtigkeiten größer als die statische Belastung gewesen sein. Aus beiden Druckkomponenten ergab sich der Scherdruck, der mit wachsender Eisgeschwindigkeit unter einem immer flacher werdenden Winkel von der Erdoberfläche nach schräg unten in der Richtung des vorrückenden Eises angriff. Die zunächst flachen Überschiebungen werden mit Annäherung an die Erdoberfläche vor dem Gletscherrand steiler nach dem Prinzip, daß sie sich in Richtung des geringsten Widerstandes, d. i. senkrecht, auf die Erdoberfläche zu einstellen. Überkip-

pungen können vorkommen, doch ist in solchen Fällen auch das Hakenwerfen zu berücksichtigen, das sogar bald nach der Stauchung vor Überdeckung durch die nachfolgende Grundmoräne erfolgte (KELLER 1971). Wie gezeigt wurde, konnte die Abscherung nicht tiefer eintreten als der statische Belastungsdruck reichte. Ebenso wichtig war das Vorkommen scherfreudiger Schichten mit niedrigen Reibungswinkeln, wie Tone, die entweder als überschobener Komplex selbst auftreten oder in den Überschiebungszonen immer wieder als schmale Einschaltungen angetroffen werden. Hierzu kommt die Tiefenlage der Null-Isotherme, so daß die Abschertiefe mit der Untergrenze des Frostbodenkörpers gleichgesetzt wurde.

3. Glaziologische Aspekte

Die seit den fünfziger Jahren verstärkt betriebene glaziologische Forschung brachte das Ergebnis, daß die Bewegung von Eismassen, sei es in Form von Gletschern oder polaren Eisdecken durch plastische Verformung infolge des Eigengewichtes und durch das Gleiten auf seinem Untergrund hervorgerufen wird (PATERSON 1969). Eis kann sich verhalten wie eine Flüssigkeit von hoher Viskosität oder wie ein fester Körper aus vielen Einzelkristallen nach Art eines Metalls bei Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt. Die Abhängigkeit der Temperatur von dem Druck kann mit sich bringen, daß die von oben nach unten zunehmende Temperatur an der Eisbasis über den Schmelzpunkt ansteigt. Dann kommt es zu einer Bewegungsart, dem „basal slip", dem Gleiten des Eises über sein Bett hinweg. Die geothermische Tiefenstufe ist an der Temperaturzunahme beteiligt. Das Gleiten über den Untergrund findet in einer ganz schmalen Zone im Zentimeterbereich statt. Das Eis kann so über den Untergrund ohne dessen Beeinflussung hinweggleiten. Das Gleiten wird nach Beobachtungen an Gletschern in Grönland durch den „lubricating effect" — Schlüpfrig- = Gleitfähigmachen — gefördert, der auf Zuführung von Schmelzwasser in der Gleitzone beruht, das als Schmiermittel wirkt. Zu dem lubricating effect gehören Spalten und Brüche, auf denen Schmelzwässer von der Oberfläche an die Eisbasis gelangen konnten. Die Annahme liegt nahe, daß der größte Teil Nordwestdeutschlands in dieser Art vom Inlandeis überfahren wurde.

Diesen im Bereich der Schmelztemperatur gleitenden Eis stehen Gletscher und Eismassen gegenüber, die an den Untergrund angefroren sind, so daß sie mit ihm mechanisch eine Einheit bilden. Die Null-Isotherme verläuft nunmehr im Substrat. Lockergesteine können und dürfen schon vorher als Permafrostboden vorgelegen haben. Der Übergang von schuttreichen Basisschichten des Eises mit Grundmoränenmaterial in das eisgesättigte Substrat hat das gegenseitige Anfrieren beider physikalisch etwa gleichwertiger Massen begünstigen müssen, so daß Scherspannungen in der Grenzzone nicht auftreten konnten, sondern eine tiefere gleitbegünstigende Lage aufsuchen mußten. Hierbei war die Null-Isotherme von Bedeutung. Sie ist mit der Unterkante des Frostkörpers oder des Permafrostbodens in Verbindung zu setzen, sobald die Voraussetzungen für den basal slip im Lockergestein des Untergrundes anzutreffen sind. Für den Fall der saaleeiszeitlichen Stauchmoränen des Rehburger Stadiums in den Fürstenauer Bergen besteht das Lockergestein einerseits aus bindigen tertiären Tonen und tonigen Mergeln und andererseits aus schwach- und nichtbindigen tertiären Grünsanden und lockeren quartären Terrassensanden und -kiesen. Mit sehr großer Regelmäßigkeit ist zu beobachten, daß an der Basis abgescherter Massen fette Tone auftreten, sei es in Form einige Meter mächtiger Tertiärtone oder toniger Mergel. Oft finden sich in den Überschiebungs- bzw. Abscherzonen dünne Tonschmitzen und ausgewalzte Tonfolien, deren Mitwirkung bei der Abscherung auf das deutlichste durch Harnische erkennbar gemacht wird.

Die Zurückverfolgung der Gleitwege führt in Tiefen von 50—100 m, woraus sich zunächst ergibt, daß die Abscherungen mit relativ hoch aufsteigendem Präquartär verknüpft sind, wie schon früher an verschiedenen Stellen festgestellt wurde (RICHTER, SCHNEIDER

& WAGER 1951, KELLER 1954). Die ursprünglich auf dem Präquartär horizontal aufgelagerten Schichten sind bei dem Abscherungsvorgang ungestört mit hochgetragen worden. Die Auflagerungsflächen zwischen dem Quartär und dem Tertiär können bis zur Senkrechten aufgerichtet sein. Das gleiche Bild wiederholt sich mit der unveränderten Schichtung im Quartär. Die mehr oder weniger steilstehenden Schubmassen sind die Inhalte der an das Eis angefrorenen Frostkörper. Die an ihrer Basis auftretenden horizontal geschichteten Tone begünstigten im Niveau der Null-Isotherme bei sehr geringem Scherwiderstand die Abscherung. Der lubricating effect war dadurch eingeleitet, daß die Tone mit hoher Quellfähigkeit Wasser aufnehmen konnten. Dabei braucht nicht das durch den zerbrochenen Frostkörper hindurchgelangende Schmelzwasser, sondern die glaziologisch ebenso bedeutsame Wasseranreicherung an der Basis von Frostkörpern von Gewicht zu sein. Nach der Art der Sammelkristallisation zieht das Eis des gefrorenen Bodens aus seinem Liegenden Wasser an, aktiviert und beschleunigt den Aufstieg von Kapillarwasser, das sich an der Null-Isotherme sammelt. Dieser Vorgang ist in seiner nachteiligen Wirkung in der Erdbaumechanik sehr bekannt, wenn sich in unseren Breiten im Winter schadenbringende Eislinsen in tonigen und feinschluffigen Böden unter Straßendecken bilden.

Angeführte Literatur

BERGER, F.: Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen. — Zbl. Min., Geol.. B. 1937, 417—434, 481—497, Stuttgart 1937.

BERNHARD, H.: Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. — Dissertation Techn. Univ. Braunschweig 1962.

KELLER, G.: Untersuchungen über die strukturellen und hydrogeologischen Verhältnisse in den südlichen Dammer Bergen. — Z. prakt. Geol. **48**, 147—153, Halle/Saale 1940.

— : Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, 158—171, Öhringen 1954.

— : Glazitektonik der Rehburger Phase bei Ankum (Fürstenauer Berge) in stratigraphischer Hinsicht. — Oldenb. Jahrb. **70**, 2, 99—112, Oldenburg i. O. 1971.

— : Beitrag zur Frage von Erdbeben als Folge der Anlage von Talsperren. — Proceedings Symposion Percolation Through Fissured Rock, 7—14, Stuttgart 1972.

KRAUS, E.: Die Quartärtektonik Ostpreußens. — Jb. preuß. geol. L.-A. **45**, 633—723, Berlin 1925.

LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie. In: Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, hrsg. v.E. Obst. 3. Aufl. Berlin 1965.

PATERSON, W. S. B.: The physics of glaciers. — Oxford-London (Pergamon Press) 1969.

PETERSEN, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen. — Fortschr. Geol. u. Paläontol. **9**, Stuttgart 1924.

RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGNER, R.: Die saalezeitliche Stauchmoräne von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). — Z. deutsch. geol. Ges. **102**, 60—74, Stuttgart 1950.

SLATER, G.: Die Strukturverhältnisse der gestörten Kreide- und Diluvial-Ablagerungen der Ost-Küste Rügens (Jasmund-Distrikt). — N. Jb. Min., Geol., Beil. Bd. **63**, 123—126, Stuttgart 1930.

VIETE, G.: Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **8**, 97—101, Öhringen 1957.

— : Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — Bergakademie **11**, 672—673, Freiburg/S. 1959.

— : Über die Genese der glazigenen Deformationen der mitteldeutschen Braunkohlen und die Möglichkeit ihrer Vorhersage in neuen Grubenfeldern. — Freiburger Forschungshefte C **80**, 13—24, Freiberg/S. 1960.

WAGNER, R.: Saaleeiszeitliche Stauchzone der Dammer Berge. — Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück, herausgeg. von G. KELLER anläßlich der 104. Hauptversammlung der Deutsch. geol. Ges. 1952 in Osnabrück, 58—59, 2 Abb., Osnabrück 1952.

WEHRLI, H. & SCHNEIDER, H.: Geologie des Emsbürener Höhenrückens nördlich Rheine. — N. Jb. Min. Geol., Abh. **88**, 263—292, Stuttgart 1943.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart (Enke) 1954.

Manuskript eingeg. 26. 10. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Gerhard Keller, D 453 Ibbenbüren, Bodelschwinghstraße 4.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 54-61	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Zur Quartärstratigraphie und Geomorphologie des Kafue-Berglandes südlich von Lusaka, Zambia

Von Rüdiger Mäckel, Gießen

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Außer den bekannten Arbeiten über die Quartärstätten an den Viktoriafällen des Zambezi und am Kalambo-Wasserfall gibt es für das übrige Zambia keine vergleichbaren geomorphologischen Stratigraphien. In der Zentralprovinz von Zambia (südlich und östlich von Lusaka) wurde eine Vielzahl von Aufschlüssen mit klimaphasischen Sedimentfolgen ausgewertet. Aufgrund zwischengelagerter Artefakte konnten sie dem Jungpleistozän und Holozän zugeordnet werden. Im Zusammenhang mit Terrassen- und Ferrikretniveaus oberhalb der Fundstellen ließ sich eine vorläufige Entwicklungsgeschichte dieses Raumes für das Quartär erarbeiten. Alternierende Phasen mit starker Reliefbildung, Akkumulation sowie Bodenbildung und Tiefenverwitterung in Abhängigkeit von Klimawechseln haben danach einen entscheidenden Anteil an der Oberflächengestaltung.

Summary. A contribution to the Quaternary Stratigraphy and Geomorphology of Zambia. Beside of the wellknown publications on the Quaternary sites at the Victoria and the Kalambo Falls there exist no comparable geomorphological stratigraphy for Zambia. The author investigated several exposures in the Central Province (south and east of Lusaka). They exhibited deposits of Upper Pleistocene and Holocene age which can be referred to different geomorphological phases and in part be dated by archaeological finds. In connection with terrace and ferricrete levels above the sites the landform development during the Quaternary was worked out for the area. Accordingly, the present-day landforms are also the result of alternating phases of strong relief formation (erosion and slope development), aggradation, and soil development and deep weathering due to climatic changes.

Die Quartärstätten an den Viktoria-Fällen des Zambezi und an den Kalambo-Fällen sind von Wissenschaftlern verschiedener Fachdisziplinen bearbeitet worden. Die fast zwanzig Jahre dauernde Untersuchung über die Kalambo-Fälle wurde von Clark (1969) und einem großen Mitarbeiterstab zusammengestellt. Für die Viktoria-Fälle gibt es Arbeiten seit der Jahrhundertwende. Das bedeutende archäologische Werk von Clark (1950) geht weit über den engen Rahmen des Arbeitstitels hinaus und bearbeitet wichtige Probleme der Geomorphologie. Es enthält ebenfalls ein Kapitel von Dixey über die Quartärstratigraphie und Geomorphologie dieses Raumes. In den nachfolgenden Jahren waren es u. a. die Spezialarbeiten von Bond, Clark, Cooke, Fagan und Phillipson, die neue Fundstellen auswerteten; dazu kamen verschiedene Isotopendaten für die absolute zeitliche Einordnung von Funden (Deacon 1966 u. 1968, Phillipson 1970). Die von Clark (1950) und Dixey (1950) entworfenen stratigraphischen Tabellen wurden in nachfolgenden Arbeiten nicht weiter ausgebaut, aber des öfteren mit geringer oder keiner Veränderung übernommen. Dabei bedarf gerade die Quartärstratigraphie an den Viktoria-Fällen und mit ihr die morphodynamisch differenzierten Entwicklungsphasen einer gründlichen Überarbeitung. Dixey (1950) hat seinerzeit nur eine Zeitdauer von 0,7 Millionen Jahren für das Quartär angenommen. Während das Jung- und das obere Mittelpleistozän weitgehend durch Kulturen belegt wurden, müßten die älteren Abschnitte des Pleistozäns neu gegliedert werden. In diese Zeit (oder in das Endtertiär?) wären dann die Kalahari Sande (Barotse Sande) einzuordnen. Clark und Dixey stuften sie zu jung ein. Über ihre polygenetische Herkunft wurden später korrigierende Arbeiten vorgelegt (Bond 1957, Savory 1965, Yager 1968).

Regional zwischen diesen beiden Quartärstätten an der Grenze des Territoriums von Zambia gibt es keine vergleichbar vollständige Stratigraphie. Vereinzelte Funde, vor allem

in Höhlen, waren morphostratigraphisch nur begrenzt auswertbar. Vor allem fehlte es aber an einer geomorphologischen Interpretation der Sedimentfolgen. Als in vieler Hinsicht günstige Gebiete für eine quartärmorphologische Forschung bieten sich sowohl die unteren Niveaus des Zentralplateaus als auch die Randgebiete des Zambezi-Eskarpmentlandes (Kafue-Bergland) südlich und östlich von Lusaka an (Abb. 1). Hier wurden Artefakte seit dem Acheulium gefunden (CLARK 1955 u. 1957, PHILLIPSON 1967 u. 1969).

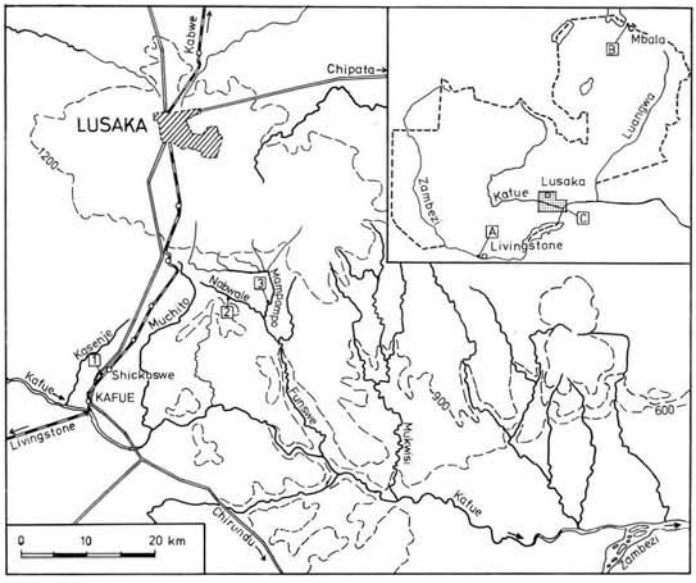


Abb. 1. Übersichtskarten, oben rechts: Lage der Quartärstätten in Zambia. A = Zambezi-Tal nahe der Viktoria-Fälle, B = Kalambo-Wasserfall, C = Lage der Hauptübersichtskarte. In diese sind die Aufnahmestellen der Abbildungen eingetragen (1 = Shickoswe Donga in Abb. 2, 2 = Nabwale-Aufschluß in Abb. 3, 3 = Mampompo-Aufschluß in Abb. 4).

Wahrscheinlich seit Beginn der Mittelsteinzeit war dieses Gebiet kontinuierlich besiedelt gewesen. Bevorzugte Aufenthaltsplätze boten die Randebenen um Kafue. Sie liegen einerseits nahe am Kafue-Fluß, andererseits nicht weit von Rückzugs- und Wohnmöglichkeiten in Höhlen oder an Inselbergen und Rücklandstufen. Eine Vielzahl von Aufschlüssen entlang von Dongas oder tief eingeschnittener Flüsse und Bäche geben einen Einblick in den Aufbau der Tal- und Randebenen sowie der schwach bis mäßig geneigten Fußflächen bis in Steilhangnähe. Geht man bei der Interpretation der Sedimentfolgen von den rezenten morphologischen Prozessen und ihrem Zusammenwirken aus, so erkennt man Entwicklungsphasen mit vorzeitlich stärkerer oder schwächerer Morphodynamik. Die heute agierenden Formungsprozesse sind von gegensätzlicher Natur: Es wurde einerseits eine beachtliche Oberflächenspülung beobachtet, zum anderen eine Flächenzerstörung durch Rinnen- und Dongaerosion im Zusammenhang mit dem Tieferschneiden der zumeist nur in der Regenzeit oder nach Gewitterregen wasserführenden Flußsysteme. Gerade in siedlungsfernen Gebieten scheint die Oberflächenspülung auf den Fußflächen recht aktiv zu sein, was für einen den heutigen Klimabedingungen angepaßten Prozeß spricht. Die Flächenspülung ist hier nicht der Flächendenudation gleichzusetzen, die etwa in der Tieferlegung der Ausgangsfläche parallel zu sich selbst resultierte. Sie umfaßt vielmehr Abtragung, Durchtransport und Akkumulation auf bestimmten Arealen der Fußflächen. Eine Änderung des morphologischen Geschehens und eine Arealverschiebung ergibt sich schon

innerhalb der Regenzeit durch die aufkommende Vegetation (vor allem der Kraut- und Grasschicht). Die Flächenspülung ist weiterhin abhängig von der Art und Entferung des Vorfluters und der Zufuhr von Feinmaterial aus dem Rückland. Anthropogene Interferenz wie jährliches Abbrennen der Grasdecke oder Ausholzung kann im ersten Stadium zu einer Verstärkung der Flächenspülung führen. Eine fortdauernde ackerbauliche Nutzung oder Zerstörung der Bodendecke durch Viehtritt, Befahrung, vollständiges Abholzen usf. führt jedoch zu einer schnellen Zerschneidung der Flächen. In stark besiedelten Gebieten kann dann die Oberflächenspülung irrtümlicherweise als ein für die gesamte Klimaregion ausklingender bzw. abgeschlossener Prozeß angenommen werden. Dies mag ein Grund dafür sein, daß ROHDENBURG (1969) in seinem Untersuchungsgebiet in Nigeria rezente Flächenspülung nur in begrenztem Umfange beobachtete und sie einer vorzeitlichen Flächenbildungsphase zuordnete. Das Ergebnis der Flächenspülung einschließlich des verstärkten quasinatürlichen Feinmaterialtransports zeigt sich überall in einer bis zu zwei Metern mächtigen allochthonen Deckschicht.

Die heute bis hinab zum Muttergestein aufgeschlossenen Wände lassen phasisch differenzierte Sedimentabfolgen aus dem Jungpleistozän und Holozän erkennen. Die zeitliche Einordnung konnte zum Teil durch archäologische Funde belegt werden. Für die älteren Zeitabschnitte des Quartärs gibt es weit weniger morphogenetisch auswertbare Hinweise. In das Altpleistozän einzuordnen sind die oberen Terrassenniveaus, die zum Teil keine Schotter mehr aufweisen. Sie liegen zwischen 30 und 50 m über dem heutigen Kafue Fluß. (Die Vergleichshöhen beziehen sich auf den mittleren Wasserstand vor der Errichtung des Kafue Staudammes). Der mittelpleistozäne Fluß verlief am Fuß der Rücklandsteilstufe des Muchito-Berglandes, also etwa 4 km nördlich des entsprechenden rezenten Flußabschnittes. Die verschiedenen Schotterreste liegen — soweit sie nicht durch Bergflüsse ausgeräumt bzw. umgelagert wurden — etwa 20 bis 30 m über dem heutigen Kafuelauf. Zum Teil wurden sie unter kolluvialem Feinmaterial begraben. Gegen Ende des Mittelpleistozäns scheint dieser Flußverlauf nur geringes oder kein Wasser geführt zu haben und weitgehend von Feinmaterial zugedeckt gewesen zu sein. In der nachfolgenden Einschneidungsphase konnte der Kafue sein altes Bett nicht wiederfinden, sondern wurde weiter nach Süden abgelenkt; denn zwischen Flußverlauf 1 und 2 erheben sich Inselberggruppen bis zu 60 m über dem heutigen Niveau der Randebene. Parallel zur Flußentwicklung läßt sich der Formungsgang der Fußflächen und der Rücklandhänge aufgrund von Ferrikretniveaus rekonstruieren. Sie treten oberhalb der letzten stärkeren Ferruginisationshorizonte auf, die sich in jungpleistozänen Grobsedimenten ausbildeten (s. u.). Die höchstgelegenen Ferrikretreste sind nur noch als Blöcke im Hangschutt zu finden. Geschlossene Ferrikretpflaster bilden das „Obere" und das „Untere Ferrikretniveau" (110 m bzw. 50 m oberhalb des heutigen Kafue-Flusses). Dazwischen liegt eine Abfolge von aufgelösten Ferrikretblöcken eines „Mittleren Niveaus". Transportierter Hangschutt mit Ferrikretblöcken zwischen den randlich aufgelösten oder verschütteten Ferrikretniveaus und eisenverbackene Ferrikretstücke aus älteren Lagen lassen auf alternierende Phasen schließen mit einerseits starker Hangformung und andererseits mit Ferrikretbildung unter morphodynamisch relativ ruhigen Bedingungen.

Zur Zeit des Flußverlaufes 2 (Beginn des Jungpleistozäns) besaßen die von Norden zum Kafue fließenden Flüsse eine breite Schotteraue. Anhand der aufgeschlossenen Schotterlagen entlang der Shickoswe Donga oder weiter nördlich im Bereich der Kasenje und Muchito-Flüsse lassen sich diese vorzeitlich viel breiteren Flußbetten mit starker Schotterführung rekonstruieren. In einigen Fällen existiert heute im weiten Bereich um die Aufschlußstellen gar kein Flußsystem mehr, dem diese Schotter zuzuordnen wären. Die unteren Schotter enthielten zum Teil Sangoan-Industrie (CLARK 1955, MORTELMANNS 1956). Sie wurden nachfolgend von Grus und von meist kolluvialem Feinmaterial bedeckt, auf

dem sich ein schwacher Boden bilden konnte. Diese erste Akkumulationsfolge war im mittleren Jungpleistozän abgeschlossen. Zur gleichen Zeit fand eine Ferruginisation der unteren Gruslagen statt. Dies läßt auf einen Anstieg des Grundwassers (feuchtere Phase?) schließen. Für das ausgehende Jungpleistozän lassen sich weitere Auffüllungsphasen (zumeist von Grus, Sand und kolluvialem oder alluvialem Feinmaterial) feststellen. Auf dieser Abfolge bildete sich der ältere Niederungsboden. Er ist von dem jüngeren vielerorts durch eine altholozäne Kolluvialdecke getrennt. Ebenfalls die jüngeren Grus- und Sandlagen wurden ferruginisiert. Heute treten in den Aufschlüssen bis zu fünf Ferruginisationsbänder auf, die meistens gröberes Material einschließen (Abb. 2).



Abb. 2. Aufschlußwand des Shickoswe Dongas nördlich von Kafue. Unter bis zu 6 m mächtigen Abfolgen von kolluvialem Feinmaterial und Grus in Wechsellagerung sind Schotterakkumulationen begraben (s. Hammer als Größenvergleich). Drei ferruginisierte Bänder treten deutlich in der Wand hervor.

Vergleichbare Akkumulationsfolgen mit zwischengeschalteten Bodenbildungen finden sich entlang des Kafue-Flusses selbst und in den intramontanen Talebenen und Becken. Im ausgehenden Jungpleistozän / beginnenden Holozän verlagerte sich der Kafue weiter nach Süden bis zum heutigen Flußverlauf. Die randlichen Schotterpakete sind weitgehend von bis zu 3 m mächtigen Kolluvialdecken (Grus und nachfolgend Feinmaterial) überlagert. In den intramontanen Talebenen treten über Flußschottern und Grus bis zu 3 m mächtige Auensedimentdecken auf (Abb. 3). In Gebieten mit kalkreichem Muttergestein finden sich plombierte Tälchen mit tuffartigen Kalkretfüllungen von 8 bis 10 m Mächtigkeit. In die gleiche Zeit ist wohl der Beginn verstärkter Kalkretbildung am Plateaurand einzustufen (ARCHER & MÄCKEL 1973).

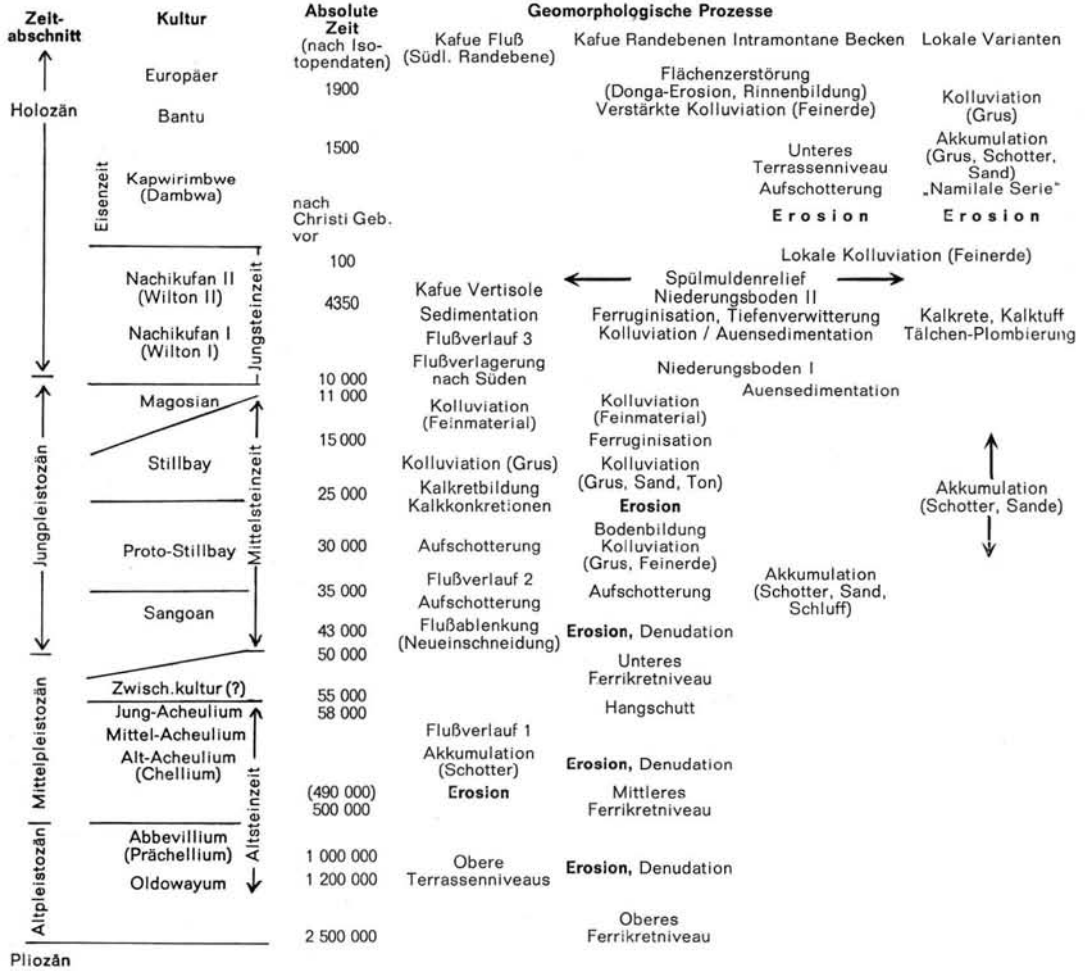
Wahrscheinlich hörten im frühen Holozän die Flüsse auf, mit einem ausgeprägten Flußbett zu existieren. Weithin herrschte ein Spülmuldenrelief, in dem sich der Niederungsboden bilden konnte. Einige Reste der Spülmuldenoberfläche erhielt sich bis auf den heutigen Tag. Aber besonders entlang der Hauptnebenflüsse des Kafue setzte im jüngsten Abschnitt des Holozäns eine stärkere Erosion ein. In den Schottern des unteren Terrassenniveaus, das heute etwa 2 bis 5 m unter dem Spülmuldenniveau und etwa 2 bis 8 m über den heutigen Flußbetten liegt, wurden eisenzeitliche Scherben (Kapwirimbwe) gefunden. Zum Teil sind diese Schotterlagen von kolluvialem oder alluvialem Feinmaterial überdeckt (Abb. 4).



Abb. 3. Teil einer Aufschlußwand am Nabwale. Sand und Kiesablagerungen bedecken ein Auensediment (Schluff), das wiederum von Schottern (unten rechts) unterlagert ist.



Abb. 4. Anschnitt der unteren Terrasse am Mampompo. In den Schottern etwa 8 m über dem heutigen Flußbett wurde Kapwirimbwe-Kultur gefunden.



Tab. 1. Die Entwicklung des Kafue-Gebietes seit dem Quartär. Rechts zum Vergleich die morphostratigraphische Tabelle für das Zambezi-Tal im Abschnitt der Viktoria-Fälle (abgeändert nach CLARK 1950), nicht maßstäblich. Die archäologische Gliederung bezieht sich auf Afrika südlich des Äquators (FAGAN 1969, NETTERBERG 1969 u. a.), Isotopendaten nach DEACON 1968, FAGAN 1969 und PHILLIPSON 1970.

Die ausgewerteten Aufschlüsse und Funde östlich und südlich von Lusaka zeigen, daß die morphologische Entwicklung nicht kontinuierlich vonstatten ging: Phasen mit stärkerer Reliefbildung einerseits sowie Bodenbildung und Tiefenverwitterung andererseits wechselten einander ab. Trotz tektonischer Instabilität, die in manchen Teilen des Untersuchungsgebietes beobachtet wurde, ist die phasenhafte Reliefentwicklung weitgehend auf Klimawechsel zurückzuführen. Hinweise auf quartäre Klimaschwankungen in Zambia und benachbarten Gebieten von seiten vieler Wissenschaftler benachbarter Fachdisziplinen unterstützen diese Annahme (vgl. Literaturverzeichnis). Die Entwicklungsphasen des Untersuchungsgebietes im Quartär, die eingeordnet werden können, wurden in der Tabelle 1 aufgeführt. Zum Vergleich ist ihr die Tabelle von CLARK (1950), ergänzt durch neuere Arbeiten, beigefügt.

Literaturverzeichnis

ARCHER, D. R. & MÄCKEL, R.: Calcrete Deposits on the Lusaka Plateau of Zambia. — Catena **1**, 19—30, Gießen 1973.

BOND, G. Quaternary Sands at the Victoria Falls. — Third Pan-African Congress on Prehistory (Editor J. D. CLARK), 115—122, London 1957.

— : Pleistocene Environments in Southern Africa. — African Ecology and Human Evolution. — Viking Fund Publ. **36**, 308—334, London 1964.

— : Quantitative Approaches to Rainfall and Temperature Changes in the Quaternary of Southern Africa. — International Studies on the Quaternary (Editors H. E. WRIGHT and D. G. FREY). Geol. Surv. Amer. Spec. Pap. **84**, 324—336, New York 1965.

— : River Valley Morphology, Stratigraphy, and Palaeoclimatology in Southern Africa. — Background to Evolution in Africa (Editors W. W. BISHOP and J. D. CLARK), 303—312, Chicago/London 1967.

BOND, G. and J. D. CLARK: The Quaternary Sequence in the Middle Zambezi Valley. — S.Afr. Archaeol. Bull. **9**, 115—130, Claremont 1954.

BRAIN, C. K.: New Evidence for Climatic Change during Middle and Late Stone Age Times in Rhodesia. — S.Afr. Archaeol. Bull. **24**, 127—143, Claremont 1969.

CLARK, J. D.: The Stone Age Cultures of Northern Rhodesia. — S. Afr. Archaeol. Soc. Publ., Claremont 1950.

— : Excursion Handbook to Northern Rhodesia (Third Pan-Africa Congress on Prehistory). Lusaka 1955.

— : A Review of Prehistoric Research in Northern Rhodesia and Nyasaland. — Third Pan-African Congress on Prehistory (Editor J. D. CLARK), 412—432, London 1957.

— : Kalambo Falls Prehistoric Site. Vol. 1: The Geology, Palaeoecology and Detailed Stratigraphy of the Excavations, London 1969.

COOKE, H. B. S.: The Pleistocene Sequence in Southern Africa and Problems of Correlation. — Background to Evolution in Africa (Editors W. W. BISHOP and J. D. CLARK), 175—184, Chicago/London 1967.

DEACON, J.: An Annotated List of Radiocarbon Dates for Sub-Saharan Africa. — Ann. Cape Prov. Mus. **5**, 7—84, Grahamstown 1966 and Suppl. Liste, Grahamstown 1968.

DIXEY, F.: The Geomorphology of Northern Rhodesia. — Trans. geol. Soc. S. Afr. **47** (1944), Johannesburg 1945.

— : The Geology of the Upper Zambezi Valley. — The Stone Age Cultures of Northern Rhodesia (J. D. CLARK), 9—29, Claremont 1950.

— : Some Aspects of the Geomorphology of Central and Southern Africa. — Trans. geol. Soc. S. Africa **58**, Annexure, Johannesburg 1955.

FAGAN, B. M.: The Victoria Falls. A Handbook to the Victoria Falls, the Batoka, and part of the Upper Zambezi River, Glasgow 1964.

— : The Iron Age Peoples of Zambia and Malawi. — Background to Evolution in Africa (Editor W. W. BISHOP and J. D. CLARK), 659—686, London/Chicago 1967.

— : (Editor) A Short History of Zambia. London 1969.

FLINT, R. F.: Pleistocene Climates in Eastern and Southern Africa. — Bull. geol. Soc. Amer. **70**, 343—373, Rochester/N.Y. 1959.

FLINT, R. F. and G. BOND: Pleistocene Sand Ridges and Pans in Western Rhodesia. — Bull. geol. Soc. Amer. **79**, 299—314, Rochester/N.Y. 1968.

KING, L. C.: South African Scenery. 3. Edition. London/Edinburgh 1967.

LAWTON, R. M.: Palaeoecological and Ecological Studies in the Northern Province of Northern Rhodesia. — Kirkia **3**, 46—77, Salisbury 1963.

MÄCKEL, R.: Studies on River Development and Fluvial Action between the Lusaka Plateau and the Kafue George. — Research Report University of Zambia, Lusaka 1971.

— : Geomorphological Studies in the Chainama Hills Area, Zambia. — Zambia Geogr. Assoc. Occas Stud. **6**, Lusaka 1972.

— : The Geomorphological Application of Paleosols in the Kafue-Zambezi Escarpment Zone, Zambia. — Palaeoecology of Africa **6**, 143—145, Kapstadt 1972.

MORTELMANS, G.: Le troisièmn pan-african de préhistoire (Livingstone, juillet 1955). — Mem. Acad. Roy. Sci., Cl. Sci. Nat. Med., N. S. **4**, 1—128, Brüssel 1956.

NETTERBERG, F.: Ages of Calcretes in Southern Africa. — S. Afr. Archaeol. Bull. **24**, 88—92, Claremont 1969.

PARTRIDGE, T. C.: Fluvial Features and Climatic Change during the Quaternary in South Africa. — S. Afr. Archaeol. Bull. **24**, 106—116, Claremont 1969.

PHILLIPSON, D. W.: An Annotated Bibliography of the Archaeology of Zambia. Lusaka 1967.

— : The Early Iron Age in Zambia. — Regional Variants and Some Tentative Conclusions. — J. Afr. Hist. **9**, 191—211, Cambridge 1968.

— : The Early and Middle Stone Ages and The Late Stone Age. — A Short History of Zambia (Editor B. M. FAGAN), 33—80, London 1969.

— : Notes on the Later Prehistoric Radiocarbon Chronology of Eastern and Southern Africa. — J. Afr. Hist. **11**, 1—15, Cambridge 1970.

ROHDENBURG, H.: Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. — Gießener Geogr. Schr. **20**, 57—152, Gießen 1969.

— : Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, Öhringen 1971.

SAVORY, B. M.: Sands of Kalahari Type in Sesheke Disrict, Northern. — Science and Medicine in Central Africa (Editor G. J. SNOWBALL), 189—200, Oxford 1965.

YAGER, T. U.: Barotse series. Internal Report Mount Makulu Research Station, Ministry of Agriculture, Zambia 1968.

ZINDEREN BAKKER, E. M. VAN: Upper Pleistocene and Holocene Stratigraphy and Ecology on the Basis of Vegetation Changes in Sub-Saharan Africa. — Background to Evolution in Africa (Editor W. W. BISHOP and J. D. CLARK), 125—147, Chicago/London 1967.

Manuskript eingeg. 27. 11. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. R. Mäckel, Geogr. Institut, 63 Gießen, Landgraf-Philipp-Platz 2.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 62-95	Öhringen/Württ, 31. Oktober 1974

Lösse und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum

Von Karl Brunnacker, Köln

Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung. Vorkommen und Aufbau von Lößprofilen des mediterranen Raumes werden besprochen und als Klimaindikatoren der letzten Kaltzeit interpretiert. Mangels sicherer stratigraphischer Marken wird dabei vom mitteleuropäischen Periglazialbereich schrittweise gegen Süden vorgegangen.

Die durch Winterregen gekennzeichnete Zone hat während der letzten Kaltzeit ihre Lage nicht verändert. Refugien für die gemäßigt-warme mitteleuropäische Flora und Fauna sind nächst ihrer Nordgrenze in Südosteuropa erfaßt (Neretva-Tal).

Der für den mediterranen Raum charakteristische Deluviallöß und die im einzelnen noch nicht eindeutig definierten Paläoböden fügen sich trotz vieler Unsicherheiten in einen großregionalen Rahmen. Derselbe ist durch Übergangsstellung zu wärmeren und arideren Bereichen gekennzeichnet. Dabei muß im gesamten Raum mit erheblicher Temperaturabsenkung während der Kaltzeit gegenüber heutigen Bedingungen gerechnet werden. Im einzelnen wirken sich jedoch klimatische Schwellenwerte auf die Ausbildung der Profile aus. Stufenweise vereinfacht sich dabei gegen trokkenere Bereiche hin der Profilaufbau, indem die zwischengeschalteten kaltzeitlichen Paläoböden Merkmale schwächerer Ausprägung zeigen, an Zahl abnehmen (von maximal drei Böden) und schließlich ausfallen. Zugleich mehren sich die Hinweise auf Verspülungen im Löß (Deluviallöß).

Die regionalen Differenzierungen in der Profilausbildung stehen mit rezenten Klimadaten in Beziehung. Dies entspricht den Feststellungen in Mitteleuropa. Im mediterranen Raum ist allerdings an die Stelle der Niederschlagswerte die Zahl der heutigen Dürremonate als Maßstab zu setzen. So ist auch die Südgrenze des mediterranen Lösses eine Trockenheitsgrenze, die etwa dem Verlauf der heutigen 150-mm-Niederschlagslinie folgt.

Im zeitlichen Ablauf lassen überdies Löß wie eingeschaltete Böden eine Grundentwicklung von feuchter zu trockener innerhalb der letzten Kaltzeit erkennen. Ferner deuten sich lokal gegen Ende der Kaltzeit wieder etwas humidere Verhältnisse an. Diese Zeiten waren mit intensiverer pedogener Wirkung verbunden. Eine zeitlich-räumliche Verschiebung der über die Paläoböden ausgewiesenen humideren Abschnitte aus den Warmzeiten Mitteleuropas vor allem gegen den südlicheren mediterranen Bereich in den Beginn sowie in den Ausgang der Kaltzeit hinein kompliziert den Überblick, zumal auch diese Böden gegen aridere Räume hin schwächere Ausprägung zeigen. Allerhöchstens diese „Übergangszeiten" können als Pluvialzeiten früherer Vorstellungen interpretiert werden.

Summary. Deposits and structure of loess profiles from the mediterranean region are discussed and interpreted as climate indicators of the last glacial period. For want of precise stratigraphic points we move step by step from the middle-European peri-glacial-region to the south.

The zone, characterized by winterrain, has not changed during the last glacial period. Near by the northern border of that zone in the south-east of Europe relics for the temperate warm middle-European flora and fauna have been recorded. (The Valley of Neretva.)

The deluvial loess, which is characteristic for the mediterranean region, and the palaeo-grounds, not yet clearly defined, adapt to a large regional border in spite of numerous deviations. This border is characterized by a transitional state towards warmer and more arid spheres. In the whole area considerable falls of temperature during the glacial period must be taken into account, compared with present conditions. Nevertheless, climatic marginal values are in detail affecting the formation of the profiles. The profile-structure is hereby successively simplifying towards more arid regions, while the intercalated palaeo-grounds from the glacial period are indicating diminished formations. The number of these grounds is decreasing (from a maximum of three grounds) to complete leaving out. At the same time the indications for dislocation in the deluvial loess are increasing.

The regional differentiations of the profile-formations are relating to recent climate-dates. This fact corresponds to the observations in the middle-Europe. In the mediterranean region the moisture-dates should of course be replaced by the number of the present aridity-months in order to get the proportion. In the same way the southern border of the mediterranean loess is an aridity-border, approximately following the course of the present 150 mm moisture-line.

Moreover, in the process of time loess as well as intercalated grounds are showing a development from moisture to aridity during the last glacial period. Towards the end of the glacial period a local increasing of humidity can be observed. These periods were related to a more intensified pedogene effect. A complicating condition to the survey is a temporal and spatial dislocation over the palaeo-grounds by more humid parts from the warmer periods in middle-Europe, above all towards the southern mediterranean region at the beginning as well as at the end of the glacial period. Especially since these grounds are showing a diminished formation towards more arid regions. Only the above transitional states can be interpreted as pluvial periods like former conceptions.

1. Vorbemerkungen

Untersuchungen über Löß-Vorkommen haben im mediterranen Bereich ein West-Ost-Profil von Südspanien bis Zentralanatolien erfaßt. Eine Bereisung in Tunesien brachte Ergänzungen gegen Süden (vgl. Abb. 1). Veröffentlicht sind bisher typische Einzelprofile:

Südostspanien: BRUNNACKER & LOŽEK (1969),

Jugoslawien: BRUNNACKER & BASLER (1967), BRUNNACKER, BASLER, LOŽEK, BEUG & ALTEMÜLLER (1969),

Griechenland: BRUNNACKER, ALTEMÜLLER & BEUG (1969),

Tunesien: BRUNNACKER (1973),

sowie ein erster Überblick (BRUNNACKER 1969).

Weitere Beobachtungen liegen über Lösse aus Anatolien und in Griechenland aus der Umgebung von Xanthi vor. Sie werden durch L. FAUGÈRES auf den Raum südlich Kitros und durch R. PAEPE auf den Bereich um Athen (mündl. Mitteilung) ausgedehnt. Ferner bringen ROHDENBURG & SABELBERG (1969 a) neue Interpretationen zu Angaben aus der Gegend um Barcelona (z. B. VIRGILI & ZAMARRENO 1957).

Solches Vorhaben steht in einem größeren Rahmen, der neuerdings von mehreren Fachgebieten zur letzteiszeitlichen Klimageschichte der mediterranen Zone gespannt wird. Vor allem lassen sich aus Pollenprofilen (z. B. WIJMSTRA 1969) weittragende Konsequenzen ableiten, so durch FRENZEL (1967), BEUG (1967), v. D. HAMMEN et al. (1971). Überdies liegen Untersuchungen zur eiszeitlichen Schneegrenze durch MESSERLI (1967) und zur Morphogenese und Paläopedologie durch ROHDENBURG & SABELBERG (1969 a u. b) sowie ROHDENBURG (1970) vor. Die aufgezählten Arbeiten kommen zumindest für den Höhepunkt der letzten Eiszeit zu einem Ergebnis, wonach im mediterranen Raum relativ trockenes Klima geherrscht hat, vorwiegend mit Waldsteppen und Steppen. Dazu werden z. T. außerdem (z. B. BRUNNACKER 1969) oder allein (z. B. BUTZER 1964 a) erheblich abgesenkte Temperaturen unterstellt.

Wie tiefgreifend der Unterschied zur früheren Meinung ist, zeigt ein Vergleich mit der konventionellen Darstellung von KAISER (1967). Diese wiederum führt Gedanken von BÜDEL (1951) aus einer Zeit weiter, in welcher der Forschungsstand ein sich der heutigen Meinung näherndes Bild ganz einfach nicht erlaubt hat. Erstmals durch FIRBAS (1964) zeichnet sich nämlich die Problematik wenigstens im Hinblick auf die Florenrefugien etwas deutlicher ab.

Dieser Beitrag sollte keinesfalls als Versuch einer Klimageschichte auf breiterer Basis gewertet werden. Dafür liegt einmal im Umkreis des östlichen Mittelmeeres ein sehr eingehendes, wenn auch zu abweichenden Ergebnissen führendes Referat seitens FARRAND (1971) vor. Zum anderen können manche Beobachtungen nicht voll genutzt werden, weil eine synoptische Betrachtung, ausgehend von den interessierenden Fragen der Pedogenese, der mechanischen Verwitterung und der Lößbildung, die Zuordnung in eine diskutable Feinstratigraphie vorbedingt. Solche Details mangeln im mediterranen Bereich weitgehend.

Als Behelf wird deswegen schrittweises Vorgehen aus gut bekannten Räumen nördlich der Alpen nach Süden auf der Grundlage von in ihrer Aussagekraft einigermaßen abschätzbaren Kriterien bevorzugt.

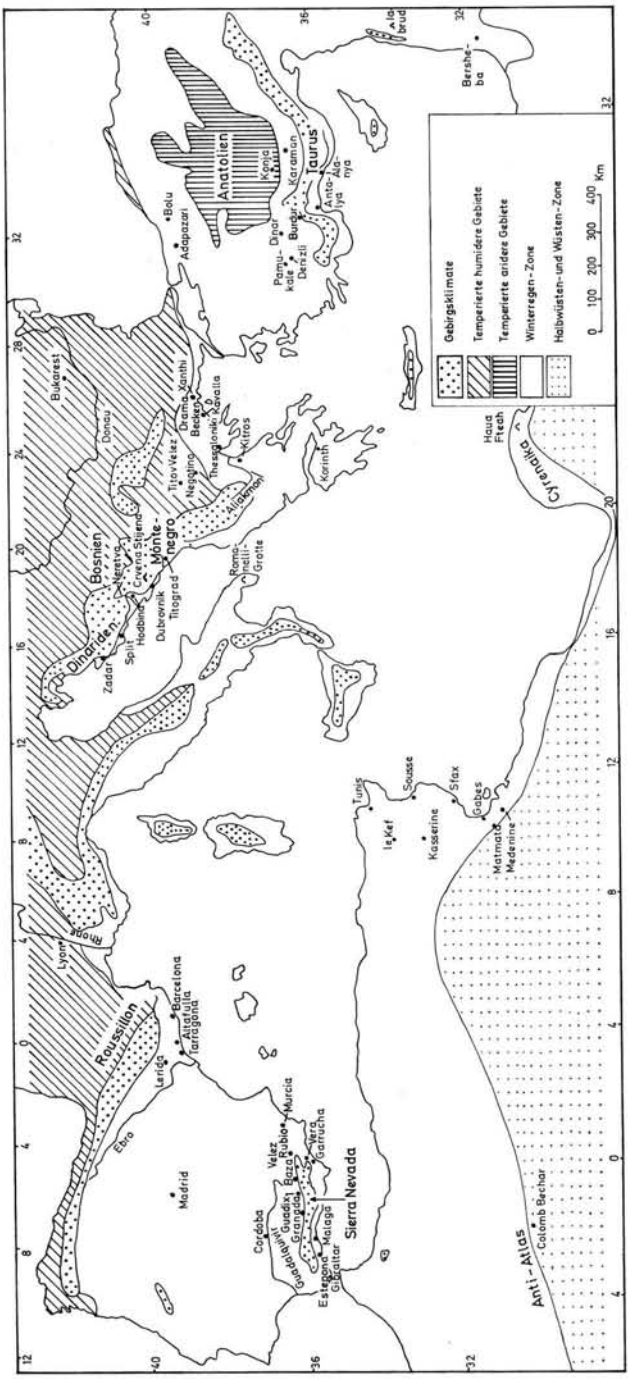


Abb. 1. Regionale Übersicht (Grundgliederung nach Klima-Atlas von Walter & Lieth 1960).

Vielen Kollegen und Freunden danke ich für Hinweise und Hilfe mannigfaltigster Art wie für die Behandlung von Spezialfragen. Insbesondere gilt dies für die Herren ALTEMÜLLER, BASLER, BEUG, BRINKMANN, BUTZER, FARRAND, FAUGÈRES, FINK, FRENZEL, v. FREYBERG, GÜNER, HÄDRICH, LOŽEK, LUCIUS, MÜLLER-BECK, PAEPE, PFANNENSTIEL, STREBEL und WIPPERN. Gleicher Dank gilt meiner Frau, die im Gelände tatkräftig mitgeholfen hat. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die Untersuchungen anfänglich unterstützt.

2. Bauelemente jungquartärer Deckschichten

Die allzulang überbetonte Periglazialforschung hat hinsichtlich des Lösses kaum berücksichtigt, daß dieses Gestein weit südlich Mitteleuropas, in Nordafrika, vertreten ist (vgl. RATHJENS 1928, SCHEIDIG 1934, SCHWEGLER 1944). Verständlicher wird das durch die dort vorherrschende Überlieferung des Lösses in kleinen bis kleinsten Inseln, die leicht übersehen werden.

Ein Kapitel besonderer Art stellen die im mediterranen Raum dem Löß, aber auch anderen Decken zwischengeschalteten Paläoböden dar. Deren Genese läßt sich nicht allein mit solchen Feldmethoden der Pedologie aufrollen, wie sie vor etwa zwei Jahrzehnten in Mitteleuropa die Lößforschung erneut in Gang zu bringen vermochten.

Da Lösse überall in engstem Verband mit Gehängebildungen stehen, sind die wechselseitigen Beziehungen, in die sich selbstverständlich auch Paläoböden einfügen, im mediterranen Raum genauso bedeutsam wie im eiszeitlich-periglazialen Bereich.

2.1 Gehängeschutt

Vorzeitliche Gehängeschutte bilden als Spülsedimente gleichsam die südliche Fortsetzung der Fließerden (i.w.S.). Die Grenze zwischen beiden Gliedern fällt etwa mit der Nordgrenze der heutigen mediterranen Zone zusammen. Im Süden endet das weitflächige Vorkommen solchen Gehänge-Spülschuttes auf Höhe des westtunesischen Berglandes.

Beim mediterranen Spülschutt ist generell zwischen einem steileren Lieferbereich und einem flacheren Akkumulationsbereich zu unterscheiden. Am Unterhang kann die Akkumulation ausfallen und durch ein Areal ersetzt sein, über welches der Schutt hinwegtransportiert wurde. In niederschlagsreicheren Gebieten sind beide Hangteile durch einen ausgeprägten Geländeknick voneinander abgesetzt. In etwas trockeneren Gebieten wird hingegen ein allmählicher Übergang im Hanggefälle mit schleppenartigem Verlauf der Oberfläche angetroffen, wie ihn WICHE (1964) beschreibt. Wenngleich dafür Verwitterung und Materialtransport durch abspülendes Wasser unter eiszeitlichen Bedingungen maßgebend sind, so schließen diese selbstverständlich murenartige Bewegungen oder Gekrieche keinesfalls aus.

Der fossile verspülte Schutt ist desto besser sortiert, eingeregelt und geschichtet sowie kleinstückiger, je niederschlagsreicher das Gebiet heute ist. Dabei ist bei Kalken zunehmend Neigung zur Bildung von Brekzien vorhanden:

sehr feucht (Adria)	mäßig feucht (Adria, Spanien)	relativ trocken (SE-Spanien, Anatolien, westtunesisches Bergland)
Spülbrekzie	Spülschutt, z. T. mit Beimengungen von Deluviallöß	
Knick zwischen Produktionshang und Akkumulationsbereich		ausgeglichener, schleppenartiger Übergang des Hanges

Weitere regionale Unterschiede sind insofern vorhanden, als z. B. entlang der Adria-Küste Jugoslawiens die Untergrenze des den Schutt liefernden Hangteiles gegen Süden allmählich ansteigt. In gleicher Weise steigt die Untergrenze weitflächiger Schuttdecken gegen das südlichere Anatolien an, z. B. bei Split noch in Meeresnähe, bei Dubrovnik und

Negotino in 200—300 m NN, bei Kavalla und Bolu in 350—400 m NN, auf der Südseite des Taurus in 600—700 m NN. Im trockeneren Südostspanien lieferten hingegen selbst Höhen von nur wenigen hundert Metern Schuttdecken.

Grundsätzlich war in der mediterranen Zone genau wie in der periglazialen die Bereitstellung des Schuttes Ergebnis intensiverer Frostverwitterung. Hinweise auf kräftige fossile Frosteinwirkung wurden erst im südlicheren Tunesien nicht mehr angetroffen.

Die Verbreitung dieser durch Verspülung (wie sie auch heute typisch ist) gekennzeichneten Schuttfazies spricht für relativ stabile Lage der Nordgrenze der mediterranen Zone im jüngeren Quartär. Darüber hinaus deuten die Beziehungen zu Niederschlagswerten an, daß sich — ähnlich wie nördlich der Alpen — regionale Unterschiede während der (letzten) Kaltzeit irgendwie in einer der heutigen Verteilung analogen Weise ausgewirkt haben.

Im Süden schloß hingegen an die eiszeitlich-mediterrane Zone ein Bereich an, der heute durch Trockensteppen bis Wüsten mit Niederschlag in zunehmend unregelmäßigerer Verteilung gekennzeichnet ist. Als Hinweis auf die Wirkung des Eiszeitklimas, die sich hier wohl kaum grundsätzlich, sondern nur graduell von heutigen Vorgängen abhebt, können ebenfalls die Geländeformen herangezogen werden: Der Geländeknick liegt am Fuß der Berge zu einer Flachlandschaft. Die allgemein steileren Gehänge sind ziemlich frei von einer Schutthülle.

2.2 Löß

Löß kommt in südlicheren Breiten primär oder sekundär verursacht nur begrenzt vor. Hinweise auf Verspülung nehmen gegen trockenere Räume zu. Insgesamt überwiegt damit der Deluviallöß. Nicht seltener Schwemmlöß als Endglied dieser Deluvialfazies stammt allerdings nur teils aus der Zeit der Lößanwehung, teils stammt er aus späteren Zeiten bis hin zur Gegenwart. Bei dem aus ariden Gegenden erwähnten rezenten Lößstaub ist es schwierig, remobilisiertes Lößmaterial von primärem, neuen Löß zu unterscheiden. Interessant ist dabei die Feststellung von Yaalon (1969), wonach der Auswehung eine fluviale Umlagerung und damit Vorsortierung der in Wüsten freigewitterten feinkörnigen Bestandteile vorangeht.

In Südostspanien und in Tunesien beginnt der Löß dort auszufallen, wo heute weniger als etwa 150 mm Niederschlag/Jahr fallen. Andererseits fehlt Löß in humiden, maritim getönten Bereichen auch dann, wenn für die Auswehung geeignete, breite Talzüge zur Verfügung gestanden haben. Während z. B. am oberen Guadalquivir Löß vorkommt, mangelt er längs der unteren Laufstrecke etwa ab Cordoba. Hinzu kommt eine von Westen nach Osten ansteigende Höhenbegrenzung des Lösses. Sie liegt in Südostspanien bei 1000 m NN, wobei insofern eine Stufung zu erkennen ist, als in Hochlagen (ab 650 m NN) feuchtere Varianten verbreitet sind. Im südlichen anatolischen Hochland liegt die Grenze bei 1200 m NN.

Abgesehen von den durch zu starke Verspülung geprägten Bildungen lassen sich die mediterranen Lösse durchaus mit solchen der periglazialen Zone vergleichen: Im Gelände ist gute Standfestigkeit zu konstatieren. Doch dürfte sie durch das oft einen Großteil des Jahres überspannende trockenere Klima vorgetäuscht werden; denn beim Schlämmen lösen sich die Proben viel rascher in Einzelkörner auf als beim Periglazial-Löß. Weiter zeigt sich, abgesehen vom Neretva-Tal, daß dem Mediterran-Löß Rhizosolenien als Kalkumkleidung dünner Wurzelröhrchen fehlen. Andererseits deuten die Kalkumhüllungen im Löß an der Neretva auf kräftigere Wurzelbilder. In diesem durch besonders hohe winterliche Niederschlagsmengen ausgezeichneten Tal sind übrigens im Löß auch Hinweise auf Durchwaschung rezenter Pollen vorhanden.

In der Regel sind im Deluviallöß Molluskenreste ziemlich selten, oder sie sind wegen der Verspülung in Bruchstücken überliefert.

Neben und unabhängig von den Verspülungen sind weitere aquatische Einwirkungen während der Staub-Ablagerung vorhanden. Sie können örtlich bis zur Sumpflöß-Subfazies mit periglazialer Molluskenfauna hin reichen (BRUNNACKER & LOŽEK 1969). Solches durch Nässe geprägtes Material findet sich in einem Gebiet östlich und nördlich von Granada, wo extrem kalkreicher Deluviallöß durch schwache graue und rostfarbene Fleckung andeutungsweise Merkmale zeigt, die an sich für den Staublehm kennzeichnend sind.

Schon in Südfrankreich ab Lyon und bei Zadar an der Adria sind Spülschutt-Einlagerungen im Löß nicht selten. Gegen aridere Gebiete hin mehren sich Fremdanteile bis zum Spülschutt mit Lößbeteiligung. Andererseits sind an der unteren Neretva, bei Tarragona und Barcelona sowie in Nordgriechenland und Nordanatolien verhältnismäßig normal ausgebildete Lösse vorhanden. Ebenso sind die Lösse an der Südgrenze ihrer Verbreitung bisweilen, bedingt durch die dort vorherrschenden Geländeformen, etwas ärmer an Schuttkomponenten. Bezeichnend sind dann auch Molluskenfaunen etwas besser überliefert.

Primäre Löß-Vorkommen sind an die Nachbarschaft von Flußtälern gebunden, z. B. Ebro, Neretva, Aliakmon, oder sie ummanteln in lückiger Form größere Gebirgsmassive, z. B. Sierra Nevada. In Nordafrika und im vorderen Orient stammt überdies ein größerer Anteil aus Wüsten, wie bei Matmata (und in Libyen). Entsprechende Lager sind außerdem von Palmyra (WOLFAHRT 1967) und Bersheba (RANGE 1925, SCHEIDIG 1934, RAVIKOVITSCH 1953) sowie Jordanien (BRUNNACKER 1970 d) gemeldet. Steht keine der angeführten Lieferquellen zur Verfügung, so fehlt im allgemeinen Löß von vornherein; denn fast überall, wo in den angeführten Räumen einschlägige Untersuchungen vorliegen, hat sich gezeigt, daß die Verwehung in der Regel kaum über einige Zehner von Kilometern hinausgegangen ist.

Selbstverständlich spielt die Geländesituation bezüglich der deluvialen Einflüsse eine erhebliche Rolle. Bedeutsam ist ferner der hygrische Faktor, der im periglazialen Raum bei Ton- bzw. Sanduntergrund deutlich wird: Absatz des Staubes macht noch keinen Löß. Der Staub kann immer wieder erneut aufgenommen werden, bis er an einen Ort geeigneter Ablagerungsbedingungen gelangt. Dies gilt für die Nord- wie die Südgrenze des Lösses. Gegen beide Grenzen hin können dann selbstverständlich von den Auswehungsgebieten her wesentlich weitere Transportstrecken bewältigt worden sein als angegeben. Damit sehen wir in der Nordgrenze der periglazialen Lößverbreitung eine thermische Grenze, bis zu einem gewissen Grad ebenso in der Höhenbegrenzung. Die Grenze gegen heute wie

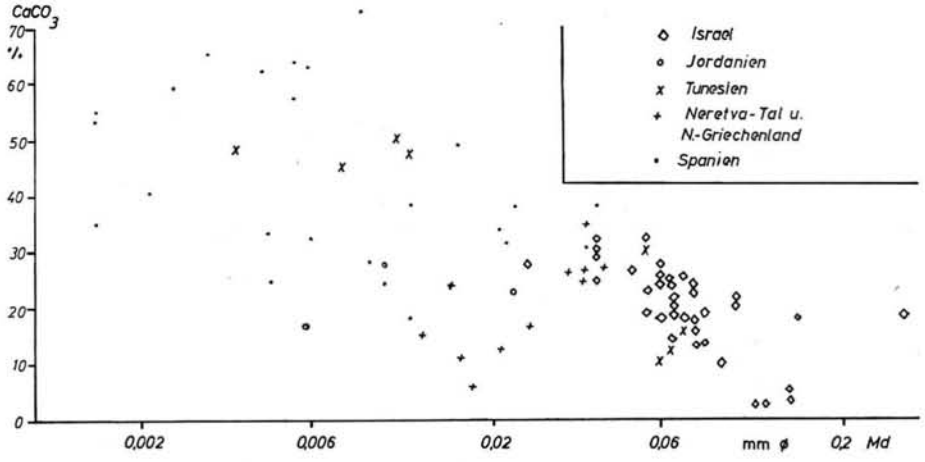


Abb. 2. Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt mediterraner Lösse und verwandter Bildungen (eigene Untersuchungen und Angaben von RAVIKOVITSCH [1953] für Israel).

ehedem aridere Zonen wird hingegen durch den hygrischen Faktor bestimmt. Die Grenzen wurden über die Vegetation und damit über die Ablagerungsmöglichkeiten des Staubes wirksam. In allen humiden Bereichen war hingegen die Auswehung gehemmt.

In mediterranen Deluviallössen zeigen sich bezüglich Kalkgehalt und Körnung manche Unterschiede insbesondere dann deutlicher, wenn die Anteile über 0,2 mm ϕ als deluviale Fremdkomponenten außer Betracht bleiben (Abb. 2):

Die Kalkgehalte schwanken weit stärker als im periglazialen Löß. Einfluß spezifiischer Liefergebiete ist dabei unverkennbar. Die geringsten Kalkgehalte stammen in Nordafrika aus Löß der Grenzzone zur Wüste (Tunesien: 10—15 % Kalk). Etwas höhere Gehalte treten in Lössen nächst den Tälern auf (z. B. Tarragona: um 30 % Kalk). Die aus Hochlagen der Gebirge kommenden Lösse geben den Charakter der dort anstehenden Gesteine, vorwiegend Karbonatgesteine, wieder (bis 70 % Kalk).

Deutlich gröber sind in Nordafrika die Lösse nächst der Wüste, worauf RATHJENS (1938) hingewiesen hat. Aus dieser Grenzzone sind aber auch Körnungsübergänge von Flugsand zu Löß beschrieben (z. B. RAVIKOVITSCH 1953). Auffallend grob ist ferner der Löß des Neretva-Tales. Wie Abb. 2 zeigt, nimmt der Kalkgehalt mit der Feinkörnigkeit des Materials zu, zumal für die Kornzerkleinerung Kalkteilchen besonders anfällig sind. Eine Ausnahme scheint der Löß von Kitros zu machen; denn trotz feiner Körnung (Md um 0,02 mm ϕ) liegen die Kalkgehalte recht niedrig

Typ	Horizont	Körnung mm ø (%) <0,002	0,002 -0,06	0,06 -2	$CaCO_3$ %	Humus %	Lokalität
Parabraunerde	Al	24	68	8	(0,2)	0,5	
(R/W - Interglazial)	Bt	42	53	5	(0,3)	0,4	Kitzingen
	C	22	69	9	17	0,8	
Brauner Verwitte-	Bv	28	65	7	(2)		
rungshorizont	C	23	68	9	19		"
Braunlehm	Bv	48	44	8	(7)		Kitros
(Boden Nr. 2)	C	28	77	5	11		
Terra fuscaartiger	Bv	39	56	5	(4)		
Boden							Hodbina
(Boden Nr. 4)	C	11	79	10	35		
Kalkbraunerde	CB	13,5	41	45,5	14	1,3	Gabes
u. Kalkvega							
(Boden Nr. 6 u. 7)	Cc	20	34	46	12	0,9	
	CB	24	41	35	(36)	2,1	Matmata
	C	18	30	52	12	0,8	
	CB	40	38	21	46	2,3	le Kef
	C	38	26	27	48	2,3	
	CB	52	44	4	53		Granada
	C	36	61	3	66		
Tirsoider Boden	Ah	40	48	12	(2)		Kärlich
(Frühwürm)	Ah	27	65	8	(0,4)	0,8	Kitzingen
(Boden Nr. 5)	Ah	35	55	10	(1)		
	Ah	8	59	33	25	1,5	Gabes
Gipsschwarzerde	Ah	48	46	6	(6)	1,7	Iphofen

Tab. 1. Analysen von Paläoböden und deren Ausgangssubstrat (C = Löß).

(5—15 % Kalk). Hier ist die Anreicherung feinerer Teilchen Folge beginnender bis weiter vorgeschrittener Entkalkung. Innerhalb der Einzelgebiete nimmt ferner generell der Schluffgehalt zusammen mit dem Kalkgehalt zugunsten des Tongehaltes ab (BRUNNACKER & LOŽEK 1969).

Weitere graduelle Unterschiede sind durch das Verhalten der O- und C-Isotope der Karbonate gegeben. (Über deren Untersuchung wird im einzelnen an anderer Stelle berichtet.) Wie u. a. Tab. 1 zeigt, scheinen sich sogar über den Humusgehalt des Lösses gewisse Differenzierungen abzuzeichnen; denn die Humusgehalte liegen in den etwas feuchteren Deluviallössen Westtunesiens höher als in den trockeneren Deluviallössen bei Gabes. Insgesamt sind dazu allerdings noch gründlichere Untersuchungen nötig.

Als makromorphologisch wichtigste Gruppe können beim mediterranen Löß unterschieden werden:

1. Typ „Neretva-Tal": Deluvialerscheinungen relativ spärlich. Rhizosolenien relativ groß bis sehr grob (in allen anderen Typen fehlen sie). Vorkommen: Neretva-Tal. Herkunft: Ausblasung aus dem Talgrund.

2. Typ „Nordgriechenland": Deluvialerscheinungen ziemlich spärlich. Kalkgehalt in größerem Umfang bei (und nach) Ablagerung verloren. Vorkommen: Nordgriechenland bis Nordanatolien. Herkunft: Ausblasung aus Talzügen (z. T. über etwas weitere Strecke?).

3. Typ „Südostspanien": Sehr ausgeprägte Deluvialerscheinungen. Vorkommen: Südostspanien, anatolisches Hochland, westtunesisches Bergland. Herkunft: Ausblasung aus höheren Gebirgslagen.

4. Typ „Nordafrika": Relativ ausgeprägte Deluvialerscheinungen. Vorkommen: z. B. Matmata — Gabes (sowie in Libyen — vgl. RATHJENS 1928). Herkunft: Einwehung aus ariden Gebieten.

Damit sind neben standortbedingten auch regionale Unterschiede vorhanden. So treten in etwas feuchteren Gebieten (Neretva-Tal, Nordgriechenland bis Nordanatolien) die Deluvialeinflüsse zurück, während sie gegen trockenere Räume in der Regel zunehmen. Dies ist kein Hinweis auf eiszeitliches Pluvialklima, sondern darauf, daß die Lösse während ihrer Bildung in trockeneren Räumen infolge lichterer Vegetation und zunehmender Heftigkeit der Einzelniederschläge trotz abnehmendem Gesamtniederschlag den Spülwirkungen verstärkt ausgesetzt waren.

2.3 Paläoböden

Den älteren, sehr markanten Verwitterungsrinden stehen die jüngeren Böden des Quartärs mit deutlich geringerer Mächtigkeit und mit z. T. wesentlich schwächerem Ausprägungsgrad gegenüber.

In Mitteleuropa bieten die heutigen Oberflächenböden eine brauchbare Grundlage für die genetische Interpretation fossiler Quartär-Böden. Allerdings — und dies genügt zumeist — lassen sich damit nur Grundprinzipien erfassen. Für die Böden des mediterranen Raumes ist solches Aktualitätsprinzip allerdings kaum anwendbar, und zwar so lange nicht, als offen bleibt, welcher Art die heutigen Böden dieses Raumes sind und welche Entwicklungsgeschichte dahinter steht. Schließlich verstecken sich in vergleichsweise einfach gebauten Profilen mediterraner Paläoböden recht komplizierte Abfolgen, die sich erst dann anzeigen, wenn sie mit spezielleren Methoden wie der Mikromorphologie angegangen werden (vgl. dazu SCHMIDT-LORENZ 1971).

Im Gelände ist es ohne Anhalt über sinnvolle Analysen nur bedingt möglich, die Paläoböden im Deluviallöß zu klassifizieren und genetisch zu interpretieren (Tab. 1 soll also lediglich allgemeine Informationen liefern): Ihr polyedrisches Makrogefüge ist um so stärker ausgeprägt, je toniger das Solum ist. Dabei bleibt offen, ob primärer Tongehalt des Ausgangsmaterials, ob Verwitterungsneubildung oder infolge Lessivierung angereichertes

Material vorliegt. Die Bodenfarbe bietet ebenfalls kaum brauchbare Kriterien. Mit zunehmendem Tongehalt wird die Färbung etwas intensiver. Ferner sind die Böden in sehr trockenwarmen Bereichen relativ rötlich gefärbt. Beim Kalkgehalt bleibt offen, ob er primär vorliegt oder umgesetzt ist — abgesehen von Kombinationen beider Möglichkeiten. Die Mächtigkeit der Bodenreste besagt ebenfalls nicht viel, wenngleich man bei größeren Mächtigkeiten eher geneigt ist, sie eingreifenden Klimaänderungen zuzuordnen, zumal dann, wenn sich an ihrer Basis ein kräftiger Kalkanreicherungshorizont (Cc-Horizont) befindet.

Eine grobe Geländeklassifikation der wichtigsten Löß-Paläoböden des Mittelmeer-Raumes einschließlich der Böden aus verwandtem Substrat, die aber schon Erfahrungen aufgrund von Laboratoriumsuntersuchungen einschließt, erlaubt, folgende Typen (Arbeitsbezeichnungen!) zu unterscheiden:

Nr. 1 = Mächtigerer, entkalkter Bodenrest (soweit nicht zu sehr gekappt), in der Regel mit Kalkanreicherungshorizont (Cc-Horizont):

Merkmale: Ausgeprägtes polyedrisches Gefüge bei hohem Tongehalt, rötlichbraun bis braun, im Solum z. T. geringer sekundärer Kalkgehalt.



Abb. 3. Lößprofil Kitros, Nordgriechenland.

Vorkommen: Kitros-Boden i (Abb. 3), Baza, Garrucha/Südostspanien ? (Strandterrasse, hier Kalkanreicherungshorizont als dünne Kruste entlang Verwitterungstaschen), südlich le Kef Tunesien.

Typ: Braunlehm.

Beispiel: Östlich Guadix/Südostspanien, 980 m NN, aus feinkörnigem Material über altquartären Schottern.

Hangendes: rd. 400 cm Schotter und Deluviallöß, mit zwischengeschalteten Kalkbraunerden

110 cm blaugrauer, schwach steiniger Sand bis lehmiger Sand, prismatisch-brokkig, oben mit Kalkkonkretionen (1 cm ⌀)

20 cm graubrauner Sand und Kleinkies

— — — —

70 cm braunroter, schwach kiesiger, toniger Sand bis sandiger Ton, prismatisch-brockig, Material innerhalb der Bodenkörper sehr dicht gepackt

50 cm Kalkbank (Cc-Horizont, Caliche)

40 cm hellgrauer Schluff, mit Kalkkonkretionen (2 cm ϕ), darunter Sand und Schotter.

Die Obergrenze des braunroten, durch starke Materialverdichtung und durch einen mächtigen Caliche-Horizont gekennzeichneten Bodens ist stellenweise kryoturbat gestört. Außerdem ziehen von dort Frostspalten nach unten. Im Hangenden des Bodens folgen fluviatile Sande, auf welche sich eine Seeablagerung legt.

Nr. 2 = Geringmächtigerer, entkalkter Bodenrest ohne oder mit nur schwachem, lößkindelartigem Kalkanreicherungshorizont:

Merkmale: Ausbildung des B-Horizontes wie bei Nr. 1, jedoch primär geringmächtiger und nur gelegentlich mit etwas Kalkanreicherungen an der Basis.

Vorkommen: Kitros-Boden e und c aus Löß (Abb. 3), Estepona aus Kolluvium.

Typ: Braunlehmartiger Boden.

Beispiel: Kitros-Boden c, aus Löß, überdeckt von Löß

50 cm braunroter, lehmiger Ton, säulig absondernd, prismatisch-brockig, Mn-Flecken auf den Bodenkörpern, etwas Kalkpseudomyzel, an der Basis Lößkindel.
Hier hat eine Entkalkung stattgefunden (und nachträglich wieder eine gewisse Aufkalkung durch Infiltration von oben). Innerhalb der Bodenkörper ist das Material sehr stark verdichtet. Sehr ausgeprägtes polyedrisches Bodengefüge ist vorhanden.

Böden dieser Gruppe werden gemäß der Geländesituation trotz sehr kräftiger Ausprägung in Interstadiale der letzten Eiszeit eingestuft. Sollte sich eines Tages zeigen, daß solche Böden z. T. oder insgesamt klimatisch aufzuwerten sind, so würde sich dennoch am Grundprinzip der hier entwickelten Vorstellung über die zeitliche und räumliche Klimaentwicklung des mediterranen Raumes nicht viel ändern.

Nr. 3 = Geringmächtiger, entkalkter Bodenrest, schwach humushaltig:

Ausbildung: Ähnlich Nr. 2, jedoch schwach humushaltig (AB-Horizont).

Vorkommen: Kitros-Boden g, aus Kolluvium.

Typ: Braunlehm-Vorstufe mit tirsoidem Einschlag.

Beispiel: Kitros-Boden g, aus Kolluvium, überdeckt von Löß

50 cm schwach humushaltiger, brauner bis rotbrauner, toniger Lehm, Wurzelkanälchen mit Kalk umkrustet und mit Rostausscheidungen ausgekleidet, schwach kalkhaltig (sekundär), viel Kalk-Pseudomyzel.

Bei diesem Boden deuten offene Wurzelkanälchen auf etwas geringere Verdichtung des Bodenmaterials als bei Nr. 2. Rostausscheidungen entlang den Röhrchen zeigen Feuchtigkeitseinwirkungen an. Sehr geringe humose Beimengungen weisen auf eine Stellung im Übergang von dem unter Nr. 2 angeführten Braunlehm zu dem unter Nr. 5 gebrachten tirsoiden Boden.

Der Boden wird als interstadiale Bildung innerhalb des frühen Würm gedeutet.

Nr. 4 = Geringmächtiger, entkalkter Bodenrest:

Merkmale: Ausbildung des B-Horizontes ähnlich Nr. 2, jedoch nicht so intensiv ausgebildet, relativ ausgeprägtes polyedrisches Gefüge, hoher Tongehalt, rötlichbraun, schwacher Tonbelag auf den Bodenkörpern.

Vorkommen: Neretva-Tal, aus Löß (Abb. 4).

Typ: Terra fusca-ähnlich.



Abb. 4. Lößprofil Hodbina, Neretva-Tal.

Beispiel: Hodbina-Boden aus Löß, überdeckt von Löß

60 cm rotbrauner, toniger, schluffiger Lehm, bröckelig bis brockig, auf Bodenkörpern geringer rötlicher Tonbelag.

Ausprägungsmäßig besteht eine gewisse Verwandtschaft zu Boden Nr. 3, jedoch ohne humose Anteile und mit schwachen Tonbelägen auf den Bodenkörpern. Damit ist das Profilbild insgesamt deutlich weniger markant entwickelt als bei Nr. 2.

Der Boden wird als Äquivalent des Stillfried B-Interstadials innerhalb des Würm aufgefaßt.

Nr. 5 = Humoser Boden, an Reliefdepressionen gebunden:

Merkmale: Humos, dunkel, polyedrisch-brockig, Mächtigkeit von Geländeposition abhängig (Ah-Horizont).

Vorkommen: Gabes, le Kef, jeweils aus Kolluvium.

Typ: Tirsoider Boden.

Beispiel: Boden aus Kolluvium bei Gabes, überdeckt von Kolluvium

bis 50 cm humushaltiger, dunkelgrauer lehmiger Feinsand, prismatisch-brockig, mit zahlreichen feinen Wurzelkanälchen, die von Kalk ausgefüllt sind, schwach kalkhaltig (z. T. pigmentartig angereichert).

Dieser Boden ist aus in einer Reliefdepression zusammengeschwemmtem Material synsedimentär entstanden. Sein Kalkgehalt geht auf sekundäre Anreicherungen zurück. Die andeutungsweise Verwandtschaft zu Boden Nr. 3 wurde vermerkt. Zeitlich wird der Boden bei Gabes in die beginnende Würmeiszeit eingestuft, entsprechend etwa den Humuszonen Mitteleuropas, mit denen ein Vergleich ohne Einschränkungen möglich ist. Bei le Kef handelt es sich hingegen um eine Bildung, die etwa im Grenzbereich von Spät- zu Postglazial bis frühes Postglazial steht.

Nr. 6 = Mächtiger, kalkreicher Bodenrest, mit sehr schwachem Cc-Horizont:

Merkmale: Wenig ausgeprägtes kleinpolyedrisches Gefüge, relativ tonarm, rötlichbraun, kalkreich, an der Basis Cc-Horizont in schwacher Ausbildung (z. B. Kalkpigmente), z. T. rostfleckig.

Vorkommen: Gabes, Murcia.

Typ: Kalkbraunerde bzw. Kalkvega.

Beispiel: Gabes, 20 m NN, aus feinsandigen fluvialen Ablagerungen, überdeckt von tirsoidem Boden

60 cm brauner, schwach rötlicher, schluffiger, schwach lehmiger Feinsand, schwach bröckelig,mit Nadelstichporen, kalkreich

über 35 cm hellbraungrauer Feinsand, partiell leicht durch Gips verfestigt (in Pigmenten und Butzen), mit cm-großen Rostflecken.

Die Gipsausscheidungen und Rostflecken deuten bei obigem Profil auf eine Beteiligung zeitweiliger semiterrestrischer Dynamik und damit auf einen Auenboden (Vega). Darüber hinaus ist kein Unterschied zur Kalkbraunerde zu erkennen.
Zur zeitlichen Stellung des Bodens von Gabes bringt die Geländesituation insofern Hinweise, als darüber ein tirsoider Boden und schließlich Deluviallöß folgt. Insgesamt zeichnet sich für ihn ein Zusammenhang mit dem Beginn der letzten Kaltzeit ab.

Nr. 7 = Geringmächtiger, kalkreicher Bodenrest:

Merkmale: Ausgeprägtes grobpolyedrisches Gefüge (Ausprägung nimmt mit dem Tongehalt zu), leicht gebräunt, kalkreich.

Vorkommen: Südostspanien (Abb. 5), Anatolien, Westtunesien.



Abb. 5. Kalkbraunerde aus Deluviallöß bei Karaman, Anatolien.

Typ: Kalkbraunerde.

Beispiel: Granada, 780 m NN, aus Deluviallöß, überdeckt von Deluviallöß

50 cm brauner, schwach steiniger, toniger Lehm, kalkreich, prismatisch-brockig, rötliche Eisenflecken auf den Bodenkörpern.

Hauptmerkmal des Bodens ist deutliches polyedrisches Gefüge. Dazu kommt leichte Braunfärbung, während der Kalkgehalt gegenüber dem Ausgangsmaterial kaum ver-

ändert scheint. Die Rostflecken deuten auf eine gewisse Nässeeinwirkung. Bei Granada können sich solche, an eine beginnende Pseudovergleyung erinnernden Bilder erheblich steigern. Ob dafür allerdings die Arbeitsbezeichnung Kalk-„Pseudogley" dann noch berechtigt ist, wenn die Dynamik dieser Böden einmal besser bekannt sein wird, steht dahin (Abb. 6):



Abb. 6. Kalkbraunerde mit grauen Verfahlungen aus Deluviallöß nördlich Granada, Südostspanien.

bis 40 cm brauner, toniger Lehm, kalkreich, prismatisch-brockig, z. T. rötlichbrauner Eisen- und Manganbelag auf den Bodenkörpern, sehr stark graufleckig, graue Verfahlungen an Schwundrissen in die Tiefe greifend.

Zeitlich gehören Böden der beschriebenen Gruppe in Interstadiale der letzten Kaltzeit. Sie beschränken sich auf heute trockenere Räume. Innerhalb derselben ist insofern eine gewisse Differenzierung vorhanden, als die feuchtere Variante sich an die staublehmähnlichen Deluviallösse in den Hochlagen Südostspaniens hält.

Nr. 8 = Anreicherungen:

Früher war man geneigt, in Kalkkrusten trockenerer Mediterran-Gebiete eigenständige Bildungen zu sehen. Heute geht die Tendenz dahin, solche Ausscheidungen als Anreicherungshorizonte (Cc- oder Ca-Horizont) von Oberflächenböden zu betrachten, die nachfolgend bis auf diese Kruste abgetragen wurden (Rohdenburg & Sabelberg 1969 a). Dennoch sollten die Karbonatanreicherungen auf recht verschiedenartigen Wegen zustande gekommen sein (vgl. Scholz 1971):

Beim Boden Nr. 1 wurde ein kompakter Cc-Horizont genannt; ferner gehört dazu ein Cc-Horizont, der heute als scheinbare Oberflächenkruste in der Umgebung von Medenine, Gabes und anderen Orten vorkommt.

Eine mächtigere lößkindelartige Kalkanreicherung wurde im Löß von Altafulla bei Tarragona angetroffen. Der Kalk kann nur aus einem einstigen Oberflächenboden stammen, der anschließend geköpft wurde. Da dieses Profil im Aufbau wie hinsichtlich der ökologischen Bewertung seiner Molluskenfauna größte Ähnlichkeit mit den im Neretva-Tal angetroffenen Verhältnissen zeigt, könnte ursprünglich ein Boden ähnlich Nr. 4 — in diesem Fall jedoch mit Cc-Horizont — vorgelegen haben. Bei Kitros kommen unter dem Boden Nr. 2 nur gelegentlich solche Konkretionen vor.

Bei dem von Garrucha genannten Profil ist die Kruste als cm-dicker Saum entlang dem Kontakt des B-Horizontes zum Untergrund erhalten. Eine Deutung als Cc-Horizont liegt nahe. Da es sich jedoch um eine Grenze mit taschenartigem Verlauf handelt, müßte gefolgert werden, daß entweder die Kalkausfällung mit der pedogenen Eintiefung der Taschen mitgewandert ist, also entlang der Grenzfläche zum Boden laufend aufgelöst und auf der Gegenseite wieder ausgeschieden wurde, oder daß die Kruste jünger ist als der Boden. Bei diesem Profil scheint letztere Möglichkeit wahrscheinlicher.

Eine nur mm-dicke sinterartige Kruste wurde in Altafulla an der Obergrenze des den Untergrund bildenden Kalkfelsens angetroffen. Hier fällt es sehr schwer, eine Verknüpfung mit einem inzwischen gekappten Boden zu erahnen. Ähnliche Befunde liegen aus der Umgebung von Korinth vor.

Auf die Zementation von Spülschutt entlang der feuchteren Adria-Küste wurde verwiesen. Verkittungen im Gefolge eines Wasserzuges im lockeren Grobmaterial kommen außerdem in mediterranen Strandterrassen vor. Bei Garrucha wurde dabei gefunden, daß die Kalkverfestigungen in der Nähe kleiner Täler, die darin eingeschnitten sind, durch Eisenausscheidungen abgelöst werden. Die Imprägnationen in Strandterrassen müssen etwa gleichaltrig mit der Meeresregression sein. Sie deuten auf humidere Bedingungen zu Beginn der Kaltzeiten, denn nachfolgend wurden die Terrassen durch querende Täler zerschnitten und ein flächiger Grundwasserzug war nicht mehr möglich. Da der Schutt von Bergfußflächen in gleicher Weise zementiert ist, scheidet zumindest als alleinige Ursache der Imprägnation die Kontaktwirkung an der Grenze Süß- zu Salzwasser aus.

Ähnlich sind Gipsausscheidungen zu deuten, die im arideren Tunesien nächst der Landoberfläche auftreten. Auch die an der Basis eines Bodens (Nr. 6) bei Gabes gefundenen leichten Verfestigungen durch Gips weisen über damit zusammen vorkommende Rostflecken auf höhere Feuchtigkeit. In diesem Fall kann die Ausscheidung wiederum etwa auf den Beginn der Meeresregression am Anfang des Würm eingeengt werden.

Somit sind über Kalkausscheidungen und vergleichbare Bildungen nur wenige Aussagen möglich:

a) Cc-Horizonte als Krusten und lößkindelartige Bildungen sind im Zusammenhang mit interglazialen Böden und mit interstadialen Böden möglich. Vorbedingung ist Zulieferung des Kalkes aus dem Boden. Dem nachgeordnet nimmt die Anreicherung zum Cc-Horizont mit wachsender Aridität (i.w.S.) des Raumes bzw. Standortes zu.

b) Genetisch problematische Bildungen sind manche sinterartigen Krusten im Freiland.

c) Kalkverkittungen von Strand-Schutt und -Schotter deuten auf relativ feuchte Bedingungen, die sich über eine Art Grundwasserzug ausgewirkt haben. Bei Gipsausscheidungen in arideren Bereichen gilt dies ebenfalls. Derartige feuchtere Bedingungen sind räumlich an auch heute niederschlagsreichere Areale oder/und zeitlich an den Anfang der (letzten) Kaltzeit sowie, besonders in heutigen Trockengebieten etwas deutlicher, an den Ausgang der Kaltzeit gebunden.

Im Vergleich zu entsprechendalterigen Böden Mitteleuropas lassen sich die angeführten Paläoböden zu folgenden Gruppen zusammenfassen:

	Warmzeiten, einschließlich Übergängen zu Kaltzeiten:	Interstadialzeiten in zeitlicher Nachbarschaft zum Hochglazial:
Mitteleuropa:	Parabraunerde, zeitlich und örtlich begrenzt mit tirsoiden Böden verknüpft	Brauner Verwitterungshorizont sowie Naßboden
Mediterran:	Braunlehmartiger Boden (Nr. 1), (Terra fusca-artiger Boden)	Braunlehmartiger Boden (Nr. 2, 3), (Terra fusca-artiger Boden Nr. 4)
	Kalkbraunerde (Nr. 6), zeitlich und örtlich begrenzt mit tirsoiden Böden (Nr. 5) verknüpft	Kalkbraunerde (Nr. 7)

Im mediterranen Raum ist der pedologische Unterschied zwischen Interglazialen und Interstadialen verloren gegangen. Hier steht sich eine Gruppe von Böden mit Entkalkung sowie intensiverer chemischer Verwitterung und eine Gruppe mit scheinbar kaum veränderten Kalkgehalten gegenüber. Beide Gruppen werden anstelle von Übergängen durch eine Art Schwellenwert voneinander getrennt. An die Stelle der Temperatur ist damit der Grad der Humidität als entscheidender Faktor getreten.

Die Mikromorphologie läßt hierzu weitere Details erfassen (ALTEMÜLLER, vgl. eingangs): Braunlehme von Kitros (Nr. 1 und 2): Dichtes, braunlehmartiges Gefüge, in das die Feinskelettkörner eingeschlossen sind. Keine Tonbeläge an Schwundrissen, die auf einen Bt-Horizont einer Parabraunerde deuten könnten. Verwitterungslabile Minerale sind aufgelöst bzw. nur in Resten überliefert; damit kann die Zunahme des Tongehaltes in Verbindung gebracht werden. Genetisch ist folgender Gang rekonstruierbar:

1. Entkalkung und Verbraunung
2. Tonbildung durch Verwitterung der Glimmer
3. Mögliche Tonverlagerung und -anreicherung
4. Ausbildung und Steigerung braunlehmartiger Merkmale bei anhaltender Verwitterung und Verdichtung des Gefüges
5. Zusammenbruch des Leitbahnsystems
6. Vorgänge der Aufarbeitung und Mischung bis zur Homogenisierung der Grundmasse.

Beim Boden Nr. 3 ist dieser Ablauf lediglich bis zum 2. Stadium vorgedrungen.

Terra fusca-artiger Boden von Hodbina (Nr. 4): Hinweise auf eine Tondurchwaschung nach Art einer Parabraunerde sind nicht zu erkennen. Die chemische Verwitterung ist gegenüber Nr. 1 und 2 geringer. Der Tongehalt wird als Anreicherung über der Lösungsfront infolge Herauslösens des Karbonatanteils erklärt. Die Tonbeläge am Rande von Hohlräumen deuten lediglich eine gewisse Instabilität der Tonmasse in gequollenem Zustand an, worauf auch die relative Dichtlagerung des Bodenmaterials zurückgehen könnte.

Eine weitere Besonderheit sind die tirsoiden Böden. In den behandelten Gebieten ist der tirsoide Boden durch Position in Reliefdepressionen gekennzeichnet, ferner durch Kombination von Zusammenschwemmungen und Bodenbildung (vgl. BOULAINE 1957). Dafür können bestimmte Zeiten besonders geeignet sein, z. B. nördlich der Alpen die Frühwürm-Interstadiale. Das Selbstmulchen (FINCK 1963) spielt keine Rolle für die Vertiefung des Ah-Horizontes: Der Boden ist z. T. relativ tonarm (Gabes), eine die Verschwemmung einleitende cm-dünne Lage mit Molluskenschill an der Basis des Bodens ist ungestört erhalten (le Kef), und z. T. im Boden kann andeutungsweise eine Schichttung erhalten sein (bisweilen in Frühwürm-Humuszonen, in holozäner Gipsschwarzerde). Dennoch ist die Dynamik dieser Tirs-Varianten mit der des typischen Tirs vergleichbar: Wechselspiel von Übernässung und starker Austrocknung.

Für die Gipsschwarzerde als Extremfall solcher Böden liegt eine mikromorphologische Beschreibung vor (ALTEMÜLLER 1960): Dichte, mäßig verlehmte Grundmasse, mit sehr zahlreichen kleinsten Zellresten von Pflanzen. Das Material ist in glattflächige Körper zerteilt, die jedoch im geschlossenen Verband liegen. Keine Aggregation durch geflockte Humusstoffe. Rundliche oder fleckenartige Eisenkonkretionen sowie Neubildungen von Pyrit sind zusammen mit den oben angeführten Merkmalen Hinweise auf wechselfeuchte, wenn nicht sogar nasse Bildungsbedingungen.

Werden alle Feststellungen über die Böden des mediterranen Bereiches zusammengenommen, dann deutet sich zu deren Genese ein Bild an, das durch zwei Vorgänge beherrscht wird:

1. Allgemein ist Neigung zur Verdichtung des Gefüges und zur Ausbildung grobpolyedrischer Bodenkörper vorhanden. Solche Befunde könnten als Ergebnis starker Schwankungen im Bodenwasser-Haushalt interpretiert werden.

2. Die Böden sind entweder nur wenig durch chemische Verwitterung beeinflußt, was sich anscheinend in (noch) hohem Kalkgehalt anzeigt, oder es ist Tendenz zu extremer Verwitterung der Primärsilikate vorhanden.

Die Beobachtungen über die tirsoiden Böden fügen sich durchaus ein. Andererseits ist der Unterschied zwischen interglazialen Böden (i. w. S.) und interstadialen Böden wenigstens in relativ wärmer-humideren nordmediterranen Tieflandsbereichen sehr weitgehend verwischt. Daß sich pedogenetische Zwischenglieder vom periglazialen Raum her im südöstlichen Mitteleuropa andeuten, hat BRONGER (1970, 1971) gezeigt. Diese waren spätestens nach unseren Untersuchungen über das Neretva-Tal zu erwarten. Weitere Zwischenglieder, die vom Tschernosem zu Typ 2 (Kitros) überleiten, wurden seither auf einer Exkursion anläßlich des Löß-Symposiums in Bukarest 1972 durch CONEA (1972) südöstlich von Bukarest an der Donau (Profil 5) gezeigt.

Die Hauptschwierigkeit bestand bislang darin, den Gegensatz zwischen Böden vom Typ der Kalkbraunerde gegenüber dem des Braunlehms zu deuten. Naheliegend war (selbstverständlich abgesehen von grundsätzlichen Unterschieden in deren Zeitstellung), an abweichende Durchfeuchtung der Böden zu denken. Diese kann durch feuchtere und trockenere, z. T. auch durch kühlere Gebiete erklärt werden, aber auch durch unterschiedliche Dauer der Pedogenese im Jahresablauf und durch unterschiedlich lange Zeitdauer mit stabiler Landoberfläche. Beim heutigen Kenntnisstand gibt es dafür noch keine zufriedenstellende Interpretation. Doch zeigt das Verhalten der O^{18}- und C^{13}-Isotope auf einen Karbonatumsatz bei der Kalkbraunerde und ähnlichen Böden. Dabei sollte relativ wenig biogenes CO_2 im Spiel gewesen sein. Außerdem sollte die Ausscheidung im Boden bei Austrocknung der Bodenlösung erfolgt sein. Bezeichnenderweise sind auch die Karbonate in den Kalkbraunerden der Hochlagen SE-Spaniens stärker umgesetzt als die ariderer Tieflandsgebiete in Spanien und Tunesien.

2.4 Profilaufbau

Im mediterranen Raum ist ein Grundprinzip anhand der geschilderten Elemente — Spülschutt, Deluviallöß, Boden — analog zu Mitteleuropa erkennbar. Solifluktive Vorgänge fallen darin zugunsten von Verspülungen aus. Verspülungen wiederum transportieren das Material rascher und weiter als die Solifluktion. Dieser Umstand erschwert schon in Mitteleuropa den Beginn von Kaltzeiten über Spülvorgänge zu fassen. Im mediterranen Raum gilt dies noch viel mehr. Deswegen scheint gerade in feuchteren Mediterran-Gebieten eine initiale fluviale Verlagerungsphase nur wenig entwickelt zu sein. Sie muß aber existiert haben, denn der vorangegangene interglaziale Boden ist allzu häufig entfernt. Auch läßt sich diese Phase in Höhlen (Crvena Stijena) durchaus fassen. Allerdings ist modifizierend zu berücksichtigen, daß einerseits bei relativ wärmerem Klima und andererseits bei größerer Humidität auch eine dichtere Pflanzendecke gesteigerter Abspülung im Wege gestanden haben kann. Für feuchtere Gebiete, wie das Neretva-Tal und Nordgriechenland, kann deswegen folgende Grundreihe aufgestellt werden:

— — — — — — — —

5. Boden (erodiert)
4. örtlich Spülschutt
3. Löß mit Spülschutt-Schmitzen, Verzahnung mit dem Hangenden
2. Löß
1. schwache (?) Verschwemmungen

— — — — — — — —

5. Boden

Deutlicher wird die vertikale Differenzierung der Profile von Basis-Spülschutt zu darüber folgendem Deluviallöß gegen warm-trockenere Gebiete hin. Insgesamt nahm

überdies die Bereitstellung von Schutt unter kaltzeitlichen Bedingungen gegen warm-trockenere Gebiete hin, also von Norden nach Süden, ab:

— — — — — — — —
3. Boden (erodiert)
2. Deluviallöß
1. Schotter und Spülschutt
— — — — — — — —
3. Boden

Dazu einige Beispiele aus Anatolien:

Deluviallöß-Profil Denizli:

Deluviallöß an der Straße Denizli—Dinar, rd. 15 km von Denizli entfernt in 450 m NN

Tiefe in cm	
0—110	hellgelbbrauner, sehr schwach steiniger, schwach sandiger Schluff, kalkreich, mit spärlichen Molluskenresten (zumeist erodiert)
— — — —	
—160	hellbrauner, lehmiger Schluff, kalkreich, prismatisch-brockig (= Kalkbraunerde)
—280	hellgelbbrauner, steiniger Schluff, kalkreich, unten etwas kiesig
—320	grauer, sandiger Schotter.

Deluvialerscheinungen sind in diesem Profil nur mäßig vertreten; dementsprechend sind die Reste einer Mollusken-Faunula (Helicellen) nicht zu stark aufgearbeitet.

Gleichartig gebaute, ebenfalls durch eine Kalkbraunerde unterteilte Profile sind entlang der Straße nach Pamukale aufgeschlossen. Dort lagert über dem Löß Kolluvium, das anscheinend mit (antikem?) Ackerbau zusammenhängt.

Deluviallöß am Hang eines flachen Rückens in rd. 1100 m NN, etwa 10 km westlich Karaman

Tiefe in cm	
0—100	hellgraubrauner, schwach steiniger, schwach sandiger, lehmiger Schluff, kalkreich
— — — —	
—130	brauner, schwach toniger Schluff, kalkreich, prismatisch-brockig, entlang der Basis einzelne Lößkindel (= Kalkbraunerde)
—320	hellgraubrauner, schwach steiniger, lehmiger Schluff, kalkreich, vor allem unten mit Kies- und Sandschmitzen
—350	hellgrauer, sandiger Schluff, kalkreich.

Der Deluviallöß wird in diesem Profil durch eine Kalkbraunerde unterteilt.

In noch trockeneren Gebieten, also am meridionalen Rand der Lößverbreitung und südlich davon, tritt die Schuttbereitstellung zurück. Die abnehmenden Niederschläge fielen wie heute zunehmend unregelmäßiger als Starkregen mit dem Ergebnis, daß der relativ spärlich anfallende Schutt von den Gehängen noch weitgehender entfernt werden konnte und auch heute noch kann.

3. Paläontologische Befunde

Die Besprechung paläontologischer Befunde konzentriert sich im wesentlichen auf im Zuge unseres Vorhabens abgehandelte Profile. Damit steht die Analyse der Molluskenfauna, besorgt durch V. Ložek, im Vordergrund der nachfolgenden Angaben.

Bei Zadar tritt eine periglaziale Molluskenfauna in einem Löß auf, der lateral in Staublehm übergeht. Innerhalb der im einzelnen noch zu bearbeitenden Fauna dominiert *Succinea oblonga* (Drap.). Am Eisernen Tor kommt im Löß ebenfalls eine kaltklimatische Schneckenfauna mit geringeren Feuchteinflüssen vor (Ložek 1971). Sie enthält *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) als hochkaltzeitliches Element in südlichster Fundposition. Der das Profil im Hangenden abschließende Schutt mit Löß-Zwischenmittel läßt faunistisch den Übergang zum nachfolgenden Postglazial anklingen.

Die südlichste, im Zuge dieser Unternehmungen gefundene periglaziale Molluskenfauna stammt aus 800 m NN westlich Velez Rubio (Spanien). Wenngleich darin die Sumpf-Fazies des Deluviallösses auf die Artenzusammensetzung Einfluß zu nehmen vermag, so liegt doch insgesamt eine kalte, an mitteleuropäische Lößfaunen anschließende Vergesellschaftung vor. Sie unterscheidet sich grundsätzlich von der mediterranen Helicellenfauna, wie sie im benachbarten Tiefland und weiter südlich in verschiedenen Höhenlagen, z. B. bei Denizli, Gabes und le Kef, angetroffen wurde.

Eine höchst eigenartige Molluskenfauna wurde im Neretva-Tal entdeckt. Sie ist im Unterschied zur rezenten Fauna viel artenärmer und kühler geprägt. So fehlen darin die meisten Balkan-Endemiten und weitere submediterrane Komponenten. Insgesamt lassen sich innerhalb dieser Neretva-Fauna mehrere ökologische Komponenten unterscheiden: Eine Trockenrasen-Gesellschaft enthält sowohl balkanische als auch mitteleuropäische Arten. Dazu kommen mesophile Arten, die sowohl im Wald wie im offenen Gelände leben können. Ferner sind reine Waldarten vorhanden. Insgesamt deutet solcher Befund auf eine Waldsteppe in der Umgebung. In derselben waren malakozoologisch neben einigen Lößarten Lokalelemente und schließlich sogar Waldarten vertreten, die in Mitteleuropa in den interglazialen Warmzeiten zu Hause sind. Bezüglich des Lösses liegt hier eine eigenständige Provinz mit faunistischen Anklängen zu südfranzösischen Vorkommen und zu solchen bei Tarragona vor. Von besonderer Bedeutung aber sind die warmklimatischen Waldarten. Sie zeigen auf ein Refugium für einige Fauna-Komponenten, und man kann weiter vermuten, daß auch die interglaziale Waldflora hier und in verwandten Positionen die letzte Kaltzeit überstanden hat.

Die Molluskenfauna des Lösses von Altafulla bei Tarragona führt ebenfalls anspruchslose mediterrane Arten und solche, die in mitteleuropäischen Lössen vorkommen. Die Fauna deutet auf eine Steppenlandschaft, in die eventuell kleine Holzbestände eingestreut waren, mit einem Klima, das gegenüber heute erheblich kühler war. So zeigt der ökologische Vergleich zwischen dieser Lößfauna und der lebenden rezenten Fauna auf etwa die gleiche Abkühlungsrate wie in Mitteleuropa — nur in südlichere Breiten versetzt. Solcher Befund deckt sich mit dem des Neretva-Tales, nur daß die balkanischen Arten durch westliche Elemente vertreten sind. Bezeichnend fehlen bei Tarragona Hinweise auf Refugien. Hingegen deutet eine gewisse Verarmung der Fauna im Profil von unten nach oben auf zunehmend ungünstigere, in diesem Fall trockenere Lebensbedingungen.

Ökologisch weisen die im übrigen Mittelmeer-Löß dominierenden Helicellenfaunen ebenfalls auf offenes Gelände. Jedoch stehen genauerer Analyse erhebliche Schwierigkeiten gegenüber, die mit der Artbestimmung beginnen. Es wird deshalb lediglich ein Faunentyp bei Gabes in frühglazial umgelagertem, tirsoiden Bodenmaterial einbezogen; denn darin ist eine warme Fauna mit Großschnecken vertreten, während darüber im Deluviallöß Helicellen das Bild bestimmen.

Das Profil von Kitros ist bisher das einzige Lößprofil dieses Raumes mit Ansätzen zur Verknüpfung mit der Vegetationsgeschichte (Beug). Demnach sind im tieferen Profilteil Analogien zu dem im benachbarten Drama-Becken gefundenen Frühwürm vorhanden (Wijmstra 1969).

4. Löß-Paläoboden-Provinzen

Im Aufbau der Lößprofile nördlich der Alpen wirken sich Schwellenwerte in mehrfacher Hinsicht aus, so beim Umschlag von normalem Löß zu Staublehmfazies, ferner — selbstverständlich standortbedingt modifiziert — von interstadialen Naßböden zu braunen Böden. Daß derartiges Umkippen bestimmter Merkmale im Detailaufbau von Lößprofilen eine Gruppierung in Lößprovinzen erlaubt, die in Zusammenhang mit rezentem Klima, insbesondere Niederschlagsdaten, stehen, ist längst bekannt (Fink 1956, Brunnacker 1956 b). Doch wurden aus diesen und ähnlichen Befunden (vgl. Lieberoth 1962, Brunnacker 1967 a) kaum Konsequenzen gezogen.

Im mediterranen Bereich zeichnet sich für das Jungpleistozän eine regionale Gliederung ab, die mit der des periglazialen Raumes prinzipiell vergleichbar ist. Analogien in Fazies und Profilaufbau sind bei weit voneinander entfernten Gebieten vorhanden:

1. Gruppe = Umgebung von Zadar einschl. nordadriatische Inseln, Südrand der Alpen, Südfrankreich:

Bei Zadar sind deluviale Erscheinungen im Löß noch relativ schwach ausgeprägt; sehr starker, durch zahlreiche lagig angeordnete Lößkindel ausgewiesener Kalkumsatz ist hingegen angedeutet. Eine Verzahnung mit Staublehm ist auf engstem Raum vorhanden. Soweit Löß-Fazies vorkommt, kann ein schwach ausgeprägter Bodenrest zwischengeschaltet sein.

Die Lager von Zadar stellen gleichsam eine Verbindung zwischen den Lössen am Südrand der Alpen (FRÄNZLE 1965) und denen an der Ostseite der Dinariden dar.

Der südfranzösische Raum wurde in diesem Rahmen nur hinsichtlich der Fazies seiner Lösse untersucht: Es häufen sich darin Zwischenlagen von feinkörnigem Spülschutt besonders unterhalb von Lyon und im Roussillon. Da in Südfrankreich syngenetischen Kalkumsatz anzeigende Kriterien deutlich zurücktreten, kann eine Reihe aufgestellt werden, bei der einerseits der Deluvialeinfluß ab- und die Bedeutung synsedimentären Kalkumsatzes zunimmt, nämlich von Südfrankreich über Norditalien bis zum Bereich um Zadar und schließlich als Endglied bis zur Staublehmzone auf der Ostseite der Dinariden. Insgesamt gesehen handelt es sich um Grenzbildungen der nördlichen, periglazialen zur südlichen, mediterranen Fazies, wobei zumindest im nordbosnischen Staublehm-Raum eindeutige Hinweise auf periglazialen Dauerfrostboden fehlen.

2. Gruppe = Neretva-Tal, Tarragona bis Lerida:

Die in den aufgezählten Räumen vorkommenden Lösse sind durch einen Boden mit kräftiger Verwitterung (soweit erhalten, z. B. im Neretva-Tal: Terra fusca-artig) unterteilt (Abb. 4). Der hangende Löß zeigt stärkere Deluvialeinflüsse als der liegende. In beiden Lößgliedern sind charakteristische Molluskenfaunen vorhanden, die auf eine Waldsteppe bei erheblich abgesenkten Temperaturen weisen.

Bei Tarragona ist wohl der unterteilende Boden zwischenzeitlich erodiert, jedoch weist sich über eine dicke Lage von Lößkindeln ein einstiger Cc-Horizont aus. Lößkindel wie Kalkkrusten sind im relativ niederschlagsreichen Neretva-Tal kaum bzw. nicht vorhanden.

Die sonstigen Löß-Vorkommen Südjugoslaviens (Titograd, Negotino, Titov Velez) lassen sich anfügen. Deluvialeinflüsse scheinen z. T. etwas kräftiger zur Wirkung gekommen zu sein.

Diese nördlichsten mediterranen Vorkommen heben sich deutlich von der 1. Gruppe über die Fazies des Lösses und die Molluskenfauna ab. Staublehm fehlt, und an die Stelle einer periglazialen Fauna tritt ein etwas wärmerer Typ einer Steppe bis Waldsteppe, die sogar Elemente mitteleuropäischer Warmzeiten enthalten kann.

3. Gruppe = Nordgriechenland (Kitros, Thessaloniki, Xanthi) bis nördliches Kleinasien (östlich Adapazari), Südspanien, nördlichste Vorposten südöstlich Bukarest und in Südserbien:

Die hier zusammengefaßten Provinzen zeichnen sich durch besondere Ausbildung der Paläoböden aus (braunlehmartige Interstadialböden — Abb. 3). Die Böden liegen im allgemeinen zwischen Lößgliedern ohne bemerkenswerte Deluvialeinflüsse. Bei Estepona in Südspanien unterteilen sie allerdings Kolluvien. Die Profile sind jeweils durch mehrere

solcher Böden gegliedert. Der Verwitterungszustand dieser Böden ist derart extrem gestaltet, daß man geneigt ist, sie als warmzeitliche Bildungen anzusprechen. Dem steht der Geländebefund entgegen, wonach wenigstens die höhere Löß-Folge mit ihren Böden in die letzte Kaltzeit gehört. Die Vorkommen lassen sich bis zu einem gewissen Grad mit den Lößlagern nördlich der Alpen vergleichen, die in Nachbarschaft des Staublehms liegen.

4. Gruppe = Höhere Gebirgslagen in SE-Spanien, im westtunesischen Bergland, im südlichen Hochland von Anatolien (Konja bis Karaman, Burdur Gölu), Mäander-Tal (Denizli, Pamukale):

Die Gruppe faßt Profile mit ausgesprochener Deluviallöß-Fazies zusammen. Ein, gelegentlich auch mehrere kalkreiche Böden sind zwischengeschaltet (Typ Kalkbraunerde). Am Burdur Gölu liegt ein solcher Boden im Gehänge-Spülschutt.

Die Lößvorkommen in den Hochlagen Südostspaniens (zwischen Velez Rubio und Granada) zeigen Einflüsse synsedimentärer Feuchtigkeitswirkung bis zur Sumpflöß-Fazies. Entsprechende Hinweise wurden weder in Südanatolien noch im spanischen Tiefland gefunden, so daß eine Differenzierung in relativ feuchtere und trockenere Deluviallöß-Gebiete vorhanden ist. Zunehmender deluvialer Einfluß darf in dieser Klimazone und südlich davon als Indikator für an sich trockenere Ablagerungsbedingungen gewertet werden. Anzeichen für mehrere zwischengeschaltete Böden sind ebenfalls nur in relativ feuchten Räumen (z. B. nördlich Granada) vorhanden.

5. Gruppe = Südostspanisches Trockengebiet (westlich Murcia), Südtunesien (Bergland von Matmata bis Gabes):

	m NN	rezente Klimadaten: Niederschl. mm/a	Temp. °C/a	Dürremonate	Paläoböden im höheren Würm: Zahl	Typ	Cc-Horizont	Substrat	Molluskenfauna	eiszeitliche Schneegrenze: m NN	Lage darunt	
Ie Kef	600	500	16,2	4	2 (3?)	Kalkbraunerde	+	Deluviallöß	(M)			
Karaman	1100	330	11,4	4 1/2	1	"	+	"				
Velez Rubio	800	500	13,0	4	1	"		Gleyfleckiger-Deluviallöß	M			
Burdur	880	430	12,9	5	1	"		Spülschutt		2300 - 2800	1500 - 1700	nächst Höhengrenze des Lösses
Granada	700	450	15,2	4	2	"	+	Gleyfleckiger Deluviallöß				
Baza	900	500	14,3	3 1/2	2	"		Deluviallöß				
Denizli	450	600	17,5	5	1	"	+	"	M			
Cordoba	250	380	16,5	4 1/2	1	"	+	"				
Tarragona	10	510	15,9	2 1/2	1	Terra fusca-artiger Boden ?	+++	"	M	2100 - 2300	1800 - 2000	vorzugsweise Überlieferung der Molluskenfaunen
Negotino	200	330	11,7	1 1/2	1	" ??		"	(M)			
Hodbina	50	1350	15,2	1 1/2	1	Terra fusca-artiger Boden		Löß	M	(1300)	(1250)	
Adapazari	170	700	14,2	1 1/2	2	Braunlehm	++	Löß				
Kitros	25	550	17,0	3 1/2	2	"	++	"				
Thessaloniki	50	480	15,9	4	2	"	+	Spülschutt		2300-2400	2100 - 2300	Maximum der Pedogenese
Estepona	15	650	18,0	4	2	"	+	Kolluvium				
Xanthi	30	640	15,8	4 1/2	2	"	+	Deluviallöß				
Murcia	50	360	17,9	5 1/2	1?	Kalkbraunerde?		"	(M)	2500-2800	2350 - 2800	nächst Süd-Grenze des Lösses
Matmata	440	240	18,9	7	-	-		"				
Gabes	10	175	19,3	12	-	-		"				

Tab. 2. Fazies und Paläoböden des höheren Würm in Beziehung zu rezenten Klimadaten (Walter & Lieth 1960) und zur eiszeitlichen Schneegrenze (Messerli 1967).

In den Vorkommen entlang der meridionalen Grenze der Lößverbreitung sind Delu-vialerscheinungen in dafür geeigneten Geländepositionen kräftig entwickelt (Abb. 4 u. 5). Im allgemeinen fehlt ein die Löß-Profile unterteilender Boden. Lokale Hinweise darauf westlich Murcia könnten durch Eindeckung mit jüngstem Verlagerungsmaterial vorgetäuscht sein.

Zusammenfassend: Nördlich und östlich der Alpen lassen sich Lößprovinzen sowie deren Unterteilungen mit heutigen Niederschlagsdaten in Beziehung bringen. Solches Vorgehen ist in Gebieten mit Dominanz des Winter-Niederschlags nicht konsequent anwendbar. Hier ist für die Klassifikation der einzelnen Vorkommen in erster Linie deren Lage zur eiszeitlichen Schneegrenze wichtig. Wir gehen deshalb in Tab. 2 von einer Einteilung aus, die auf Angaben über die eiszeitliche Schneegrenze durch MESSERLI (1967) aufbaut. Daraus läßt sich eine relative Höhenstufung grob ableiten und innerhalb derselben eine Unterteilung nach humideren und arideren Bereichen auf der Grundlage der Zahl der

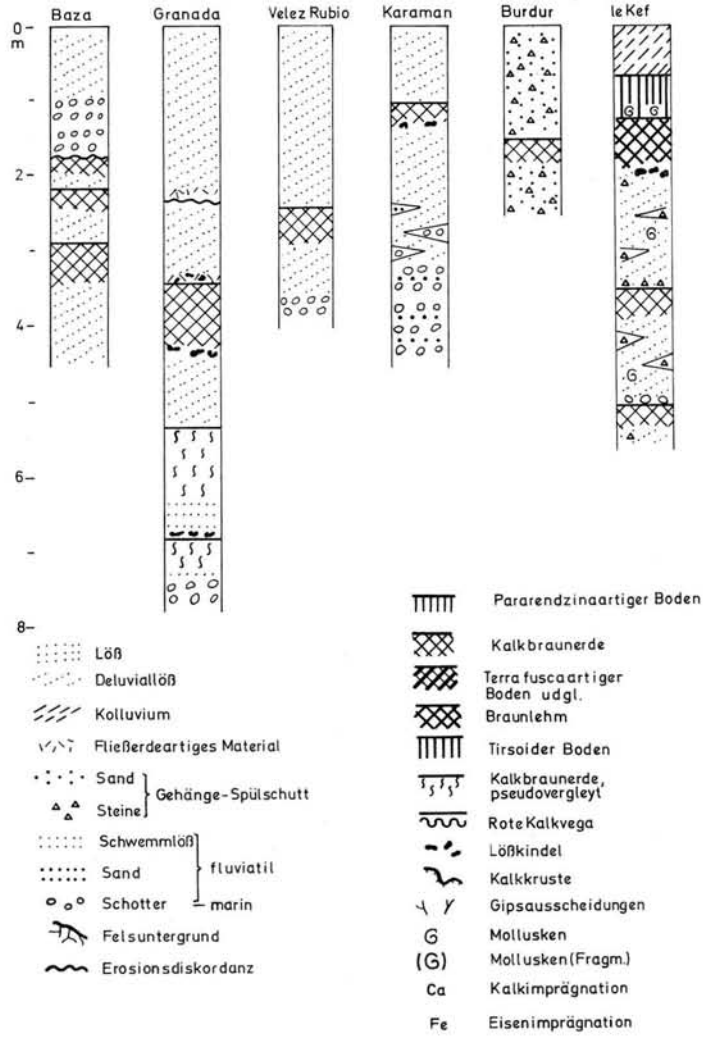


Abb. 7. Profilausbildung in der oberen Stufe mediterraner Lößvorkommen.

rezenten Dürremonate (WALTHER & LIETH 1960) vornehmen. Unterhalb der nivalen Stufe ist dann folgende Gruppierung der letzteiszeitlichen Deckschichten möglich:

A. Frostschutt-Stufe: Relativ sommerfeucht, z. T. Ausblasungsbereich des Löß-Staubes.

B. Darunter folgen Löß-Stufen:

1. Obere Stufe (Abb. 7): Wenigstens in Südostspanien ist der Deluviallöß durch relativ feuchte Merkmale ausgezeichnet. Diese können bis zum Sumpflöß mit periglazialer Molluskenfauna hinführen. Als Böden sind Kalkbraunerden zwischengeschaltet — in trokkeneren Bereichen nur einer, sonst mehrere. Die Pedogenese war gebremst, da Winterruhe herrschte und die kurzen Sommer zu kühl waren für intensivere Bodenbildungen. Auffällig ist immerhin das ausgeprägte Gefügebild dieser Böden, das wie der Kalkumsatz auf Wechselfeuchtigkeit zurückgeht.

2. Mittlere Stufe (Abb. 8): Die Deluvialfazies ist um so deutlicher entwickelt, je trockener das Gebiet bzw. der Profilabschnitt ist. Bemerkenswert ist, daß jeweils nur ein interstadialer Boden gefunden wurde. Er ist im niederschlagsreichen Neretva-Tal als Terra fusca-artiger Boden entwickelt, sonst als Kalkbraunerde. Molluskenfaunen kommen relativ reichlich vor mit auf Steppe bis Waldsteppe zeigenden, meist anspruchslosen Arten.

3. Untere Stufe (Abb. 9): Der Löß ist z. T. durch braunlehmartige Böden, also durch Böden mit erheblicher chemischer Verwitterung gekennzeichnet. Nächst der Löß-Trockenheitsgrenze, wo die Deluvialfazies wiederum das Bild bestimmt, scheinen hingegen normalerweise fossile Böden der letzten Kaltzeit zu fehlen.

Die meisten der in Abb. 7, 8 u. 9 angeführte Lokalitäten sind bei folgenden Gelegenheiten beschrieben und z. T. eingehender erläutert:

Granada: Profil 20 km nördlich Granada — BRUNNACKER & LOŽEK (1969).
Velez Rubio: Profil westlich Velez Rubio — BRUNNACKER & LOŽEK (1969).
Karaman: s. S. 78.
Burdur: s. S. 89.
le Kef: Profil 20 km südlich le Kef — BRUNNACKER (1972).
Neretva-Tal: mehrere Aufschlüsse unterhalb Mostar — BRUNNACKER u. Mitarbeiter (1969).
Negotino: mehrere Aufschlüsse südlich Titov Velez.
Tarragona: Profil Altafulla — BRUNNACKER & LOŽEK (1969).
Cordoba: an der Straße nach Bailén, etwa 20 km von Cordoba entfernt.
Denizli: s. S. 78.
Adapazari: an der Straße nach Bolu.

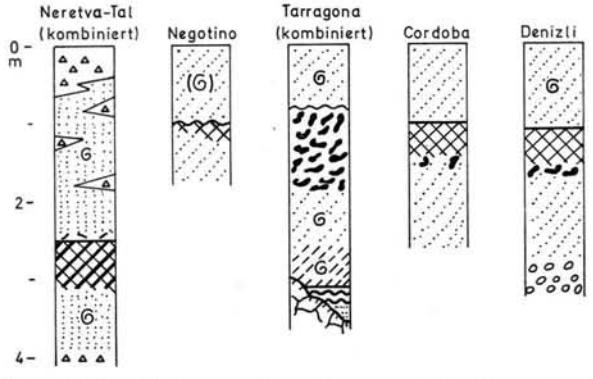


Abb. 8. Profilausbildung in der mittleren Stufe mediterraner Lößvorkommen — Legende in Abb. 7.

Kitros: Brunnacker u. Mitarbeiter (1969).
Estepona: Brunnacker & Ložek (1969).
Murcia: Aufschlüsse an der Straße nach Librilla — Brunnacker & Ložek (1969).
Garrucha: Brunnacker & Ložek (1969).
Matmata: Brunnacker (1973).
Gabes: an der Straße nach Matmata — Brunnacker (1973).

Daraus ergeben sich allgemeine Gesetzmäßigkeiten:

1. Höhenstufen zeigen eine relativ humidere Fazies als angrenzende, orographisch tiefere Bereiche.

2. Zahl und Ausbildung der interstadialen Böden stehen innerhalb der einzelnen Stufen über die Dürremonate in Zusammenhang mit dem heutigen Grad der Aridität bzw. Humidität. In gleicher Weise nimmt die Deluvialfazies gegen trockenere Bereiche hin zu.

3. Die meridionale Grenze des Deluviallösses liegt dort, wo heute weniger als rd. 150 mm Niederschlag/Jahr fallen (Größenordnung!).

5. Zeitliche Gliederung

In den Periglazialprofilen der letzten Eiszeit sind die frühen Interstadiale in Form reliefgebundener Humuszonen überliefert. In der Gruppe der jüngeren Interstadiale ist das des Stillfried B häufiger durch eine schwache Bodenbildung vertreten. In geeigneten Räumen und Geländesituationen können weitere Interstadiale pedogenetisch wirksam werden, wobei an dieser Stelle Detailprobleme ausgeklammert bleiben können (vgl. z. B.

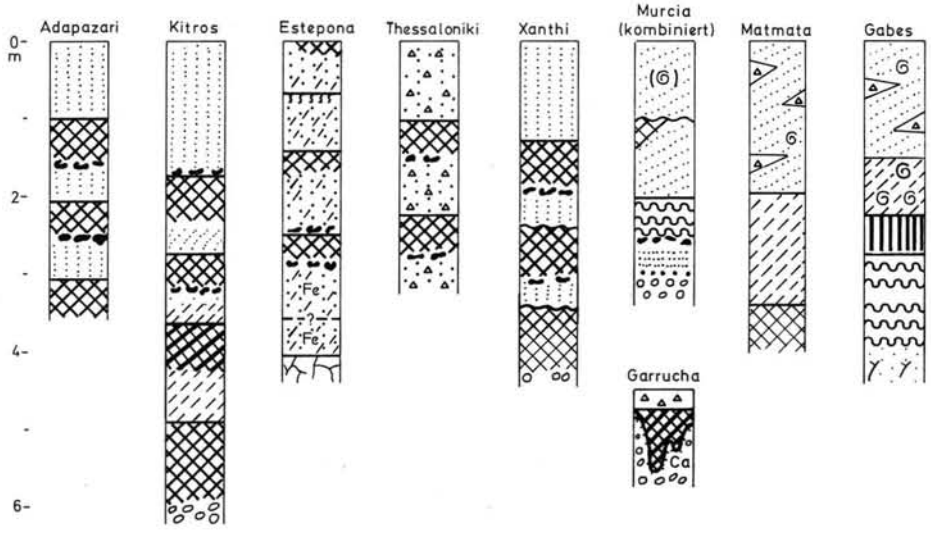


Abb. 9. Profilausbildung in der unteren Stufe mediterraner Lößvorkommen — Legende in Abb. 7.

Rohdenburg & Semmel 1971). Das Spätglazial ist hingegen im allgemeinen über Lößprofile kaum zu fassen, da diese Zeit, wenigstens im westlichen Mitteleuropa, bereits in die Bodenbildung der heutigen Landoberfläche einbezogen ist (Brunnacker 1957 a, 1958).

Die im einstigen periglazialen Raum gewonnenen Vorstellungen lassen sich für die stratigraphische Auswertung der mediterranen Lößprofile heranziehen. Entscheidend ist dabei, das Gesetz von der Korrelation der Fazies vernünftig zu nutzen. Dazu müssen in

relativ eng begrenzten Bereichen möglichst viele Profile in ihrem jeweiligen Verhalten zur Geländesituation wie im geologischen wie geomorphologischen Gesamtverband betrachtet werden. Im Einzelfall kommen dann allerdings recht spezielle Überlegungen hinzu. So ist z. B. die Molluskenfauna im unteren wie im oberen Löß von Hodbina praktisch ident zusammengesetzt. Ein tiefgreifenderer Hiatus dazwischen, z. B. ein Interglazial, hätte sich auf diese besondere Faunenkombination modifizierend auswirken müssen.

Wenigstens im nordmediterranen Bereich sind noch so große Analogien zu Mitteleuropa vorhanden, daß man in der Regel das Äquivalent des Stillfried B in dem den Deluviallöß normalerweise unterteilenden Boden sehen darf. Sind mehrere Böden zwischengeschaltet, fällt allerdings die Entscheidung genauso schwer wie weiter im Norden.

Auf die Analogien zwischen der Höhenstufung des würmeiszeitlichen Profilaufbaues im nordmediterranen Bereich und der regionalen Differenzierung gleichartiger Profile in Mitteleuropa (ohne Berücksichtigung der Frühwürm-Bildungen) wurde aufmerksam gemacht (BRUNNACKER 1969):

Mitteleuropa (regionale Gliederung):		
nördlich der Alpen:	Niederösterreich:	pannonischer Raum:
bis 3 Naßböden	1 brauner Boden	bis 3 Tschernoseme
Nordmediterraner Raum (vertikale Gliederung):		
Lage zur eiszeitlichen Schneegrenze (Gliederung in Höhenstufen)		
relativ nah	relativ fern:	fern (Tiefland):
(nächst Obergrenze der Lößverbreitung):		
bis 2 Kalkbraunerden	1 Kalkbraunerde oder Terra fusca-artiger Boden	bis 3 braunlehmartige Böden

Letztlich liegen damit keine allzu gravierenden Unterschiede zwischen dem periglazialen Löß-Aufbau im Norden und dem extraperiglazialen im Süden vor. Über das Gliederungsprinzip hinausgehende detailliertere Zuordnungen müssen allerdings einigen Besonderheiten Rechnung tragen. So nimmt die Bedeutung und Wertigkeit der Übergänge zwischen Warm- und Kaltzeit sowie rückläufig am Ausgang der Kaltzeit in Richtung auf wärmere Gebiete in Hinblick auf die Pedogenese zu.

6. Klima

Ursprünglich hat man in der nordmediterranen Zone das eiszeitliche Waldland Europas gesehen, d. h. eine Zone mit wohl etwas reduzierten Temperaturen, jedoch soviel Humidität bei einer Verteilung des Niederschlags, die dem sommergrünen Laubwald erlaubt hat, hier gleichsam über die Eiszeiten weg zu überwintern. In dem daraufhin bislang kaum diskutierten südmediterranen Bereich sah man konsequenterweise den Übergang zur pluvialen Zone, die während der Eiszeiten an die Stelle der heute arideren Subtropen getreten sein soll.

Gemäß dem derzeitigen Forschungsstand stellen sich in der nordmediterranen Zone die Verhältnisse für die letzte Eiszeit aufgrund der angeführten Arbeiten und vorgestellten eigenen Befunde anders dar: Vorwiegend offene Landschaft mit Steppen und Waldsteppen zumindest im Tiefland. Ein solches Ergebnis kann entweder mit FARRAND (1971) als Folge weiträumiger klimatischer Auswirkung nordischer Eismassen gedeutet werden oder als normales Glied einer Catena mit gleichbleibender Grundtendenz nach Süden hin.

6.1 Mechanische Verwitterung

Auf Zusammenhänge zwischen Produktion von Schutt und Form der Gehänge wurde eingangs verwiesen, ebenso darauf, daß solcher Schutt auch im mediterranen Raum im wesentlichen kaltklimatischer Natur und damit das Ergebnis kaltzeitlicher Frostverwitterung ist.

Frostwirkungen sind in nördlicheren Breiten der Mittelmeerzone selbst im Tiefland häufiger zu finden im Unterschied zu südlicheren Breiten. Sie werden aus Südwesteuropa erwähnt (z. B. BUTZER 1964 a, WICHE 1964, BRUNNACKER 1971 a). VAUMAS (1964) hat aus dem Vorderen Orient und Cypern entsprechende Funde zusammengestellt und einen Zeitablauf eingefügt. Sie scheinen aber im Osten etwas abgeschwächt zu sein. In südlicheren, heute warm- bis heißarideren Bereichen nimmt hingegen das Material ab, das als fossiler Frostschutt deutbar ist. Hier scheint, wie auch die eingangs geschilderten Geländeformen andeuten, daß einerseits die Produktion kaltzeitlichen Frostschuttes erheblich nachgelassen hat und andererseits ein sehr kräftiger Abtrag durch periodische bis episodische Starkregen für völligen Abtransport gesorgt hat.

Freiland-Schutte sind jedoch grundsätzlich, soweit nicht mittels Böden oder Löß udgl. in einem komplexeren System unterzubringen, bei der Notwendigkeit genauerer Einordnung problematisch zu bewerten. Geeigneter sind Schutte, die nächst dem einstigen Eingang von Höhlen gebildet wurden, zumal sie bisweilen eine gründlichere Untersuchung aus urgeschichtlichem Interesse erfahren haben. Dafür öffnen sich bei derartigen Sedimentpaketen andere Fragen, deren Kenntnis Vorbedingung für eine genetische Interpretation sein sollte (vgl. u. a. BRUNNACKER & STREIT 1967).

Crvena Stijena/Montenegro (BRUNNACKER 1967 b):

In der in rd. 700 m NN gelegenen Höhle ist die Sedimentfolge durchaus mit der Grundgliederung nördlich der Alpen vergleichbar. Der kaltzeitliche Schutt ist etwas kleinstückiger. Ferner tritt im frühglazialen Abschnitt durch Einschwemmung zugeführtes Material hervor. Lößkomponenten sind im Würm durchgängig nachzuweisen.

Jabrud I/Antilibanon (RUST 1950, FARRAND 1970, BRUNNACKER 1970 d):

In den in 1400 m NN gelegenen Schutzdächern tritt der (vorwiegend klein- bis mittelstückige) Schutt im frühen Teil der letzten Kaltzeit gegenüber der Crvena Stijena weiter zurück. Ausgesprochen grober Verbruch mangelt.

Befunde dieser Art zeigen, daß die periglaziale Zone sich nicht in allen Einzelheiten in entsprechenden, südlicheren Höhenstufen widerspiegelt: Der Schutt wird kleinstückiger, Verbruch tritt zurück, das frühe Würm ist durch zunehmend stärkere Verlagerung und relativ geringe Schuttproduktion ausgezeichnet. Löß ist vorhanden.

Noch deutlicher zeigt sich solches Verhalten bei einem Vergleich mit Profilen im Tiefland ab, z. B. Romanelli-Grotte/Süditalien (BLANC 1920, 1928).

Haua Fteah/Cyrenaika (MCBOURNEY 1967):

Die Sedimente in dieser der Romanelli-Grotte vergleichbaren Höhle sind ebenfalls im tieferen Teil feinkörniger als im höheren. Klimatisch deutbarer Verbruch fehlt, ebenso Sinterlagen. Jedoch sind im tieferen Teil sekundäre Kalkverkittungen vorhanden. Insgesamt ist gegenüber der Romanelli-Grotte eine etwas trockenere Abfolge erfaßt.

Im mediterranen Raum fällt damit die Hauptproduktion des hier allgemein kleinstückigeren Schuttes in das höhere Würm. Indizien auf feuchte Bedingungen sind hingegen zumeist im tieferen Teil der Profile zu finden. Im Unterschied zu den Verhältnissen im Freiland (Deluviallöß = Hinweis auf trockene Bedingungen) gehören dazu auch Verspülungen. Der Umbruch scheint im allgemeinen mit der Wende zum Jungpaläolithikum zu-

sammenzufallen. Die Profile weisen damit auf feuchtere Bedingungen in den Anfangszeiten des Würms, später auf kalte, relativ trockene Verhältnisse. Die fossile Frostwirkung ist dabei selbst in Gebieten mit heute um 20° C mittlerer Jahres- und um 13° C mittlerer Januartemperatur besonders im kältesten Abschnitt, dem Hochglazial, noch andeutungsweise zu finden.

6.2 Chemische Verwitterung

Relativ einfach ist eine indirekte Klassifikation für den Grad der chemischen Verwitterung bei interstadialen Böden:

humidere Bedingungen: völlige Entkalkung des Solums =		aridere Bedingungen: Entkalkung schwach =	mangelnd =
ohne Cc-Horizont	mit Cc-Horizont	mit schwachem Cc-Horizont	ohne Cc-Horizont
Terra fusca-artiger Boden braunlehmartiger Boden	Cc-Horizont bei Tarragona	Kalkbraunerde	Kalkbraunerde

Für das letzte Interglazial können den heutigen Verhältnissen im Prinzip entsprechende Bedingungen dann unterstellt werden, wenn der anthropogene Einfluß auf den derzeitigen Zustand richtig und in voller Tragweite erfaßt ist. Ferner ist zu bedenken, daß die Pedogenese gegen aridere Zonen hin immer an Intensität verliert.

Weiter ist zu berücksichtigen, daß gegen wärmere Zonen die Pedogenese in den Übergangszeiten auf Kosten der Zeiten mit Materialverlagerungen länger anhalten bzw. früher einsetzen kann. Dafür spricht z. B. der Boden auf der letztinterglazialen Strandterrasse bei Garrucha sowie ein als Terra rossa angesprochener Boden in ebensolcher Position in Marokko (MENSCHING 1960). Entsprechende Befunde bieten sich über eine rote Kalkvega bei Murcia und ähnliche Bedingungen bei Tarragona sowie den „Boden i" in Kitros an. Aus der Sicht der Pedogenese könnte dazu gesagt werden: Die Bodenbildung des letzten Interglazials hielt in warmen, an sich relativ trockenen Bereichen nicht nur bis in den Anfang der nachfolgenden Kaltzeit hinein an, sondern war in dieser Zeit hinsichtlich ihrer Intensität sogar noch verstärkt (weil kühler, etwas niederschlagsreicher (?), insgesamt aber humider). Auch der rötliche Basisboden von Gabes gehört gemäß geologischer und geomorphologischer Situation in die gleiche frühglaziale Zeitposition. Darüber hinaus läßt sich an dieser Lokalität eine weitere Entwicklungsphase durch den überdeckenden tirsoiden Boden (einschließlich dessen Materialzuführung) fassen. Ob nun dieser Boden wirklich zeitgleich ist mit einer der mitteleuropäischen initialen Humuszonen (etwa der oberen), ist vorerst ungewiß. Er ist keinesfalls älter. Außerdem schließt sich die Molluskenfauna im hangenden Umlagerungsmaterial noch an die vorangegangenen Warmzeit-Bedingungen an.

Werden die Vorstellungen von ROHDENBURG & SABELBERG (1969 a) konsequent übernommen, dann weisen die mächtigen vorzeitlichen Kalkkrusten zwischen Gabes und Medenine nächst der Halbwüste erst recht auf eine solche zeitlich-räumliche Verschiebung der Bildungsintensität der Böden; denn hier liegen endgültig, heute wie in den jüngeren Warmzeiten des Quartärs, allzu aride Bedingungen für die Entstehung entkalkter Böden, also für solche mit intensiverer chemischer Verwitterung, vor.

Für die Übergangszeit zur Gegenwart, etwa das jüngere Spätglazial, muß damit gerechnet werden, daß gewisse pedogenetische Ansätze generell mit dem Ende der Verlagerungen eingesetzt haben. Wie diese im Periglazialraum beschaffen waren, steht noch immer zur Diskussion. Daß aber im südlichen Teil der mediterranen Zone relativ kräftige Böden

im Ausgang der letzten Kaltzeit entstanden sind, deuten das Profil von le Kef und wohl auch das von Estepona sowie entsprechende Befunde aus der Umgebung von Korinth an. Diese Böden sind mit denen des Überganges zur letzten Kaltzeit vergleichbar. Ein roter Boden aus Flugsand in Marokko könnte ebenfalls in diese Zeitstellung einzuordnen sein (nach BEAUDET, MAURER & RUELLAN 1967). Entsprechende Beobachtungen liegen jetzt auch aus Israel vor.

Befunde solcher Art deuten darauf, daß gegen warmaridere Räume hin nicht nur eine Ausweitung, sondern schließlich sogar eine Lösung intensiverer Bodenbildung aus den Interglazialen heraus in die Übergangszeiten hinein erfolgt ist. Für die Kalkbraunerde als weiteres, trockeneres Glied in einer Catena gegen aridere Gebiete gilt dies in gleicher

Zeitliche Aufgliederung		Nördlich der Alpen	Mediterran, bes. Nord (relativ feucht)	Mediterran, bes. Süd (relativ trocken)
	Postglazial	Parabraunerde	Bodenverheerung tirsoider Boden	?
	j. Spätglazial	Beginn Pedogenese (z.T.)	Braunlehm	(relativ hohe Seespiegel)
	ält. Spätglazial	Löß	Deluviallöß	Deluviallöß ? Verspülung?
	Hochglazial	Stillfried B - Interstadial	Braunlehm ? Kalkbraunerde?	?
		Löß	Löß	Deluviallöß
	Frühglazial	"FWc"- Interstadial (z.T.)	Braunlehm (z.T.)	Verspülung
		Löß (z.T.) Solifluktion	Löß	
		Verspülung	Verspülung	
		Humuszonen	Braunlehm	tirsoider Boden Kalkbraunerde (hohe Seespiegel)
	R / W - Interglazial	Parabraunerde	Braunlehm?	?

Tab. 3. Großräumige fazielle Differenzierung des Jungquartärs (bezogen auf Bereiche außerhalb der Gebirge).

Weise. Ähnliche Gedanken zu einer räumlich-zeitlichen Phasenverschiebung hat jüngst ANDRES (1972) geäußert. Insgesamt zeigen sich damit trotz aller Problematik bei den Einzelheiten an der Trockengrenze des mediterranen Lösses zwei feuchtere, pedogenetisch wirksame Zeiten an, die durch trockenere Abschnitte, nämlich die Interglazial- und die eigentliche Glazialzeit, getrennt sind (Tab. 3). Untergeordnet fügen sich in dieses schematische Bild die Interstadiale im Würm so ein, daß auch hier ein Wandel von braunlehmartigen Böden zur Kalkbraunerde gegen trockenere Räume vorhanden ist. Schließlich fallen auch diese aus, was darauf hinzeigt, daß die Interstadiale in warmen Klimaten bedeutungslos wurden.

6.3 Seebildungen

Ein gewichtiger Hinweis auf eiszeitlich-pluviale Verhältnisse scheinen hohe Seespiegel in geschlossenen Reliefdepressionen heute arider Gebiete zu sein. Dennoch müssen

z. B. die eiszeitlichen Seen Anatoliens durchaus kein Maß für Pluvialklima sein (Louis 1938); denn zumindest am Burdur Gölu haben sich nach dessen Hochstand noch kaltzeitliche, durch eine Kalkbraunerde unterteilte Spülschutte den Gehängen aufgelegt, wie das folgende Profil zeigt, das unter dem Niveau des einstigen Seehochstandes liegt.

Gehängespülschutt-Profil Burdur:

Burdur Gölu, 880 m NN, mäßig gegen den See abfallender Hang, östlich der Straße Burdur—Dinar, etwa 10 km von Burdur entfernt

Tiefe in cm

0—150 hellgrauer, feinsandiger, lehmiger Schutt, kalkhaltig, im Hanggefälle schwach geschichtet

— — — —

—180 brauner, schwach steiniger, lehmiger Feinsand, kalkhaltig, prismatisch-brockig (= Kalkbraunerde)

—250 braungrauer, feinsandiger Schutt, kalkhaltig, im Hanggefälle schwach geschichtet.

Daß im älteren Quartär prinzipiell gleichartige Abläufe in der See-Entwicklung am Beginn der Kaltzeiten vorhanden waren, zeigt das beschriebene Profil von Guadix.

Daneben werden auch späte Hochstände von Seen genannt, so des Tschad gegen Ende der letzten Kaltzeit. Ganz besonderes Interesse aber dürfen dabei die Ergebnisse von Huckriede & Wiesemann (1968) über die jungpleistozäne Entwicklung der El Jafr-Depression in Jordanien beanspruchen. Insgesamt sind analog den Steigerungsphasen der Pedogenese höhere Seestände am Anfang und auch gegen Ende der letzten Kaltzeit vorhanden.

6.4 Säugetiere

Ob das Vorherrschen der Caprinen in der Haua Fteah (McBourney 1967) neben kühlen tatsächlich auch feuchtere Bedingungen anzeigt, sollte überprüft werden. Eher scheinen die größeren Boviden, die hier im frühen Würm und gegen Ende des Würm gehäuft als Jagdbeute vorkommen, für eine feuchtere Umwelt zu sprechen, wenn die derzeitigen Lebensbedingungen zur Grundlage genommen werden.

Auch in der Crvena Stijena (Malez 1966/67) sind Arten des Hochgebirges, des Waldes und der Steppe vertreten. Unter Berücksichtigung der Auswahl durch Jagd zeigt sich ein Faunenbild, das mit den Befunden über das Neretva-Tal übereinstimmt.

An die Befunde in der Romanelli-Grotte schließen Beobachtungen von Schneider (1968) an, wonach im Pinios-Tal in Nordgriechenland eine anthropogene Knochenbank mit warmen Großsäugern, aber auch der Saiga-Antilope, von einer fluviatilen Aufschotterung überdeckt wird, welche in das höhere Würm überleiten könnte. Eine ähnliche Stelle wurde bei Gabes durch Coque (1962) beschrieben.

Nach Tchernov (1968) zeigt die Nagerfauna in Israel seit Beginn des Würm einen zunehmenden Austrocknungsprozeß an, ohne daß sich Hinweise auf feucht-kühle (stadiale) und wärmer-trockene (interstadiale) Abschnitte ergeben hätten.

6.5 Ergebnis

Für die nordmediterrane Zone lassen sich die entwickelten Vorstellungen über die letzte Kaltzeit wie folgt zusammenfassen:

1. Die Nord-Grenze der mediterranen Zone lag größenordnungsmäßig dort, wo sie auch heute liegt (Löß-Fazies).

2. Humidere und aridere Gebiete während des Würm stehen in Beziehung zur Zahl der rezenten Dürremonate (Löß-Fazies, Zahl und Ausbildung der Interstadial-Böden, Gehänge-Morphologie und Schuttfazies).

3. Die Temperaturdepression war erheblich und entsprach wenigstens bis auf Höhe von Neretva-Tal und Tarragona etwa der Mitteleuropas, d. h. sie lag um 10 bis 12° C im Jahresmittel niedriger, wobei der Klimatyp etwas kontinentaler getönt war. Die Refugien im Neretva-Tal geben Hinweise auf maximal mögliche sommerliche Tiefstwerte (Molluskenfauna). Das Jahresmittel der Temperatur liegt hier bei 16° C, das Mittel des wärmsten Monats bei 26° C und das des kältesten Monats bei 10° C.

4. Insgesamt war das Klima relativ trocken (Löß, Molluskenfauna, Pollenanalyse).

5. Die Klimaentwicklung der letzten Kaltzeit verlief analog zu der Mitteleuropas — jedoch in südlichere Breiten transponiert, mit Vorherrschen des Winter-Niederschlags — von relativ feuchter nach trockener. Interstadiale als zusätzlich feuchtere bzw. wechselfeuchtere Zwischenschaltungen zeigen sich über Paläoböden an. Für deren Zahl und Ausprägung sind neben dem Relief udgl. regional-klimatisch bedingte Schwellenwerte wirksam.

Die angeführten Klimaindikatoren deuten im Würm für die südmediterrane Zone an:

1. Der Trend von relativ feuchten Bedingungen bei Beginn des Würm zu trockenen Verhältnissen im Hochglazial ist noch faßbar (Kalkumsatz, Großsäuger, Kleinsäuger).

2. Deutlich humidere Phasen sind zudem am Beginn und gegen Ende der Kaltzeit vorhanden (Paläoböden, Seespiegelschwankungen).

3. Auch im Tiefland erweist sich zumeist das höhere Würm als relativ kalt (Frostschutt in Höhlen).

7. Die eiszeitlich-mediterrane Zone als Glied einer globalen Catena

An die periglaziale Zone der letzten Kaltzeit schließt sich die mediterrane Zone nahtlos an. Auf den relativ wärmeren nordmediterranen Bereich lassen sich die Befunde des periglazialen Raumes dann gut übertragen, wenn Winterregen-Klima berücksichtigt und eine allgemeine Temperaturdepression unterstellt wird. Die trockenere südmediterrane Zone fügt sich wiederum zwanglos an die nordmediterrane, wenn zunehmend unregelmäßigere Niederschlagsverteilung einbezogen wird. Allerdings öffnen sich jetzt bei einem direkten Vergleich mit der periglazialen Zone erhebliche Lücken. Insbesondere wird die Aufwertung humiderer Phasen bei Anfang und Ausgang der Kaltzeit deutlich. Aber vielleicht waren diese Feuchtabschnitte, in absolute Werte umgerechnet, gar nicht so gravierend, wie sie sich über Paläoböden und Seespiegel anzeigen. Der dazwischen gelegene, an sich trockene Hauptteil der Kaltzeit war in einen tieferen, relativ noch etwas feuchteren und einen höheren, relativ trockeneren und wohl auch weniger warmen Unterabschnitt gegliedert.

Die Temperaturdepression der letzten Kaltzeit war im gesamten mediterranen Raum voll wirksam. Untergeordnet war eine räumliche und zeitliche Aufgliederung in humidere und aridere Bereiche. Diese Grundvorstellung ist in Tab. 3 und in Abb. 10 schematisch dargestellt. Ausgegangen wird dabei von einer früher entwickelten Gliederung (Brunnacker 1957 a), ergänzt durch Einbeziehung der Humuszonen des ältesten Würm (Brunnacker 1958) und der Befunde über eine sich in Mitteleuropa im jüngeren Spätglazial abzeichnende Vallonienphase (Ložek & Thoste 1972), die deshalb so interessant ist, weil sie gegenüber dem Hochglazial nicht nur ein etwas wärmeres, sondern auch ein feuchteres Klima etwa ab Bölling anzeigt. Damit wird ebenfalls für das Spätglazial der Konnex zwischen Mitteleuropa und arideren Gebieten im Süden enger.

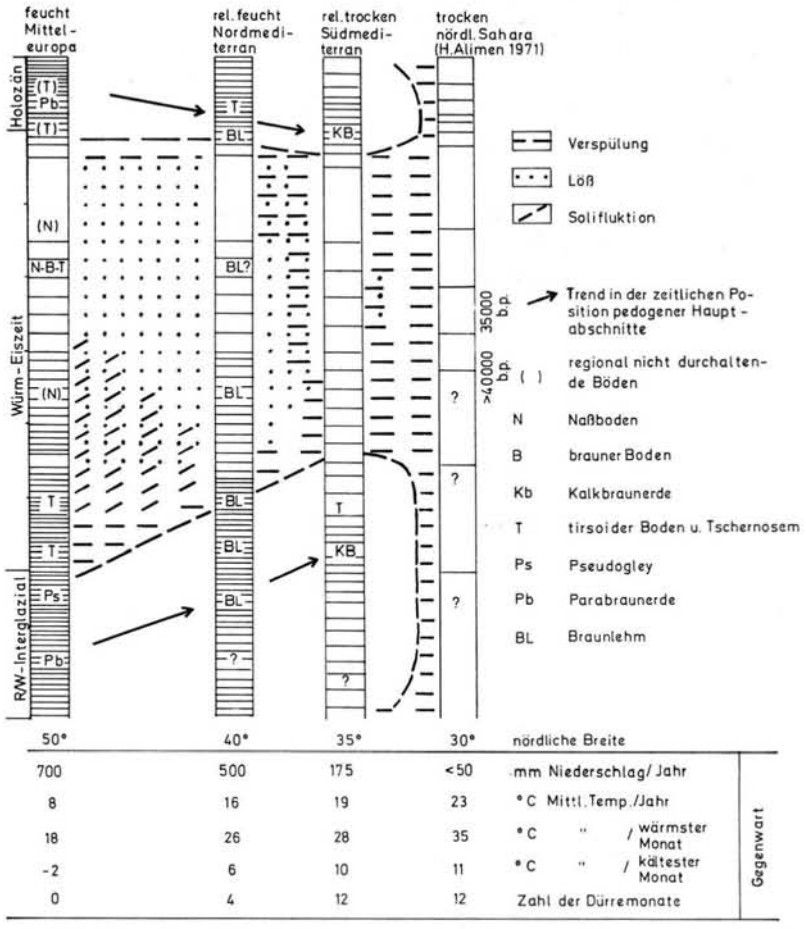


Abb. 10. Fazieller Wandel zwischen Mitteleuropa und mediterranem Raum sowie nördlicher Sahara (letzterer nach Angaben von ALIMEN 1971) während des jüngeren Quartärs in schematischer Darstellung (ohne Berücksichtigung interstadialer Klimaschwankungen).

Weitere Parallelen zu Mitteleuropa sind im mediterranen Bereich genug vorhanden. Insbesondere erfährt die ursprüngliche Grenzziehung zwischen Früh- und Hochglazial (= Ende FWc-Interstadial in Tab. 3 — BRUNNACKER 1957) eine Aufwertung. Hier etwa liegt die Wende Mittel-/Jungpaläolithikum (MÜLLER-BECK 1969, NARR 1959) und im mediterranen Raum wohl der markante physiogeographische Umschlag innerhalb des Würm.

Damit kann man sich freilich nicht auf den Standpunkt stellen, eine Lösung der angeschnittenen Fragen erreicht zu haben. Lag z. B. das eiszeitliche Waldland Europas in einer Art Höhenstufe, die etwa vom Neretva-Tal aus gegen Süden angestiegen ist? Oder waren nur kleine Waldinseln als Refugien nach Art des Neretva-Tales entlang dem Nordsaum der mediterranen Zone vorhanden? Wenngleich die vorgelegten Befunde dazu einiges anzubieten vermögen, so läßt sich der im Hintergrund stehende Gedanke nicht eindeutig beweisen. Danach hätte sich die Waldstufe gegen Süden ansteigend allmählich verloren, so daß schließlich Tiefland-Steppen und Wüsten direkt an die Gebirgssteppen bzw. -tundren angegrenzt hätten.

Hinweise auf ein „Pluvialklima" in heute ariden Gebieten lassen sich durch Temperaturdepression erklären. Durch sie wurde in Bergländern die relativ humidere Höhenstufe herabgedrückt (z. B. Südostspanien), was mit entsprechender Arealausweitung verknüpft war. Pluvialerzeugnisse sind z. B. davon ausgehende Schuttfächer (vgl. BRUNNACKER 1971 a).

Ein anderer Fragenkreis eröffnet sich im Zusammenhang mit der Lage der meridionalen Löß-Grenze. Sie liegt dort, wo heute etwa 150 bis 200 mm Niederschlag/Jahr fallen. Sie erweist sich als Trockenheitsgrenze im Unterschied zur nördlichen Grenze in Mitteleuropa, die man als thermisch interpretieren kann. Diese Nordgrenze des Lösses schiebt sich im beginnenden Spätglazial in Bereiche vor, die bis dahin der Deflation ausgesetzt waren. Wenn nun der höhere Teil des Würm auch in der südlichen mediterranen Zone besonders trocken war, dann sollte sich die Lößgrenze hier gegenüber der frühglazialen Lage zurückgezogen haben. Jedoch ist es schwierig, dafür brauchbare Belege anzuführen, wenngleich in den Vorkommen an dieser Grenze der Mangel an unterteilenden Böden damit irgendwie in Zusammenhang stehen könnte.

Zugleich zeigt sich, daß die interessanten Probleme im Grenzsaum zu den heute ariden Subtropen auftauchen. Es fragt sich z. B., wie das Klima unmittelbar südlich der Lößgrenze beschaffen war, wenngleich grundsätzlich hier, bezogen auf die Vegetation, relativ noch ungünstigere, letzlich also sehr trockene Bedingungen vorgelegen haben sollten (vgl. z. B. BÖTTCHER u. Mitarb. 1972, MESSERLI 1972). Überdies öffnet sich eine zusätzliche Kenntnislücke; denn bislang ist hier über die frühen Abschnitte des Würm in auffallendem Unterschied zum späten Würm und zum Holozän kaum etwas bekannt geworden. Die Ursache dafür muß letztlich in Auswirkungen des Klimaablaufes gesehen werden.

Bezeichnenderweise werden aus einem ariden Gebiet südlich des Atlas-Gebirges am Qued-Saoura (südl. Colomb Bechar) mit heute weniger als 50 mm Jahresniederschlag durchaus vergleichbare neuere Befunde gebracht, die durch ALIMEN (1971) zusammengestellt wurden (Abb. 10). Gegenüber dem von uns entwickelten zeitlichen Ablauf, der allerdings vorerst nicht auf absolute Datierungen zurückgreifen kann, deutet sich eine gewisse zeitliche Verschiebung nach oben an. Deren Ursache muß vorerst offen bleiben. Datierungsschwierigkeiten können im Spiel sein, genausogut Differenzierungen im zeitlichen Ablauf, die zu einer Entwicklung überleiten, die an sich schon durch den Klimagang jenseits der Trockenzone gesteuert ist (vgl. FAIRBRIDGE 1965). So kann an die tirsoiden, anscheinend ebenfalls altholozänen Böden in der Danakil-Wüste erinnert werden (SEMMEL 1971), sowie an Hochstände ostafrikanischer Seen im Frühholozän (BUTZER 1972, vgl. auch HUCKRIEDE 1972).

Möglicherweise ist eine weitere zwanglose Verknüpfung mit ebenfalls arideren Gebieten vorhanden; denn BUTZER (1964) erfaßt z. B. in der Kurkur Oase eine Abfolge zwischen vollarid und semiarid, in der Kalktuffe durchaus am Anfang und Ende des Würm als Zeugnis relativ humider Phasen betrachtet werden könnten.

Die Vorstellung einer Landschaft mit sehr weitgehend offener Vegetation vom nördlichen Vereisungszentrum über die Südgrenze des subtropischen Trockenraumes hinaus noch in den Bereich der Tropen hinein (ROHDENBURG 1969) und vom Madeira-Archipel (LIETZ & SCHWARZBACH 1971) bis in den Orient zwingt zum Umdenken in vielen Einzelfragen. Sie zeigt aber auch, daß selbst in der so gut bekannten letzten Eiszeit genug Probleme verborgen liegen.

Schrifttum

ALIMEN, H.: Variations climatiques dans les Zones désertiques de l'Afrique nord-équatoriale durant les quarante derniers Millenaires. — 7. Congr. panafricain de Préhist. et d'Études du Quaternaires, 25 S., Addis Abeba 1971.

ALTEMÜLLER, H.-J.: Mikromorphologische Untersuchungen an einigen Gipskeuperböden im Raum Iphofen. — Bayer. Ldw. Jb. **37**, Sonderh. 4, 70—85, München - Bonn - Wien 1960.

Andres, W.: Beobachtungen zur jungquartären Formungsdynamik am Südrand des Anti-Atlas (Marokko). — Z. Geomorph., N. F. Suppl. Bd. **14**, 66—80, Berlin - Stuttgart 1972.

Beaudet, G., Maurer, G. & Ruellan, A.: Le Quaternaire Marocain, Observations et Hypothèses nouvelles. — Revue Géogr. physique et Géol. dynamique **9**, 269—310, Paris 1967.

Beug, H.-J.: Probleme der Vegetationsgeschichte in Mitteleuropa. — Ber. deutsch. botan. Ges. **80**, 682—689, Berlin 1967.

Blanc, G. A.: Grotta Romanelli. — I u. II, Arch. Antrop. Etnol. **50** u. **58**, Firenze 1920 u. 1928.

Böttcher, U., Ergenzinger, P.-J., Jäckel, S. H. & Kaiser, Kh.: Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. — Z. Geomorph., N. F. **16**, 182—234, Berlin - Stuttgart 1972.

Boulaine, J. L. G.: Étude des sols des plaines du Chélif. — Thèses Univ. d'Alger, 1957, Nr. 1, Alger 1957.

Bronger, A.: Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile und ihre paläoklimatische Auswertung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 122—144, Öhringen 1970.

— : Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lößböden in Jugoslawien. — Paleopedology - Origin, Nature and Dating of Paleosols, 271—281, Jerusalem 1971.

Brunnacker, K.: Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken). — Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. — Germania **34**, 3—11, Berlin 1956 (a).

— : Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, Öhringen 1956 (b).

— : Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geol. Bavarica **37**, München 1957 (a).

— : Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. — Eiszeitalter u. Gegenwart **8**, 107—115, Öhringen 1957 (b).

— : Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb. **76**, 129—150, Hannover 1958.

— : Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — Geol. Bavarica **43**, 74—150, München 1960.

— : Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotienschotter südwestlich von Moosburg. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1966**, 214—222, Stuttgart 1966.

— : Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **13**, 55—63, Köln 1967 (a).

— : Die Sedimente der Crvena Stijena. — Glasnik, **21/22**, 31—65, Sarajevo 1967 (b).

— : Affleurements de Loess dans les Régions nordméditerranéennes. — Revue Géogr. physique et Géol. dynamique **9**, 325—334, Paris 1969.

— : Zur Geologie der Fundstelle von Gönnersdorf. — Germania **47**, 39—47, Berlin 1970 (a).

— : Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. — Geol. Bavarica **63**, 195—206, München 1970 (b).

— : Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? — Bemerkungen auf Grund einer Arbeit von K. Metzger. — Z. Geomorph., N. F. **14**, 354—360, Berlin - Stuttgart 1970 (c).

— : Die Sedimente des Schutzdaches I von Jabrud (Syrien). — Fundamenta A **2**, 189—198, Köln - Wien 1970 (d).

— : Beobachtungen über Strandterrassen und Berg-Flußflächen in Südost-Spanien. — Kölner geogr. Arb., Sonderbd., 280—286, Wiesbaden 1971 (a).

— : Geologisch-pedologische Untersuchungen in Lepenski Vir am Eisernen Tor. — Fundamenta, A **3**, 20—34, Köln - Wien 1971 (b).

— : Einiges über Löß-Vorkommen in Tunesien. — Eiszeitalter u. Gegenwart *23/24*, 89—99, Öhringen 1973.

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.

Brunnacker, K. & Basler, Dj.: (Die Stellung des nordbosnischen Paläolithikums im würmeiszeitlichen Landschaftsraum Jugoslawiens). — Članci i grada za kulurnu istoriju Istočne Bosne **7**, 5—20, Tuzla 1967 (serbokroatisch).

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 Südostspanien. — Z. Geomorph., N. F. **13**, 297—316, Berlin - Stuttgart 1969.

Brunnacker, K. & Streit, R.: Neuere Gesichtspunkte zur Untersuchung von Höhlensedimenten. — Jb. Karst- u. Höhlenkd. **7**, 29—44, München 1967.

Büdel, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. — Eiszeitalter u. Gegenwart **1**, 16—26, Öhringen 1951.

BUTZER, K. W.: Pleistocene cold-climate phenomena of the Island of Mallorca. — Z. Geomorph., N. F. **8**, 7—31, Berlin 1964 (a).

— : Pleistocene palaeoclimats of the Kurkur Oasis, Egypt. — The Canadian Geographer **8**, 125—140, 1964 (b).

BUTZER, K. W., ISAAC, G. L., RICHARDSON, J. L. & WASHBURN-KAMAU, C.: Radiocarbon Dating of East African Lake Levels. — Science **125**, 1069—1076, 1972.

CONEA, A.: Guidebook to Excursions of the INQUA Loess Symposium in Romania. — S. R. Romania - Geological Institute - Guidebooks to Excursions, Nr. 10, Bukarest 1972.

COQUE, R.: La Tunisie présaharienne. — Paris 1962.

ERHARD, H.: Le témoignage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie. — Geol. Rdsch. **54**, 15—23, Stuttgart 1965.

FAIRBRIDGE, Rh. W.: Eiszeitklima in Nordafrika. — Geol. Rdsch. **54**, 399—414, Stuttgart 1965.

FARRAND, W. R.: Geology, Climate and Chronology of Jabrud Rockshelter I. — Fundamenta A **2**, 212—223, Köln - Wien 1970.

— : Late quaternary Paleoclimates of the eastern mediterranean Areas. — In: K. K. TUREKIAN: The late cenozoic glacial Ages, 529—564, New Haven - London 1971.

FINCK, A.: Tropische Böden. — Hamburg - Berlin 1963.

FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 49—77, Öhringen 1956.

FIRBAS, F.: Die glazialen Refugien der europäischen Gehölze (ohne Osteuropa). — Rep. 6 Intern. Congr. Quatern., Warsaw 1961, **2**, 375—382, Lodz 1964.

FRÄNZLE, O.: Die pleistozäne Klima- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Po-Ebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen. — Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. Math.-Naturwiss. Kl., 1965, **8**, Wiesbaden 1965.

FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — Braunschweig 1967.

GRAHMANN, R.: Der Löß in Europa. — Mitt. Ges. Erdkde. Leipzig **51**, 5—24, Leipzig 1932.

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.

HUCKRIEDE, R.: Ein ^{14}C-Wert für den Pluvial-Kalk von Sodiri, Kordofan, Republik Sudan. — Geologica et Palaeontologica **6**, 173—175, Marburg 1972.

HUCKRIEDE, R. & WIESEMANN, G.: Der jungpleistozäne Pluvial-See von El Jafr und weitere Daten zum Quartär Jordaniens. — Geologica et Palaeontologica **2**, 73—95, Marburg 1968.

HAMMEN, T. v. d., WIJMSTRA, T. A. & ZAGWIJN, W. H.: The floral Record of the late Cenozoic of Europe. — In: K. K. TUREKIAN: The late cenozoic glacial Ages, 391—424, New Haven - London 1971.

KAISER, Kh.: Das Klima Europas im quartären Eiszeitalter. — Fundamenta B **2**, 1—27, Köln - Graz 1967.

KLINGE, H.: Zur Frage der zeitlichen Einordnung rezenter und vorzeitlicher Kalksteinböden der iberischen Halbinsel. — Transact. 6, Int. Congr. Soil Science, E, S. 31—35, Paris 1956.

KUKLA, J.: Quaternary sedimentation cycle. — Prace Inst. Geol. **34**, 145—154, Warzawa 1961.

LIEBEROTH, I.: Die jungpleistozänen Lösse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. — Petermanns Geogr. Mitt. **1962**, 188—198, Gotha 1962.

LIETZ, J. & SCHWARZBACH, M.: Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **22**, 89—109, Öhringen 1971.

LOUIS, H.: Eiszeitliche Seen in Anatolien. — Z. Ges. Erdkde. Berlin **1938**, 267—285, Berlin 1938.

LOŽEK, V.: Die Weichtierfunde von Lepenski Vir. — Fundamenta A **3**, 35—39, Köln - Wien 1971.

LOŽEK, V. & THOSTE, V.: Eine spätglaziale Molluskenfauna. — Decheniana **125**, 55—61, Bonn 1972.

MALEZ, M.: Gornjopleistocenska Fauna Crvena Stijena. — Glasnik **21/22**, 67—80, Sarajevo 1966/67.

MCBOURNEY, C. B. M.: The Haua Fteah (Cyrenaica) and the Stone Age of the Southeast Mediterranean. — Cambridge 1967.

MENSCHING, H.: Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Marokko. — Z. Geomorph. N. F. **4**, 159—170, Berlin 1960.

MESSERLI, B.: Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. — Geogr. Helvetica, **1967**, 105—228, Bern 1967.

— : Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. — Hochgebirgsforschung, H. 2, 23—86, Innsbruck - München 1972.

MÜLLER-BECK, Hj.: Die Stratigraphie des süddeutschen Jungpleistozäns. — Jschr. mitteldt. Vorgeschichte **53**, 83—102, Halle 1969.

NARR, K. J.: C^{14}-Daten und die Gliederung des Jungpleistozäns. — Forsch. u. Fortschr. **35**, 147—151, Berlin 1959.

RANGE, P.: Das Diluvium Palästinas. — Die Eiszeit **2**, 116—118, Leipzig 1925.

RATHJENS, C.: Löß in Tripolitanien. — Z. Ges. Erdkde. **1928**, 211—228, Berlin 1928.

RAVIKOVITSCH, S.: The aeolian soils of the northern Negev. — Desert Research, Spec. publ. **2**, 1—30, Jerusalem 1953.

ROHDENBURG, H.: Hangsedimentation und Klimawandel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. — Gießener Geogr. Schr. **20**, 57—152, Gießen 1969.

— : Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 81—96, Öhringen 1970.

ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.: „Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert — Neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — Göttinger Bodenkundl. Ber. **7**, 3—26, Göttingen 1969 (a).

— : Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mediterrangebietes. — Göttinger Bodenkundl. Ber. **7**, 27—47, Göttingen 1969 (b).

ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **99**, 246—252, Wiesbaden 1971.

RUST, A.: Die Höhlenfunde von Jabrud (Syrien). — Neumünster 1950.

SCHEIDIG, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. — Dresden u. Leipzig 1934.

SCHMIDT-LORENZ, R.: Böden der Tropen und Subtropen. — Handb. d. Landw. u. Ernährung in den Entwicklungsländern **2**, 44—80, Stuttgart 1971.

SCHNEIDER, H. E.: Zur quartärgeologischen Entwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland). — Beitr. ur- u. frügesch. Archäol. des Mittelmeer-Kulturraumes **6**, Bonn 1968.

SCHOLZ, H.: Calcretes and their Formation — a Survey based on Observations in South-West-Africa. — Pedologie **21**, 170—180, Ghent 1971.

SCHWEGLER, E.: Bemerkungen zum Vorkommen von Löß im libyschen und tunesischen Gebiet. — N. Jb. Min. etc., Mh. Abt. B, **1944**, 10—17, Stuttgart 1944.

SCHWERTMANN, U.: Die Bildung von Eisenoxidmineralien. — Fortschr. Miner. **46**, 274—285, Stuttgart 1969.

SEMMEL, A.: Zur jungquartären Klima- und Reliefentwicklung in der Danakilwüste (Äthiopien) und ihren westlichen Randgebieten. — Erdkunde **25**, 199—209, Bonn 1971.

SERVANT, M., SERVANT, S., DELIBRIAS, G. & FAURE, H.: Les formations lacustres des basses régions du Tschad au Quaternaire supérieur et récent. — VIII. Congr. INQUA Paris 1969 — Résumés des Communications, S. 269, Paris 1969.

SMOLIKOVÁ, L.: Bedeutung der Paläoböden im Rahmen des quartären klimatischen Zyklus. — Sbornik Geol. VĚD — Atropozoikum A **6**, 57—75, Praha 1972.

TCHERNOV, E.: Succession of Rodent Faunas during the Upper Pleistocene of Israel (Morphologie, Taxonomie und Systematik der Nagetierfauna in Israel während des jüngeren Pleistozäns), Mammalia depicta — Hamburg 1968.

VAUMAS, E. DE: Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Cypre, Galilee). — Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. **6**, 291—311, Paris 1964.

VIRGILI, C. & ZAMARRENO, J.: Le Quaternaire continental de la plaine de Barcelone. — V. Congr. Int. Quaternaire. Livret guide de 1 excursion B_1, environs de Barcelone et Montserrat, 7—16, Madrid - Barcelone 1957.

WALTER, H. & LIETH, H.: Klimadiagramm-Weltatlas. — Jena 1960.

WICHE, K.: Formen der pleistozänen Erosion und Akkumulation in Südostspanien. - Rep. 6. Internat. Congr. Quaternary, Warzaw 1961, **4**, 187—197, Lodz 1964.

WIJMSTRA, T. A.: Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep Section in northern Greece. — Acta Bot. Neerl. **18**, 511—527, 1969.

WOLFAHRT, R.: Geologie von Syrien und dem Libanon. — Beitr. reg. Geol. d. Erde **6**- Berlin 1967.

YAALON, D. H.: Origin of Desert Loess. — Autorreferat INQUA-Kongr. Paris 1969.

Manuskript eingeg. 4. 6. 1973.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geol. Inst. Univ. Köln, Zülpicher Straße 49.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 96-106	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Mindel- und rißeiszeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers

Von Gunnar Glückert, Turku

Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel

Zusammenfassung. Die mindel- und rißeiszeitlichen Eisrandlagen im Altmoränengebiet des Illervorlandgletschers wurden mit morphologischen und stratigraphischen Hilfsmitteln kartiert und dabei zum ersten Mal voneinander getrennt und näher beschrieben. Der äußere schmale Gürtel der Mindelmoränen und die breitere Zone der Rißmoränen liegen auf hohen günz- und mindelzeitlichen Schotterriedeln zu beiden Seiten der tief eingeschnittenen Erosionstäler zwischen Memmingen und Kaufbeuren.

Summary. The pre-Würm end moraines of the Mindel and Riss Glaciations of the Alpine Iller piedmont Glacier, lying on the northern foreland of the Alps, southern West Germany, have been studied with morphological and stratigraphical methods by the author and described in this paper. The prominent Mindel and Riss end moraines, which are situated on remnants of high-lying Günz and Mindel gravel plains, have not previously been investigated in detail and distinguished from each other.

Einführung

Seit den Aufnahmen von Penck & Brückner (1909) sowie von Eberl (1930) ist die Iller-Lech-Platte im Allgäu immer wieder in der Eiszeitenforschung hervorgehoben worden. In den vielen Arbeiten spielt insbesondere der Memminger Raum eine wichtige Rolle. Penck hat mit den vier Feldern von Memmingen zum ersten Mal den Nachweis für eine Viergliedrigkeit des Eiszeitalters erbracht. Er unterteilt die vier treppenförmig übereinander liegenden Schotterfelder südlich Memmingen in das Memminger Feld (die Niederterrasse der jungpleistozänen Würmeiszeit), das Hitzenhofer Feld (die Hochterrasse der mittelpleistozänen Rißvereisung), das Grönenbacher Feld (der jüngere Deckenschotter der altpleistozänen Mindeleiszeit) und das Hochfeld (der ältere Deckenschotter der altpleistozänen Günzeiszeit) Penck & Brückner (1909, 28—30). Eberl (1930) hat die Eiszeitenfolge im Gebiet des Lech- und Illergletschers um eine fünfte Glazialzeit, die Donaukaltzeit erweitert. Die Mindelvereisung war die größte im Gebiet des Illervorlandgletschers (Penck & Brückner 1909, 177), im westlichen Rheingletschergebiet hatte dagegen die Rißvereisung die größte Ausdehnung (Graul 1968).

Schottervorkommen der prägünzzeitlichen Donauvereisung, die dem Ältestpleistozän zugerechnet wird, lassen sich im Bereich der Staudenplatte bei Augsburg, und im mittleren und nördlichen Teil der Iller-Lech-Platte, u. a. bei Aindling, Arlesried, Hochfirst, Staufenberg und Stoffersberg nachweisen (z. B. Eberl 1930, Schaefer 1953 a und Sinn 1971, 1972).

Zuletzt befaßte sich vor allem Sinn (1972) mit den mittel- und altpleistozänen Schotterfeldern im mittleren und südlichen Illergletschervorland. Er behandelt dabei auch kurz die mindel- und rißeiszeitlichen Eisrandlagen.

Außerdem haben Schaefer (1951, 1953 b, 1973) und Graul (1953) in ihren Arbeiten die Altmoränen und Schotter im Illergletschergebiet beschrieben. German (1960, 1962) hat Untersuchungen im Bereich der würmeiszeitlichen Lech-, Iller- und Rheinvorlandgletscher durchgeführt. Im Süden der Iller-Rißplatte haben sich Graul (1962), Eichler (1970 a, b) und Mader (1971) mit dem präwürmzeitlichen Pleistozän im östlichen Rheingletschergebiet befaßt (vgl. auch Glückert 1974).

Die Geländeuntersuchung zur vorliegenden Arbeit wurde im Juni 1973 durchgeführt. Dieses Vorhaben konnte Dank der Unterstützung der Alexander von Humboldt-Stiftung unternommen werden. Dem Vorstand des Geologischen Instituts der Technischen Universität zu München, Herrn Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, dankt der Verfasser bestens für die Befürwortung des Stipendiums. Besonderen Dank schuldet der Verfasser Herrn Dr. H. Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, der diese Arbeit anregte und die Zeit zu mehreren gemeinsamen Geländebegehungen aufbrachte.

Arbeitsgebiet

Das erforschte Gebiet hat eine West-Ost-Erstreckung von etwa 35 km und eine Nord-Süd-Breite von 13 km und umfaßt das Altmoränengebiet des Illervorlandgletschers zwischen der Iller südwestlich Grönenbach und der Wertach bei Kaufbeuren (Abb. 1). Der Südteil reicht noch in das äußere Jungmoränengebiet hinein, während der nördliche Teil längs der Linie Grönenbach—Ottobeuren—Markt Rettenbach—nördlich Kaufbeuren an die Deckenschotter angrenzt. Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen 700—900 m ü NN. Das Ziel dieser Arbeit war, die mindel- und rißeiszeitlichen Eisrandlagen im Altmoränengebiet des Illervorlandgletschers durch morphologische und stratigraphische Hilfsmittel zu kartieren und dabei die verschieden alten Endmoränen voneinander zu trennen.

Die hier untersuchten alt- und mittelpleistozänen Endmoränen sind im Illerlobusbereich bisher noch nicht genauer kartiert und beschrieben worden. Die Altmoränen wurden auch von Penck (1909), Eberl (1930), Schaefer (1953 b) und Sinn (1972) nur in groben Zügen behandelt.

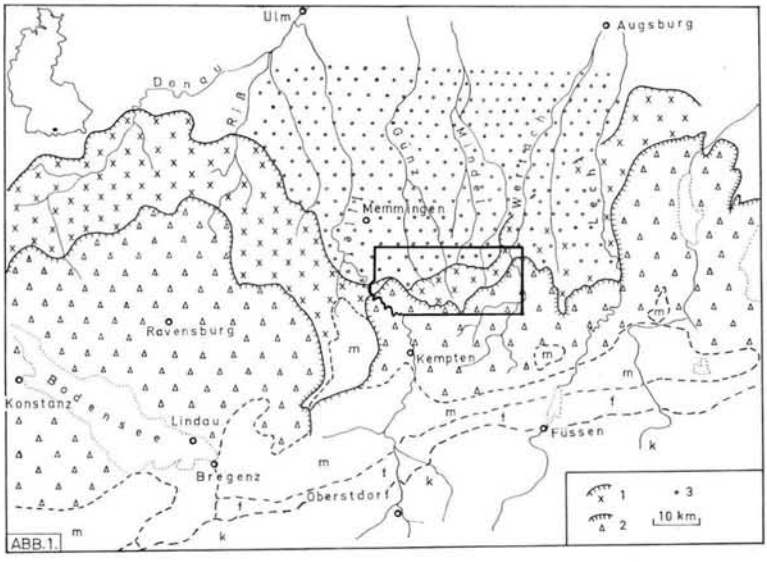


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des westlichen Alpenvorlandes. Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bayern, 1 : 500 000, 1964. Das Untersuchungsgebiet ist eingerahmt. 1. Grenze der älteren Moränen (Riß, Mindel), 2. Grenze der Jungmoränen, 3. Pleistozäne Schotter, m Molasse, f Flysch, k Kalkalpin.

Aufgrund dieser Arbeit wurde die Karte der Eisrandlagen des Illervorlandgletschers zusammengestellt (Tafel I). Diese Karte zeigt gegenüber der Geologischen Übersichtskarte von Baden-Württemberg (1 : 200 000, Blatt 4) einige Verbesserungen und gegenüber

den Aufnahmen von EBERL (1930), SCHAEFER (1953 b) und SINN (1972) die Unterscheidung der mindel- und rißeiszeitlichen Gletscherrandlagen. Auf der Geologischen Übersichtskarte von Baden-Württemberg (1 : 200 000) ist das Gebiet der Rißmoränen von den älteren Schottern und Moränen getrennt. Auf der Geologischen Karte von Bayern (1 : 500 000) sind diese Randlagen nicht voneinander unterschieden, sondern nur als „Ältere Moränen" (R) angegeben.

Eisrandlagen

Bereits EBERL (1930) führte in groben Zügen eine Gliederung der Altmoränen im Illergletscherlobus durch. Vom Verfasser wurde der Versuch unternommen, die alt- und mittelpleistozänen Eisrandlagen in diesem Gebiet auf geomorphologischer Basis genauer aufzunehmen und etwas feiner zu differenzieren.

Die Haupteisströme, welche die Lage und Form der Endmoränengürtel im Arbeitsgebiet bestimmen, werden als Illertal- und Günztalzunge des Illervorlandgletschers bezeichnet. Im Jungpleistozän spaltete sich der Illergletscher in die Kemptener (Dietmannsrieder) Hauptzunge und die kleinere Günztalzunge. Im Osten grenzt der Wertachgletscher an den Illerlobus. Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich der würmzeitlichen Günztal-Nebenzunge zwischen der Wertachzunge im Osten und der Kemptener Hauptzunge im Westen, wobei letztere mit ihrem Ostteil noch in die Kartierung einbezogen wurde (Tafel I).

Die Hauptvorkommen der älteren pleistozänen Ablagerungen im nördlichen Alpenvorland sind auf das Gebiet zwischen Lech und Iller beschränkt. Für die Gliederung der Endmoränen auf der Lech-Iller-Platte bietet die breite Randzone der Vereisungen relativ günstige Voraussetzungen. In der Grundmoränenlandschaft, wo mehrere glaziale Serien übereinander liegen, sind die Verhältnisse wesentlich ungünstiger. Nur die Ablagerungen der jüngsten Kaltzeit sind dort frisch und deutlich erhalten. Die Bildungen der vorhergehenden Eiszeiten sind im allgemeinen um so mehr ausgeräumt, umgelagert und verdeckt, je älter sie sind. Zu den Ablagerungen des Alt- und Mittelpleistozäns gesellt sich noch die besondere Schwierigkeit, zwischen erhaltenen Resten die richtige Beziehung herauszufinden.

Die präwürmzeitlichen Endmoränen des Illergletschers liegen hoch oben auf den Schotterfeldern und sind verhältnismäßig eng nebeneinander angeordnet. Im westlichen Teil des Arbeitsraumes ist das Altmoränengebiet so schmal, daß zwischen den Mindelschottern und den Jungmoränen, innerhalb von zwei Kilometern, die Mindel- und Rißrandlagen eng zusammengedrängt sind. Unmittelbar östlich der heutigen Iller liegen diese verschiedenaltrigen Randlagen ganz dicht bei- oder sogar aufeinander. Weiter östlich, hinter der Westlichen Günz, sind die Altmoränenkränze breiter und etwas weiter gestaffelt.

Die Mindel- und Rißmoränen sind im Untersuchungsraum selten aufgeschlossen. Ihre Morphologie ist dafür eindeutig. Die flachen, abgerundeten Formen der Altmoränen der Rißzeit sind meist deutlich zu erkennen, wenn auch nicht ganz so gut wie die frischen Formen der würmeiszeitlichen Moränen. Die mindeleiszeitlichen Endmoränen liegen auf den hochgelegenen, älteren Schotterflächen und bilden sehr flachgewölbte, in einzelne Kuppen zerschnittene, quer zur Eisbewegungsrichtung liegende Rücken. Ihre Formen sind im allgemeinen flacher und niedriger als die der meist bedeutend größeren und höheren Rißmoränen.

Im Gegensatz zu den Jungmoränen sind die flacheren Mindel- und Rißmoränen frei von frischen Wallformen und Söllen. Das präwürmzeitliche Moränenmaterial ist außerdem ziemlich tief (2 bis über 3 m) verwittert, während die Verwitterungsschicht der Jungmoränen nur bis höchstens 1 m mächtig ist.

Im Verlauf der alten Eisrandlagen kann man die Umrisse einiger präwürmzeitlicher Gletscherloben erkennen (Abb. 2).

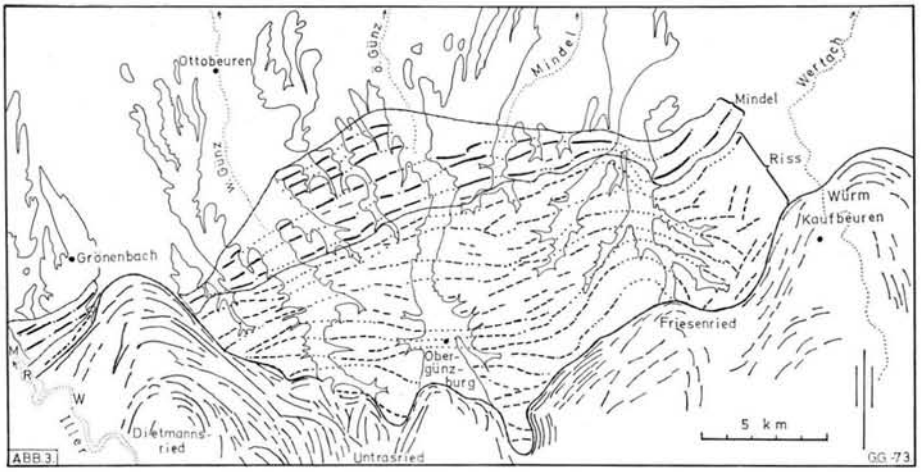


Abb. 2. Rekonstruktion der Mindel-, Riß- und Würmeisrandlagen im Bereich des Illervorlandgletschers nach den Endmoränenbögen.

Vielfach lassen sich bereits durch den verschieden gerichteten Verlauf der alten glazialen Entwässerungsrinnen die Mindel- und Rißmoränen voneinander trennen. Der mindeleiszeitliche Endmoränengürtel ist während der Rißeiszeit durch die zentrifugal abziehenden Schmelzwässer in zahlreiche Wallreste zerschnitten worden, die heute durch tief eingeschnittene Erosionstäler voneinander getrennt sind. Während des Rückzuges des Rißgletschers liefen die Schmelzwässer meistens, durch die hohen querliegenden Moränenwälle behindert, zu beiden Seiten in peripheren Rinnen ab.

Die Schotter der Günzvereisung sind, die periglazial-fluviatilen Ottobeurer Schotter ausgenommen, als die ältesten Glazialablagerungen im Arbeitsgebiet anzusehen. Es wird angenommen, daß die Günzmoränen mindestens die Ausdehnung der Würmmoränen erreicht haben. Nach Eichler (1970 b) reichte der günzzeitliche Gletscherrand im östlichen Rheingletschergebiet zwischen die Vereisungsgrenzen von Riß und Mindel. Alle den Günzschottern zugehörigen Moränen sind im Illergebiet durch jüngere Vergletscherungen ausgeräumt worden.

Im Bereich der Kemptener und der Günztal-Eiszungen hat sich der würmeiszeitliche Illervorlandgletscher im Arbeitsgebiet in folgende separate Gletscherzungen aufgespalten: die Dietmannsrieder, die Untrasrieder und die Obergünzburger Zunge. Dem östlich benachbarten Wertachgletscher gehören die Friesenrieder und die Kaufbeurener Zunge an. Die Eisrandlagen dieser jungpleistozänen Gletscherzungen werden im Rahmen dieses Themas nicht näher behandelt.

Randlagen der Mindeleiszeit

Die weiteste Ausdehnung gegen Norden im Bereich des Illervorlandgletschers erreichte die altpleistozäne Mindelvereisung. Die Randlagen der jüngeren Riß- und Würmeiszeiten sind bis zu einigen Kilometern hinter dem mindeleiszeitlichen Maximalstand zurückgeblieben. Die nördlichsten Vorkommen der mindeleiszeitlichen Moränen befinden sich bei Bruderhof und Linden nördlich Dingisweiler, Neuenried (Holzheuer Höhe), Reichartsried

südlich Bayersried und zu beiden Seiten des Mühlbachtales bei Eggenthal. In mehreren Aufschlüssen sind dort auf Günz- oder Mindel-Schotter mindeleiszeitliche Moränen zu erkennen. Die Grenze der Mindelmoränen liegt etwas nördlich der äußersten morphologisch erkennbaren Endmoränen. Der Rand der Mindelvereisung ist in der Karte (Tafel I) angegeben.

Die Form und Größe der mindeleiszeitlichen Endmoränen wechseln stark. Meist sind es runde oder längliche, flachgewölbte Kuppen, die sich 2 bis über 20 m über der Schotterfläche erheben.

An der Iller bildet die äußerste Mindelmoräne einen mächtigen Wall (790 m) bei den Höfen Brandholz und Manneberg (vgl. PENCK & BRÜCKNER 1909, 37, EBERL 1930, 277 und SCHAEFER 1951, 105). Die festverbackene Blockmoräne liegt als 30—40 m mächtige Decke auf dem Tertiär (OSM) und ist deutlich am benachbarten Illersteilhang aufgeschlossen. (Tafel I).

Die äußerste Mindelrandlage bei Brandholz-Manneberg setzt sich bei Vorm Wald nach NE fort. Bei Waldschenke liegt noch ein kleiner mindeleiszeitlicher Moränenwall im Grönenbacher Wald verborgen. Gleich nördlich davon stellt ein Übergangskegel die Verbindung her zu den Mindelschottern des Grönenbacher Feldes. Die flachgewölbten Moränenrücken bei Greit zu beiden Seiten eines tiefeingeschnittenen Schmelzwassertales des Rißgletschers werden ebenfalls der Mindeleiszeit zugeordnet. Die Brandholz-Manneberg-Moräne bildet den westlichsten Randbereich des mindeleiszeitlichen Illergletschers im Arbeitsgebiet.

Weitere mindeleiszeitliche Endmoränenreste sind auf den günzeiszeitlichen Schotterriedeln östlich des Memminger Trockentales erhalten. Auf dem Falkener Riedel östlich Ittelsburg liegt südlich Vorder- und Hinter-Gsäng die Grenze der Mindelmoräne mit dem äußersten Moränenwall.

Der lange Böhener Riedel erstreckt sich von östlich Schrattenbach im Süden bis Ottobeuren im Norden. Auf dieser verzweigten günzzeitlichen Hochfläche sind südlich Böhen drei bis vier Reste von Mindelrandlagen bei Berg, Lampolz, Unterwarlins bzw. Rechberg eng nebeneinander angeordnet. Der Doppelwall (835 m) zwischen Lampolz und Unterwarlins ist der markanteste; er erhebt sich 30 m über dem Mindel-Übergangskegel südlich Böhen. Die Mindel-Riß-Grenze liegt zwischen den Dörfern Unter- und Oberwarlins, wo die Rißschmelzwässer zu beiden Seiten tiefe Erosionstäler eingeschnitten haben.

Während im Dorf Böhen noch ein moränennaher Günzschotter zu Tage tritt (Aufschlüsse 1 und 2, Tafel I), ist bei Berg, südlich Böhen, die eisrandnahe kristallinarme Mindel-Schottermoräne aufgeschlossen (3). Spuren von etwa 5 m tiefen geologischen Orgeln sind an der Aufschlußwand zu erkennen. Die Mindelmoräne ist außerdem in den Aufschlüssen bei Rechberg und Rumpfer südöstlich Böhen deutlich zu sehen.

Am Nordende des Rechbergs liegt unter der Mindelmoräne ein grobkörniger, schlecht geschichteter moränennaher Schotter mit einer Unterkante bei 787 m auf dem an der Sohle der Kiesgrube zu Tage tretenden Tertiärsand (4). Die gleiche Abfolge wird auch in der Kiesgrube bei Rumpfer angetroffen (5). Unter der grobblockigen Moräne ist eine moränennahe Nagelfluh zu erkennen. Über dem Tertiär liegt noch ein loser, vorwiegend feinkörniger Periglazialschotter mit hohem Kristallingehalt (bis zu 16 %), der zum Teil aus umgelagertem Molasse-Material besteht (vgl. SINN 1972, 86—87).

Die entsprechenden Mindelmoränen lassen sich morphologisch und stratigraphisch in drei hintereinander angeordneten Wällen bei Günzegg und Bibelsberg auf den Höhen östlich der Westlichen Günz weiterverfolgen. Bei Günzegg ist im Aufschluß am Wegrande eine verbackene Mindelmoräne auf einer verfestigten Mindel-Schottermoräne aufgeschlossen (6). Darunter ist noch eine dünne Schicht eines altpleistozänen periglazial-fluviatilen,

dolomitfreien, feinkörnigen Schotter mit viel Kristallin (10 %) erhalten (vgl. SINN 1972, 87—88). Die Grenze zu den bedeutend höheren und größeren Rißendmoränen bei Hinterschmolholz liegt etwa 500 m südlich von den innersten Mindelrandlagen bei Günzegg und Osterberg.

In der Gegend von Ollarzried, zwischen Kuisler (äußerste Rißendmoräne) und Bühl, ist die Zone der Mindelmoränen deutlich breiter (4 km) als bei Böhen, indem dort 7—8 hintereinander gestaffelte Mindelrandlagen ausgebildet sind. Bei Bibelsberg-Bühl, mit dem äußersten mindelzeitlichen Doppelrücken, ist die Randlage am Weg aufgeschlossen (7). Nördlich Ollarzried lassen sich die äußersten flachen Mindelwälle bei Hahnenbühl-Rettenmühle feststellen.

Bei Vogelsang ist ein verfestigter moränennaher Mindelschotter mit gerundeten Steinen bis 15 cm Durchmesser und Resten von geologischen Orgeln aufgeschlossen (8). Der Rücken bei Bremberg bildet die innerste Mindelmoräne in diesem Gebiet. An seinem Unterhang ist in der Kiesgrube bei Moosmühle ein verfestigter Mindelschotter mit Orgelresten von z. T. lockerem Rißschotter überdeckt (9).

Die Mindelrandlagen in der Gegend von Ollarzried sind durch tiefe Abflußtäler der zentrifugal abziehenden rißeiszeitlichen Schmelzwässer in zahlreiche Wallreste zerschnitten. Die Höhe bei Oberhaslach nördlich Bibelsberg scheint schon zu den günzeiszeitlichen Schotterablagerungen zu gehören und liegt außerhalb des altpleistozänen Endmoränengürtels (vgl. SINN 1972, 71—72).

Auf den Höhen westlich des Östlichen Günztales ist bei Dingisweiler-Oberweiler mit einer 4 km breiten mindeleiszeitlichen Moränenzone eine ähnliche Abfolge wie bei Bibelsberg zu erkennen. Die äußerste Grenze des Mindelgletschers kann in den flachen Höhenresten bei Grub und Bruderhof nördlich Dingisweiler aufgespürt werden. Dort ist die Mindelmoräne nur ganz flach auf die Schotterfelder aufgeschoben worden, weshalb die Grenze der Moränendecke zu den angrenzenden Mindelschottern nicht genau festgelegt werden kann (10). Bei Linden nördlich Bruderhof war in einem frischen Leitungsgraben noch die Mindelmoräne mit kantigen Steinen zu sehen (11).

Die 10—20 m hohen Wälle bei Dingisweiler (787 m) und westlich Oberweiler (826) bilden die markantesten mindeleiszeitlichen Gletscherrandlagen zwischen Ollarzried und Ronsberg. Die rißeiszeitlichen Schmelzwässer haben den inneren Gürtel der Mindelrandlagen bei Oberweiler mit einem tiefen Erosionstal in zwei Teile zerschnitten. Zwischen Stein und Unterweiler ist die Grenze zwischen Mindelmoräne und -schotter sowohl stratigraphisch als durch morphologischen Wechsel in der Geländeform zu erkennen (12). Im Mindelwall nördlich Unterweiler ist die Moräne flach auf Mindelschotter aufgeschoben, der sich in steilwandigen Abbrüchen nach Stein fortsetzt.

Die Grenze Mindel/Riß liegt zwischen den Höhen von Sigmaiers und Oberweiler, während nach EBERL (1930, 271) auch Sigmaiers noch einen Mindelwall darstellt.

Das tief eingeschnittene breite Tal der Östlichen Günz durchbricht bei Ronsberg die alt- und mittelpleistozänen Endmoränengürtel. Die äußersten Spuren des mindeleiszeitlichen Gletschers östlich des Tales sind sowohl morphologisch als auch stratigraphisch nördlich Neuenried und jenseits der Mindel bei Reichartsried festzustellen.

Der Randlagengürtel verschmälert sich von 3 auf 1 km vom Mindelquellgebiet gegen Osten bis Eggenthal, und besteht nunmehr aus 2—4 Wallzügen. Außer der markanten 20 m hohen Endmoräne der Holzheuer Höhe (EBERL 1930, 271) sind die übrigen zerschnittenen und verwaschenen Reste der mindeleiszeitlichen Randlagen sehr flach. Sie können deutlich von den großen äußersten Rißendmoränen bei Mindelberg, Beschaunen und Webams getrennt werden. Das tief eingeschnittene Mindeltal, das die Hauptabflußrinne

des Rißgletschers bei Willofs-Gfäll gewesen ist, zerschneidet die Mindelrandlagen östlich Ronsberg in zwei separate Teile. Die Mindel/Riß-Grenze liegt zwischen Wolfs und Eglofs, wo in zwei Kiesgruben auf dem Rißschotter noch eisrandnahe Schottermoräne aufgeschlossen ist (13).

Am Westende der Holzheuer Höhe tritt die blockreiche Mindelmoräne unter einem Rißschotter zu Tage (14). Bei Sonderhof-Schönlings liegt die Grenze der Mindelmoräne zu den entsprechenden Fluvioglazialschottern. In der Grenzzone zwischen Mindel und Riß liegt nördlich Webams in einer Kiesgrube unter eisrandnaher Schottermoräne (Riß) verfestigte Mindelmoräne mit einer Blockschicht (15). Etwa 1 km südlich Bayersried ist ein verfestigter moränennaher Mindelschotter am Wegrand aufgeschlossen (16).

Westlich Eggenthal sind nur drei flachgewölbte Reste des mindeleiszeitlichen Endmoränengürtels erhalten. Am westlichen Steilhang des Mühlbachtales bei Eggenthal ist eine blockige Mindelmoräne zu beobachten (17).

Auf dem Hochgebiet von Irsee östlich Eggenthal zieht sich der zerschnittene mindeleiszeitliche Randlagengürtel von Schleifmühle und Haslach nach Oggenried und ist nachher westlich des Wertachtales nicht mehr zu erkennen. Die weiteren Mindelmoränen sind vom Rißgletscher überfahren und überdeckt worden. Die Grenze Mindel/Riß ist etwa durch Burgholz nach Oggenried zu ziehen. Östlich Schleifmühle ist die Mindelmoräne am Weg bei Weilen aufgeschlossen (18). Westlich von Irsee liegen in einer Kiesgrube auf der Tertiärbasis bei 760 m ü. NN Mindelschotter und steinige Mindel-Blockmoräne (19).

Endmoränen der Rißvereisung

Auf die Mindeleiszeit folgte als vorletzte Kaltzeit die Rißeiszeit. Im Illergletschergebiet umfassen die rißeiszeitlichen Ablagerungen eine bis über 10 km breite Zone mit bis zu 15 Endmoränenwällen, die in mehrere Staffeln gegliedert werden können und die sich auch morphologisch voneinander unterscheiden. Letztere Randlagen sind im allgemeinen flacher als die mittleren. Die mittleren bestehen aus mehreren hohen und langen Moränenwällen. Die innersten wiederum sind etwas kleiner und liegen hart an der würmzeitlichen Vereisungsgrenze oder sind z. T. vom Würmgletscher überfahren worden. Die Rißvereisung ist etwa 1—4 km hinter der mindeleiszeitlichen Maximalausdehnung zurückgeblieben.

Unmittelbar östlich der heutigen Iller liegen die verschieden alten Endmoränen besonders dicht beieinander. Dieses Gebiet bildet eine Schlüsselstelle bei der Abtrennung der drei letzten Kaltzeiten. Südlich Grönenbach, zwischen Greit (Mindel) und Sommersberg (Riß), setzt ein tiefes, während der Rißeiszeit angelegtes Schmelzwassertal an, das sowohl die älteren Mindelmoränen als auch die Mindelschotter des Grönenbacher Feldes durchschneidet (Tafel I). Morphologisch sind die Rißmoränen bei Herbisried und Sommersberg aber nicht leicht von den Mindelmoränen abzutrennen. Der Würmgletscher scheint mit seinem äußersten Rande auf die Rißendmoränen bei Sachsenried und z. T. auch bei Sommersberg aufgefahren zu sein. Das jungpleistozäne Moränenmaterial zeigt die typischen frischen Formen. Dabei hat der jungpleistozäne Gletscherrand den Hauptrißwall bei Herbisried nicht mehr erreicht.

Penck & Brückner (1909) und Schaefer (1951) halten alle Altmoränen in diesem Gebiet für mindeleiszeitlich und die Rißmoränen vom Würmgletscher überfahren. Nach Sinn (1972, 121) sind die kleinkuppigen Rücken vom Sommersberg-Herbisried deutlich vom würmeiszeitlichen Material aufgebaut, wobei er den Wall bei Greit für rißeiszeitlich hält.

Die zahlreichen Rißendmoränen auf den Falkener und Böhener Riedeln sind im Durchschnitt größer und höher und bilden eine breitere Zone als die mindeleiszeitlichen

Eisrandlagen. Besonders hoch sind die mittleren rißzeitlichen Randlagen im Schellenberger Wald (877 m), denn sie überragen deutlich die äußersten Rißmoränenwälle bei Oberwarlins, Osterwald (846 m) und Schilchern-Hinterhalde (850 m). Bei Reutacker und Todtenberg befinden sich die innersten Rißmoränenwälle. Der Todtenberger Moränenrücken ist vom Würmgletscher überfahren worden, was deutlich in der Kiesgrube im äußersten Jungmoränenwall auf dem Kamm von Todtenberg zu erkennen ist (20). SINN (1972, 121) vermutet in den Kuppen bei Schilchern und nördlich davon die äußere Randlage des Mindelgletschers, während die rißeiszeitlichen Altmoränen bei Bärenwies östlich Schrattenbach in Erscheinung treten. Bei Schellenberg hat sich in einem Aufschluß die frische Rißmoräne direkt auf dem Tertiär abgelagert (21).

Auf der östlichen Talseite der Westlichen Günz verbreitet sich die Zone der rißeiszeitlichen Gletscherrandlagen bis zu 7 km. Die Maximalausdehnung des Rißgletschers ist auf der Linie Hinterschmalholz-Kuisler-Sigmaiers angezeigt. Im Süden ist der bis 883 m aufragende Rißmoränenrücken von Waitzenried ein Eisteiler gewesen, indem er den Würmgletscher in zwei separate Eiszungen geteilt hat (westliche und östliche Günztalzunge).

Die Ost-Fortsetzung der Hauptrißwälle im Schellenberger Wald bilden die markantesten rißeiszeitlichen Endmoränen im Arbeitsgebiet, nämlich der Simmerberg (901 m), der Ullenberg (875), der Hartmannsberg (884) und die Rücken bei Waitzenried (883) und Freien (870 m). Die bis 50 m über ihre Umgebung hinausragenden und über 1 km breiten Moränenrücken erheben sich annähernd 150 m über die tief eingeschnittenen Haupttäler der Westlichen und Östlichen Günz und vertreten gleichzeitig die höchsten Eisrandlagen im Bereich des Illervorlandgletschers. Diese Höhenrücken zeugen von einer gewaltigen Auftürmungskraft des rißzeitlichen Illergletschers.



Abb. 3. Äußere Rißendmoräne bei Hinterschmalholz. Photo: Glückert, Juni 1973.

Südlich Hinterschmalholz ist die blockreiche Rißmoräne auf verfestigtem Fluvioglazialschotter (Mindel ?) aufgeschoben und wird durch eine Schlifffläche getrennt (22) (Abb. 3). Am Ostende des Simmerbergs ist bei Eschers die großblockige Rißmoräne mit Blöcken bis zu 1 m Durchmesser aufgeschlossen (23). Bei Berg südlich Freien liegt die Rißmoräne am Wegrande auf einer verfestigten Schotterunterlage (24). Ein Stück abwärts ist in einer großen Kiesgrube unter z. T. lockerer Riß-Schottermoräne ein stärker verfestigter Schotter zu erkennen (25).

Jenseits der Östlichen Günz ist der Rißmoränengürtel am breitesten, indem die Endmoränenzone eine Breite bis zu 11 km erreicht. Die Scheitel der größten Rücken bei Mittelberg-Upratsberg (893 m), Heimenhalden (899), Ebersbach (878), Burg (870), Wolfahrtsberg (868), Gfäll (840) und Willofs (838 m) erheben sich als markante rißzeitliche Eisrandlagen etwa 150 m über das Tal der Östlichen Günz.

Die Grenze Mindel/Riß liegt zwischen den äußersten hohen Rißendmoränen bei Mindelberg-Beschaunen und den flachen innersten Mindelmoränen bei Birkach-Bihls-Stehlings. Der 886 m hohe Schlegels-Berg südlich Günzach hat als eine riesige Barriere den vorstoßenden Würmgletscher in zwei Zungen geteilt (Tafel I).

Die innersten und mittleren, langgestreckten Rißrandlagen bei Mittelberg, Upratsberg und Heimenhalden sind so hoch gewesen, daß die Schmelzwasserentwässerung in peripheren Rinnen nach beiden Seiten hin erfolgt ist. Nördlich Ebersbach sind mehrere Randlagen aber auch durch zentrifugale Erosionstäler zerschnitten. Die letztgenannten Rinnen mit dem Röhrwanger Mühlbach und dem Mindel-Ursprungstal bilden hier die bedeutendsten Abflußkanäle des Rißgletschers. Die erstere Rinne beginnt südlich Ebersbach, die letztere östlich Willofs.

Östlich von Günzach ist die Rißendmoräne bei Marxer aufgeschlossen. Unter einer 2 m Deckschicht von grobsteiniger Riß-Schottermoräne kommen 3—4 m z. T. verfestigter, und zuunterst etwa 8 m lockerer, kiesiger Vorstoßschotter zum Vorschein (26). In der neuen Kiesgrube beim Johanniskeller östlich Obergünzburg liegt unter 3 m Rißmoräne im schräggeschichteten Vorstoßschotter eine verfestigte Sandlinse (27). Bei Burgstall am SE-Ende des Wolfahrtsberges ist die grobblockige Rißmoräne über Vorstoßschotter aufgeschlossen (28) (Abb. 4).

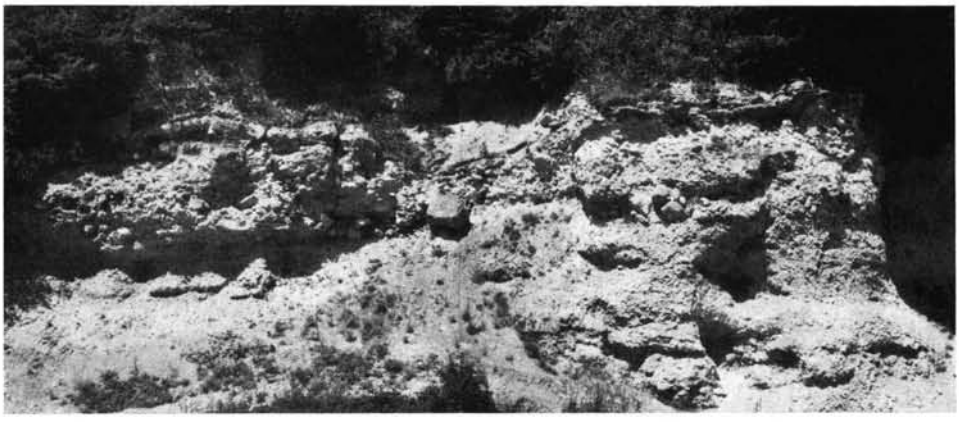


Abb. 4. Grobblockige Rißmoräne in der Kiesgrube bei Burgstall nördlich Obergünzburg (Aufschluß Nr. 28, Abb. 2). Photo: Glückert, Juni 1973.

In der Teufelsküche liegt unter der blockigen Rißmoräne im Schotter noch eine ältere Blockschicht (Mindel ?) (29). Östlich Eglofs ist die flache Rißmoräne auf geschichtetem Mindelschotter geglitten (30). Bei Wolfs östlich Ronsberg ist die Rißmoräne durch eine Schliffläche von dem liegenden Schotter getrennt (13). Bei Mautis war in einer neuangelegten Silogrube steinige Rißmoräne mit kantigen Blöcken bis zu 0,5 m Durchmesser zu sehen (31).

Jenseits des Mühlbachtales wird der Randlagengürtel der Rißkaltzeit immer schmäler. Er zieht als 3—5 km breite Zone von der Gegend Salenwang-Friesenried-Blöcktach durch den Königsberger Forst nach Großkemnat und Kleinkemnat, wo er nach Norden umbiegt, um hinter Irsee völlig zu verschwinden. Die größten Rißendmoränen sind der Schneckenberg im Eichwald und die hohen Rücken bei Kleinkemnat südlich Irsee. Bei Großkemnat ist die blockreiche Rißmoräne am Wegrande aufgeschlossen (32) (Tafel I).

Ergebnisse

Die mindel- und rißeiszeitlichen Endmoränen des Illervorlandgletschers liegen auf den hochgelegenen Schotterriedeln der Günz- bzw. Mindeleiszeit. Sie wurden im Allgäu im Bereich zwischen Iller und Wertach vom Verfasser geologisch kartiert und voneinander getrennt.

Seine größte Ausdehnung im Alpenvorland hatte der Illergletscher in der Mindeleiszeit. Hier ist die Ausbreitung des Mindelmoränenkranzes weder von den Riß- noch Würmmoränen wieder erreicht worden. Der äußere 1—4 km schmale Altmoränengürtel gehört der Mindeleiszeit, die innere bis 11 km breite Zone der Rißeiszeit an.

Die Vereisungsgrenze der Mindeleiszeit ist etwas nördlicher zu ziehen als man bisher angenommen hat. Auch die Grenze Mindel/Riß weicht etwas von den Auffassungen von Penck & Brückner (1909), Eberl (1930), Schaefer (1953 b) und Sinn (1972) sowie der Geologischen Karte von Baden-Württemberg (1 : 200 000) ab.

Der Verlauf der zentrifugal oder peripher verlaufenden mindel- und rißeiszeitlichen Entwässerungsrinnen kann hier für die Untergliederung der Altendmoränengebiete herangezogen werden. Die flachen Mindelrandlagen sind von den zentrifugal abziehenden äußersten rißeiszeitlichen Entwässerungsrinnen in Hügelreste zerschnitten worden. Während der Ausbildung der mittleren und innersten Rißrandlagen wurde der Gletscher vorwiegend durch peripher angelegte, vom Verlauf der querliegenden Rißwälle bestimmten Schmelzwassertäler nach beiden Seiten hin entwässert.

Die würmeiszeitlichen Iller- und Wertachgletscher sind im Arbeitsgebiet in fünf kleine Zungen, nämlich mit der Dietmannsrieder, Untrasrieder, Obergünzburger, Friesenrieder und Kaufbeurener Zunge bis in den Randbereich der Rißmoränen vorgestoßen. Die beiden letztgenannten gehören dem Wertachgletscher an, der sich ostwärts an den Illergletscher anschließt (Abb. 2).

Die frischen, unruhigen und vielfach kleinen Formen der Jungmoränen mit Moorböden und Söllen sind deutlich von den breiten, flachen und tiefer verwitterten Mindel- und Riß-Moränen außerhalb der Würmrandlagen zu unterscheiden. Die äußersten Jungendmoränen bilden mehrere bogenförmige Wallreihen, deren Verlauf von zahlreichen Schmelzwasserrinnen unterbrochen ist.

Literaturnachweis

Bayerisches Geologisches Landesamt (1964): Erläuterung zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., 344 S. und Karte, München.

Eberl, Bartholomäus (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. 427 S., Augsburg.

Eichler, Horst (1970 a): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rottum. — Heidelberger Geogr. Arb. **30**, 128 S., Heidelberg.

— (1970 b): Zur stratigraphischen Definition des Begriffes „Günz" im östlichen Rheingletscher-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1970**, 414—417, Stuttgart.

Glückert, Gunnar (1974): On Pleistocene glaciations in the German Alpine foreland. — Bull. geol. Soc. Finland **46**, *Helsinki* (im Druck).

German, Rüdiger (1960): Die Würmvereisung im Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. — Geologica Bavarica **43**, 3—73, München.

— (1962): Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. **44**, 61—83, Stuttgart.

Graul, Hans (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geologica Bavarica **18**, 13—48, München.

— (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — Petermanns Geogr. Mitt. **106**, 253—271, Gotha.

GRAUL, Hans (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet (DEUQUA-Tagung 1968). — Heidelberger Geogr. Arb. **20**, 31—78, Heidelberg.
MADER, Matthias (1971): Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände (Bildungsweise und Stratigraphie). — Jh. Ges. Naturkunde Württemberg **126**, 178—205, Stuttgart.
PENCK, Albrecht & BRÜCKNER, Eduard (1909): Die Alpen im Eiszeitalter I. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen, 393 S., Leipzig.
SCHAEFER, Ingo (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. — Geologica Bavarica **6**, 98—114, München.
— (1953 a): Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an der Lech und Wertach. — Geologica Bavarica **19**, 13—64, München.
— (1953 b): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Stellungnahme zu den Ausführungen H. GRAUL's. — Geologica Bavarica **18**, 49—112, München.
— (1973): Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 168—200, Öhringen.
SINN, Peter (1971): Zur Ausdehnung der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpenvorland. — Eiszeitalter u. Gegenwart **22**, 188—191, Öhringen.
— (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. — Heidelberger Geogr. Arb. **37**, 153 S., Heidelberg.

Kartengrundlagen:

Topographische Karte 1 : 25 000:
8027 Memmingen
8028 Markt Rettenbach
8127 Grönenbach
8128 Obergünzburg;

Topographische Karte 1 : 50 000:
L 8126 Memmingen
L 8128 Kaufbeuren.

Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg, Blatt 4, 3. Aufl., 1 : 200 000, Stuttgart 1962.
Geologische Karte von Bayern, 2. Aufl., 1 : 500 000, München 1964.

Manuskript eingeg. 11. 1. 1974.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Glückert, Institut für Quartärgeologie der Universität Turku, 20500 Turku 50, Finnland.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 107-125	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen [1])

Von Günter Miehlich, Reinbek

Mit 6 Abbildungen und 5 Tabellen

Zusammenfassung. Zur Überprüfung der makroskopisch erarbeiteten Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México wurden schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen an mehr als 200 Einzelproben durchgeführt. Die Schwermineralverhältnisse sind ungeeignet zur Unterscheidung von Aschenlagen, die sich makroskopisch nicht auseinanderhalten lassen. Sie sind entweder zu ähnlich, oder sie streuen innerhalb einer Schicht sehr stark, was v. a. auf eine Sortierung der Aschen in Abhängigkeit zur Entfernung vom Krater zurückgeführt werden kann.

Zur Stratigraphie geeignete Bodenmerkmale müssen eine monotone Altersfunktion und eine geringe Tiefenfunktion haben sowie verlagerungsresistent sein. Darüber hinaus muß der Einfluß des Alters auf die Bodeneigenschaften größer sein als die differenzierende Wirkung der übrigen Faktoren der Bodenbildung.

Der Gehalt an dithionitlöslichem Eisen und der Aktivitätsgrad pedogenen Eisens ermöglicht die Unterscheidung der makro-, mikroskopisch und schwermineralanalytisch nicht unterscheidbaren Pyroklastika.

Summary. Heavy mineral analytic and soil tests with more than 200 samples were used for verifying a macroscopically elaborated stratigraphy of the more recent pyroclasts of the Sierra Nevada de México. Heavy mineral relationships are not suitable for the differentiation of ash layers, which cannot be separated macroscopically. They are either too similar or variation within one layer is very strong, which may be attributed primarily to sorting of ashes in relation to the distance from the crater.

Soil properties suitable for stratigraphy must have a monotonous age function and a weak depth function, in addition to showing no translocation. Furthermore, the influence of age on soil properties must exeed the differentiating effect of the remaining factors of soil formation.

While a difference between pyroclasts could be established neither macroscopically, microscopically nor by heavy mineral analysis, alone the content of dithionite-soluble iron and the relation between oxalate-soluble and dithionite-soluble iron permitted a differentation of pyroclasts.

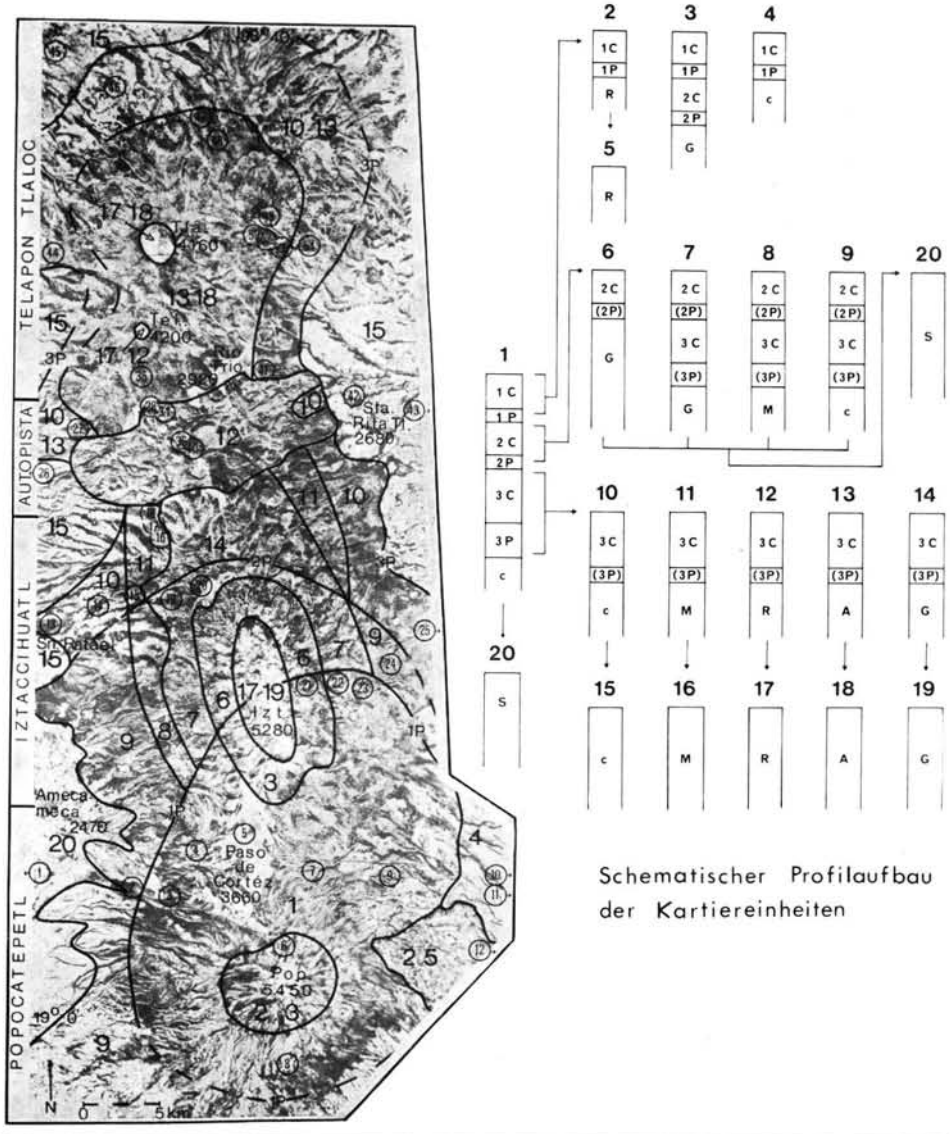
1. Einleitung

Die Bodenbildung in der Sierra Nevada de México wird neben dem Klima dominierend von Eigenschaften und Alter der Ausgangsgesteine bestimmt. Eine Voraussetzung für pedologische Untersuchungen (Kneib, Miehlich & Zöttl 1973; Miehlich 1974) in diesem Gebiet war daher die Klärung der Stratigraphie der anstehenden Pyroklastika der Sierra Nevada und die Kartierung der Schüttungsareale der einzelnen Straten.

Unter Berücksichtigung früherer, meist punkthaft angelegter Arbeiten (White 1962, Mooser 1967, Cornwall 1968, Heine & Heide-Weise 1973, Heine 1973, Heine & Schönhals 1973) konnten durch Auswertung von 350 makroskopischen Profilbeschreibungen die Grundzüge der Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika und ihrer Verbreitung geklärt werden (Kneib 1973; Miehlich, Kneib & Heide-Weise 1974). Sie sollen gekürzt zur Einführung in das Arbeitsgebiet den laboranalytischen Untersuchungen vorangestellt werden.

---

1) Die Untersuchung wurde durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Mexiko-Projekts ermöglicht. Der Verfasser dankt für die großzügige Unterstützung.



Leitprofile der Karte	1	2 3	2 5	3	4	6	7	8	9	10	10 13	11	12	13 18	14	15	17 12	17 18	17 19	20
Begleit - profile	17	17 1		17	15 20	17 19	8 16 20	9	10 15	15	18	10	17 10	19 20	11 16 20	20			2	15

Abb. 1. Verbreitung der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México. Die Kartiereinheiten (große Ziffern) wurden nach der Verbreitung von ein oder zwei flächenmäßig dominierenden Schichtabfolgen abgegrenzt, deren Aufbau dem Schema entnommen werden kann. Die Tabelle zeigt die innerhalb der Kartiereinheiten untergeordnet auftretenden Schichtabfolgen. Schichten in Klammern fehlen teilweise. Die Zahlen in Kreisen bezeichnen Nr. und Lage der entnommenen Profile. Erläuterung der Schichtbezeichnungen im Schema vgl. Text.

Die Eruptiva der letzten drei großen Ausbruchsphasen des Popocatépetl bedecken den gesamten Bereich der Sierra Nevada de México. Während jeder Eruptionsphase wurde eine häufig mehrteilig zusammengesetzte Bimslage (P) und eine makroskopisch und mikroskopisch nicht weiter unterteilbare Aschenlage (C) gefördert, die mit dem jüngsten Ausbruch beginnend mit 1C, 1P, 2C, 2P, 3C und 3P bezeichnet werden (eine Gliederung, die sich auch HEINE 1973, zu eigen machte; 3P = PWA in MOOSER 1967).

Nach den bislang vorliegenden Datierungen haben die Straten folgendes Alter vor heute: Die jüngste Aschenlage 1C ca. 400 Jahre (YARZA 1971), 1P zwischen ca. 400 und ca. 1000 Jahre[2]), 2C zwischen ca. 1000 und 4800 Jahre (HEINE 1973), 3C zwischen ca. 4800 und 12000 Jahre, 3P zwischen ca. 12000 und ca. 14700 Jahre.

Die Eruptiva der drei letzten Ausbruchsphasen des Popocatépetl bedecken unterschiedliche Areale (Abb. 1), so daß neben der vollständigen Förderfolge (Nr. 1 im Schema der Abb. 1) Bereiche auftreten, in denen eine oder mehrere Eruptionsphasen fehlen (2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 und 14 in Abb. 1).

Das Liegende der jüngeren Pyroklastika des Popocatépetl wird durch Festgestein (R) unterschiedlicher Zusammensetzung (Andesit, Latiandesit, Dazit, Rhyodazit, Alkalirhyolith, frdl. schriftl. Mittlg. Prof. Dr. R. Weyl, Gießen), Gesteinszersatz aus Phänoandesiten (M), phänorhyolithischen vulkanischen Sanden des Tlaloc/Telapón-Gebiets (A), glazial aufbereiteten Pyroklastika und Gesteinen (G) und älteren Pyroklastika (c) gebildet. Da noch während der Eruption der jüngeren Pyroklastika Gletschervorstöße stattfanden (WHITE 1962, HEINE 1973) ist in G teilweise Material der jüngeren Pyroklastika 1C bis 3P eingearbeitet. Unter der Bezeichnung c wurden alle älteren Pyroklastika einschließlich ihrer fluviatilen und äolischen Umlagerungsprodukte (z. B. „toba"-Sedimente, HEINE & SCHÖNHALS 1973) zusammengefaßt.

Vergesellschaftet mit den flächenmäßig dominierenden Gebieten, die von jüngeren Pyroklastika des Popocatépetl bedeckt sind, treten erodierte Bereiche mit geköpften Profilen (5, 15, 16, 17, 18, 19 in Abb. 1) und Flächen mit fluviatil akkumulierten Mischsedimenten auf (20 in Abb. 1).

Die Verbreitung der beschriebenen Schichtabfolgen ist in ein Luftbildmosaik der Sierra Nevada de México eingetragen. Jede Kartiereinheit umfaßt mehrere Schichtabfolgen, die nach ihren Flächenanteilen in Leit- und Begleitprofile unterschieden werden.

Die Verbreitung der Aschenlagen 1C, 2C, 3C und c wurde bei der Kartierung aus ihrer stratigraphischen Stellung, vor allem im Zusammenhang mit den liegenden Bimslagen rekonstruiert. Falls der Schüttungsbereich der Aschen über das Areal der zugehörigen Bimslagen hinausging, liegen zwei oder mehrere Aschenlagen übereinander, die mit den bisher durchgeführten makro- und mikroskopischen Untersuchungen nicht unterschieden werden können. Weiterhin ist die Ansprache der 3C-Aschen nördlich des Iztaccihuatl-Gipfels erschwert, da hier die liegende 3P-Bimslage nur noch vereinzelt auftritt. Es war daher nötig, die makroskopische Stratigraphie der insgesamt 54 für pedologische Untersuchungen entnommenen Profile mit laboranalytischen Untersuchungen zu überprüfen.

2. Ergebnisse der Schwermineralanalyse

Die untersuchten Profile verteilen sich angenähert gleichmäßig über ein Areal von ca. 70 x 20 km, v. a. nördlich des Haupteruptionsherdes Popocatépetl (Abb. 1). Alle in Abb. 1 angeführten Pyroklastika sind mindestens an 4, maximal an 61 Proben schwermineralytisch untersucht worden.

---

[2]) ^{14}C-Datierung an einer Holzkohleprobe in Profil 3 der Abb. 1 durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Probenummer 4768 auf 990—1070 n. Chr. (dendrochronologisch korrigiert).

Das lufttrocken auf < 2 mm gesiebte Bodenmaterial wurde über Nacht in 0,04 n NaOH dispergiert (schwach basische Dispergierung wegen hoher Allophangehalte), 5 Minuten mit Ultraschall behandelt und naß auf 0,1 mm gesiebt. Der Rückstand wurde mit Tetrabromäthan ($d = 2{,}96$) getrennt und die Fraktion 0,1—0,2 mm der Schwermineralfraktion trocken ausgesiebt.

Im Körnerpräparat (Einbettungsmittel Palatal, $n = 1{,}567$) wurden nach einer generellen Durchsicht des Präparats mindestens 300, max. 600 Körner ausgezählt. Die Auswahl der Körner erfolgte entlang paralleler Linien in gleichen Abständen.

Zur Fehlerabschätzung wurden 10 % zufällig ausgewählte Proben doppelt analysiert. Der Variabilitätskoeffizient (berechnet für die Hyperstenkomponente) liegt bei 3 % (Kornprozente). Er beeinflußt also nur untergeordnet die in Abb. 2 bis 5 aufgetragenen Ergebnisse.

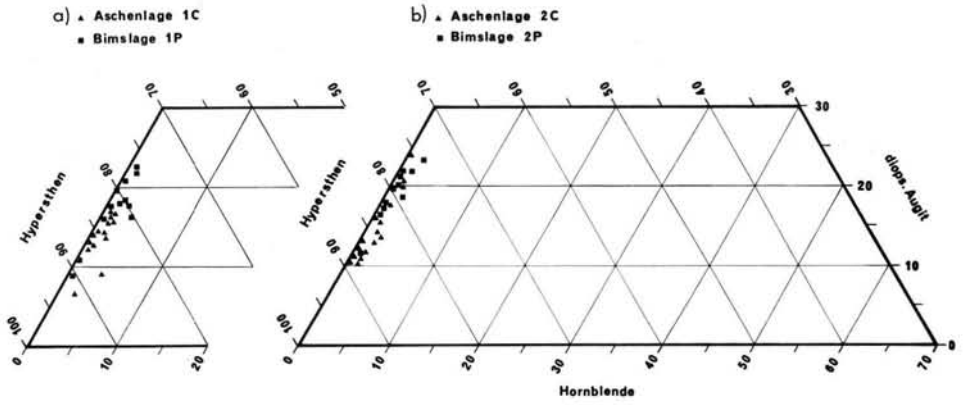


Abb. 2. Verhältnis von Hypersthen, diops. Augit und Hornblende der Aschen- und Bimslage 1C, 1P (a) und 2C, 2P (b) im Dreiecksdiagramm.

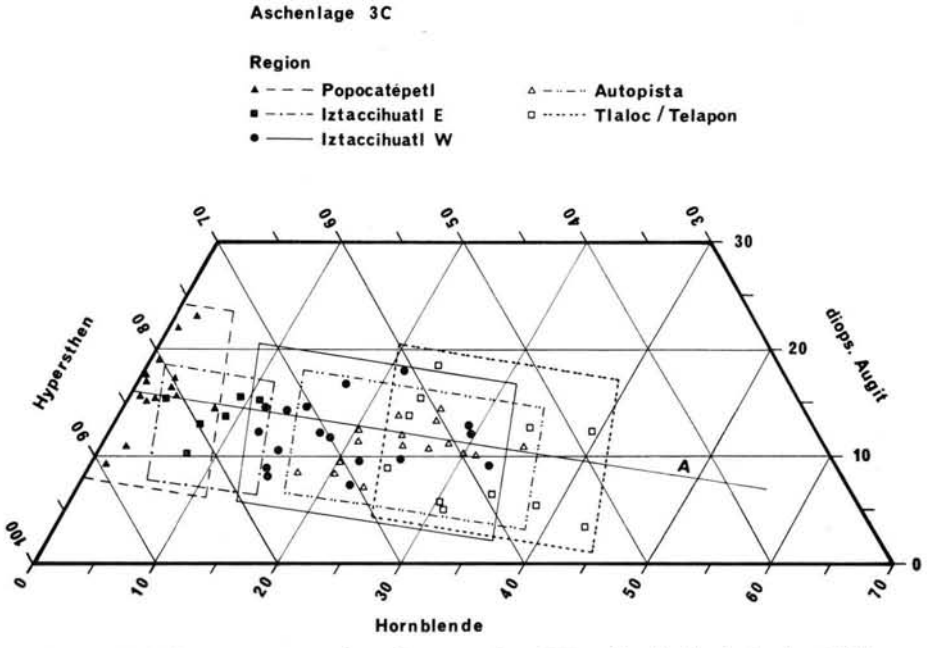


Abb. 3. Verhältnis von Hypersthen, diops. Augit und Hornblende der Aschenlage 3C im Dreiecksdiagramm.

Die umfangreichen Schwermineralbestimmungen wurden von Frau Dr. H. HEIDE-WEISE durchgeführt; die mineralogische Auswertung dieser Ergebnisse wird sie in einem gemeinsamen Artikel (MIEHLICH & a. 1974) publizieren.

Die Schwermineralassoziation aller Proben ist sehr ähnlich. Hypersthen, diops. Augit und Hornblende machen durchschnittlich 99, maximal 100, minimal 90,5 Kornprozente der durchsichtigen Schwerminerale aus. Der Rest besteht aus Olivin. Da die geringen Olivingehalte keine Beziehungen zu den untersuchten Straten zeigen, die Unterschiede also ausschließlich in den relativen Verhältnissen der 3 Minerale Hypersthen, diops. Augit und Hornblende liegen, wurde die Summe dieser Minerale gleich 100 % gesetzt. Auf diese Weise wird es möglich, die Beziehungen zwischen den drei verbleibenden Mineralen im Dreiecksdiagramm darzustellen. In Abb. 2 bis 5 wurde der Ausschnitt 70—100 % Hypersthen, 0—30 % diops. Augit, 0—70 % Hornblende aus dem Dreiecksdiagramm ausgewählt, da mit zwei Ausnahmen die Mineralverhältnisse aller Proben in dieser engen Begrenzung liegen.

Die 1C-Aschen- und 1P-Bimslage (Abb. 2) zeigen eine dichte Scharung der Werte zwischen 75—95 % Hypersthen, 5—25 % diops. Augit und nur 0—5 % Hornblende. Mit einer Begrenzung der 2C-Aschen- und 2P-Bimslage zwischen 75—90 %, Hypersthen, 10—25 % diops. Augit und 0—5 % Hornblende (Abb. 2) sind die Felder für 1C, 1P, 2C, 2P nahezu deckungsgleich. Sie lassen sich daher mit Hilfe der Schwermineralanalyse nicht auseinanderhalten. Die Bimslagen 1P und 2P tendieren zu höheren Gehalten an diops. Augit, die jedoch für eine Unterscheidung von den Aschenlagen nicht ausreichen.

Die Mineralverhältnisse der 3C-Aschenlage variieren stark. Sie umfassen den Bereich 45—90 % Hypersthen, 2,5—25 % diops. Augit und 0—45 % Hornblende (Abb. 3). Diese im Verhältnis zu 1C, 1P, 2C, 2P große Streuung der Werte wirft die Frage auf, ob bei der makromorphologischen Beschreibung Aschen unterschiedlicher Genese unter der Bezeichnung 3C zusammengefaßt wurden; eine Hypothese, die bei der relativen Inkonstanz der liegenden 3P-Lage denkbar ist. Die Gegenhypothese — alle Proben gehören einer Ausbruchsphase an — muß die starke Streuung der Schwermineralverhältnisse innerhalb eines Ausbruchs erklären.

Bei einer gewaltigen Eruption, die eine Aschenlage zwischen 1,8 und 1 m Mächtigkeit über eine Distanz von mindestens 70 km gefördert hat, sind vor allem zwei Mechanismen denkbar, die die Streuung der Mineralverhältnisse innerhalb einer Aschenlage erhöhen:

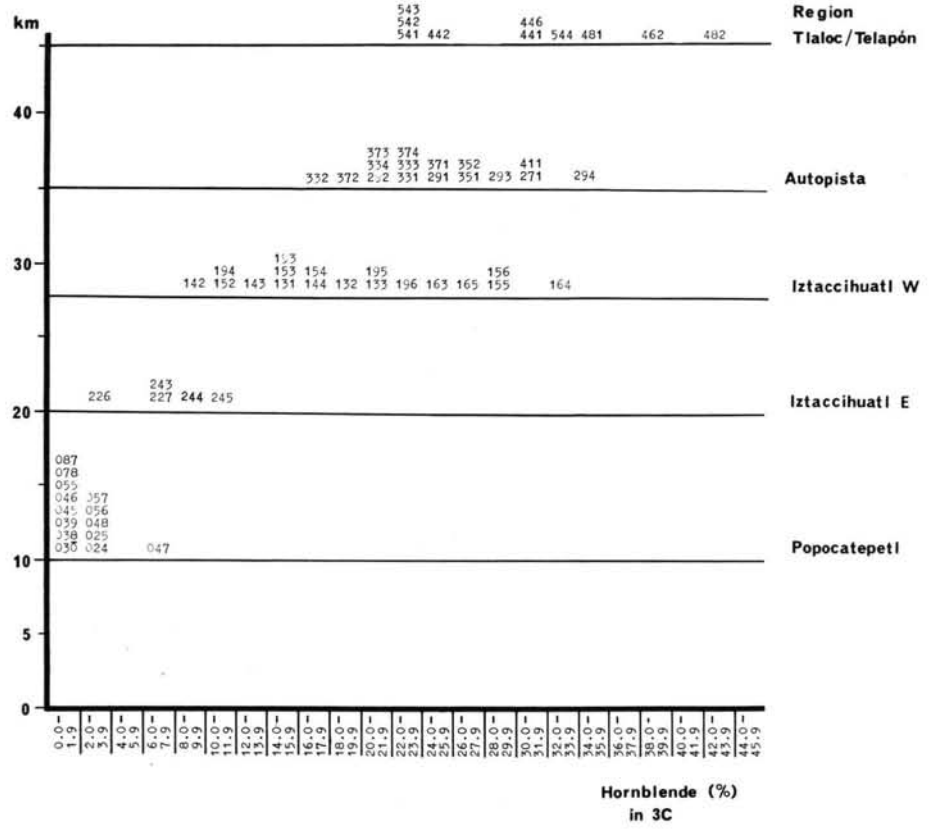
1. Eine Veränderung der Schwermineralzusammensetzung im Verlauf der Eruption, die sich in einer Änderung der Schwermineralverhältnisse innerhalb der untersuchten Profile ausdrücken müßte.
2. Eine Sortierung der Aschen, die sich in einer Veränderung der Schwermineralverhältnisse in Abhängigkeit von der Entfernung zum Ausbruchsherd zeigen müßte.

Beide Mechanismen lassen sich in den 3C-Aschen feststellen, wobei die Sortierung der Aschen überwiegt. Faßt man die Werte für 3C-Aschen regional zusammen (Abb. 3), so ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit zur Entfernung vom Ausbruchsherd. Die Hornblendegehalte steigen zu Lasten der Gehalte an Hypersthen und diops. Augit von der Region Popocatépetl (Profile 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, Abb. 1) über die Regionen Iztaccihuatl E (Profile 22, 24), Iztaccihuatl W (Profile 13, 14, 15, 16, 17, 19) und Autopista (Profile 27, 29, 33, 35, 37, 41) zur Region Tlaloc/Telapón (Profile 44, 46, 48, 54) von ca. 2 % auf über 30 % stark an.

Die Streuung innerhalb der Regionen geht einerseits auf die Zusammenfassung unterschiedlich weit vom Ausbruchsherd entfernter Profile, andererseits auf die Unterschiede innerhalb der Profile (vgl. unten) zurück. Die Varianz innerhalb der Regionen steigt

mit der Entfernung zum Ausbruchsherd, da die Konstanz der Ablagerungsbedingungen mit zunehmender Entfernung abnimmt.

Noch deutlicher wird die angenähert linear entfernungsabhängige Veränderung der Schwermineralverhältnisse der 3C-Aschen, wenn man die Hornblendegehalte zur Entfernung zum Krater in Beziehung setzt. (Tab. 1, die beiden ersten Ziffern jeder dreistelligen Zahl geben die Profilnummer der Probenahme an — vgl. Abb. 1 —, die dritte Ziffer ist die Probennummer innerhalb des Profils, Probe 10 = ō).



Tab. 1. Beziehung zwischen dem Hornblendegehalt in 3C-Aschen und der Entfernung zum Krater des Popocatépetl (Kornprozent der Schwerminerale der Fraktion 0,1—0,2 mm).

Die Gerade A in Abb. 3 geht von einer Mineralzusammensetzung 84 % Hypersthen, 16 % diops. Augit und 0 % Hornblende aus und verläuft nach 0 % Hypersthen und diops. Augit und 100 % Hornblende; sie stellt also die relative Veränderung von Hypersthen und diops. Augit bei steigenden Hornblendegehalten dar. Die enge Scharung der Werte um diese Ausgleichsgerade zeigt, daß es sich bei der Varianz der Mineralzusammensetzung innerhalb der 3C-Aschen lediglich um eine relative Anreicherung von Hornblende handelt.

Alle diese Ergebnisse deuten auf eine starke Sortierung der 3C-Aschen bei ihrer Ablagerung. Als Ursache für eine Sortierung vulkanischer Feinaschen kommen Unterschiede in der Korngröße, in der Kornform und im spez. Gewicht der untersuchten Minerale in Frage. Körnungsunterschiede können bei der relativ engen Fraktion von 0,1—0,2 mm

ebenso wie die Kornform nur eine untergeordnete Rolle spielen. Es ist daher der verhältnismäßig geringe Unterschied im spezifischen Gewicht (3,5—3,7 g/cm³ für Hypersthen, 3,3—3,5 für Augit und 2,9—3,4 für Hornblende, nach KALTOFEN & a. 1972) als Hauptursache für die gleichsinnige Abnahme von Hypersthen und diops. Augit bei steigenden Hornblendegehalten anzusehen.

In der Literatur (FRECHEN 1952; WEYL 1954) wird gerade das Hornblende : Augit-Verhältnis wegen des ähnlichen spez. Gewichts als ein auch über große Entfernungen vom Eruptionsherd konstantes Merkmal vulkanischer Lockerprodukte angesehen. In beiden Fällen wurden Bimslagen untersucht, bei denen die Schwerminerale in einem Gerüst aus Glas eingebettet sind. Die Flugeigenschaften der Bimspartikel werden dabei unwesentlich vom spez. Gewicht der meist nur wenige Gewichtsprozent betragenden Schwerminerale beeinflußt. In den hier untersuchten Feinaschen wurden, nach dem Zustand der Minerale zu urteilen, die Schwerminerale vor allem als Einzelkristalle transportiert, so daß sich die unterschiedlichen Flugeigenschaften der Schwerminerale selbst voll auswirken. Unter diesen Bedingungen können sich Schwermineralverhältnisse offensichtlich bereits über sehr kurze Distanzen stark ändern.

Allgemein gültige Entfernungsregeln lassen sich jedoch nicht ableiten. Nimmt man an, daß die Linien gleicher Sortierung, ähnlich wie Isopachen, angenähert elliptisch um das Ausbruchszentrum angeordnet sind (MEYER 1964), so steigt die Sortierung in Abhängigkeit von der Entfernung — je nach Richtung zum Krater — unterschiedlich stark. Für die hier untersuchten 3C-Aschen des Popocatépetl ist das Förderareal nicht bekannt, es kann daher auch die Lage der untersuchten Profile zum Gesamtareal nicht bestimmt werden.

Neben dieser entfernungsabhängigen Veränderung läßt sich auch eine Verschiebung der Schwermineralzusammensetzung im Verlauf der Eruption der 3C-Aschen feststellen. Der Hornblendegehalt sinkt bei vielen Profilen innerhalb der 3C-Aschen von unten nach oben deutlich ab, wobei auch hier die relative Abnahme bei zunehmender Entfernung der Profile vom Ausbruchsherd größer wird; ein weiterer Hinweis auf die gleichmäßige Schüttung der 3C-Aschen über den gesamten untersuchten Bereich. Der Kurvenverlauf entspricht der Veränderung des Magmas zu einer stärker basischen Zusammensetzung bei abnehmendem Gasdruck während dieser Eruption (frdl. mündl. Mittlg. Dr. HEIDE-WEISE).

Als Unterscheidungsmerkmal läßt sich die Schwermineralzusammensetzung der 3C-Aschen nicht verwenden. Im Bereich des Popocatépetl gleichen sich — bei geringen Hornblendedehalten — die Schwermineralverhältnisse von 1C, 2C und 3C, während weiter nördlich — bei steigenden Hornblendegehalten — die älteren Pyroklastika c und die vulkanischen Sande A von 3C nicht unterschieden werden können.

Die Schwermineralzusammensetzung der 3P-Bimslagen liegt im Diagrammfeld 35—65 % Hypersthen, 10—30 % diops. Augit und 20—45 % Hornblende. Sie zeigt im Gegensatz zu den 3C-Aschen keinen Zusammenhang zur Entfernung vom Ausbruchsherd. Bei der heterogenen Zusammensetzung und bei Korngrößen in der Kiesfraktion ist eine Sortierung, wie sie für die 3C-Aschen beobachtet wurde, auch nicht zu erwarten.

Die Schwermineralverhältnisse der älteren Aschen c streuen, wie die 3C-Aschen, in einem weiten Bereich zwischen 15—90 % Hypersthen, 0—20 % diops. Augit und 0—75 % Hornblende (Abb. 4). Auch hier deuten die enge Scharung der Werte um eine der Ausgleichsgeraden A in Abb. 3 ähnelnden Linie und die Beziehung der Hornblendegehalte zur Entfernung vom Popocatépetl auf Ablagerungsbedingungen wie sie für die 3C-Asche beschrieben wurden.

Die Wahrscheinlichkeit einer Scheinkorrelation ist jedoch ziemlich hoch, da das mächtige, vielfältig zusammengesetzte Paket der c-Aschen stratigraphisch durchgehend nicht untergliedert werden konnte. Es kann daher nicht entschieden werden, ob die unter der

Bezeichnung c zusammengefaßten Pyroklastika einem Ausbruchzentrum entstammen und welche Lage, erosiv bedingt, heute oberflächlich ansteht und damit bei der Probenahme erfaßt wurde. Darüber hinaus zeigen die Substrate c teilweise Anzeichen von Umlagerungen durch Wasser- und Windtransport (HEINE & SCHÖNHALS 1973).

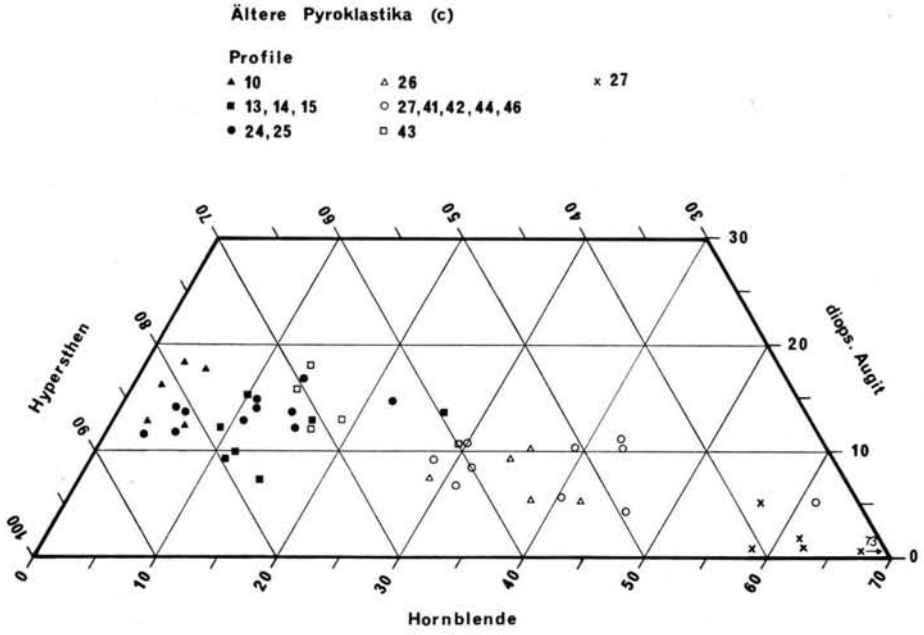


Abb. 4. Verhältnis von Hypersthen, diops. Augit und Hornblende der älteren Pyroklastika c im Dreiecksdiagramm.

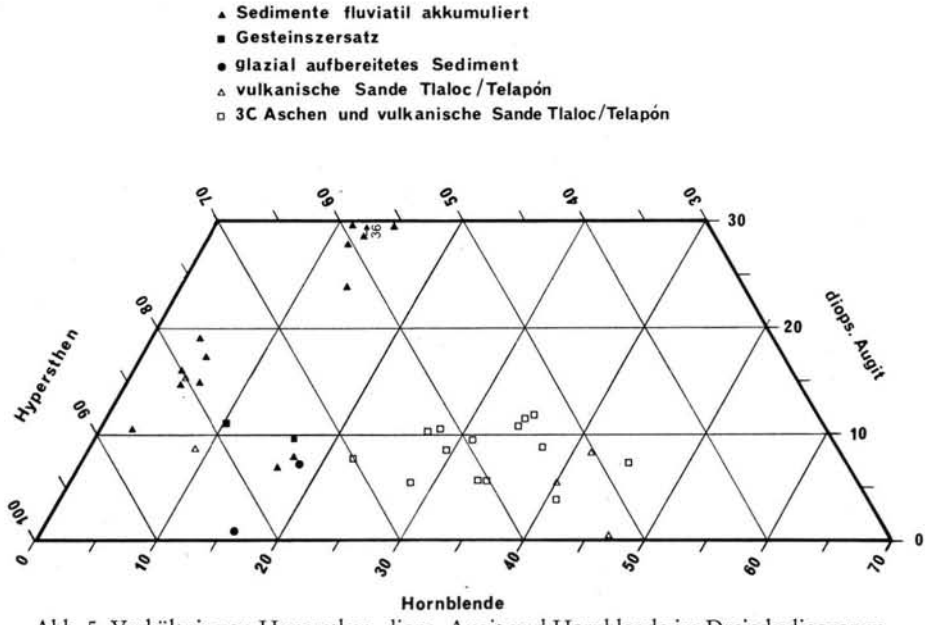


Abb. 5. Verhältnis von Hypersthen, diops. Augit und Hornblende im Dreiecksdiagramm.

Von den fluviatil transportierten Sedimenten (S) wurden zwei Beispiele ausgewählt (Profil 1 und 18, Abb. 5), die einerseits zeigen, daß die Schwermineralzusammensetzung dieser Sedimente je nach Einzugsgebiet verschieden ist (Hornblendegehalte) und daß andererseits eine starke Streuung innerhalb eines Profils auftreten kann (Profil 18).

Die makroskopisch leicht zu unterscheidenden 3C-Aschen und vulkanischen Sande haben im Tlaloc/Telapón-Gebiet sehr ähnliche Schwermineralzusammensetzungen. Die Differenzierung der makromorphologisch nur schwer unterscheidbaren Mischformen ist daher mit Hilfe der Schwermineralanalyse nicht möglich (Abb. 5).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß bei der sehr ähnlichen Schwermineralzusammensetzung aller bodenbildenden Substrate und der starken Windsichtung von Aschen großer Reichweite, die Schwermineralanalyse keine geeignete Methode zur Unterscheidung der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México ist. Es wurde daher versucht, eine Stratigraphie mit pedologischen Untersuchungen durchzuführen.

3. Pedologische Untersuchungen

Bei der Verwendung schwermineralanalytischer Ergebnisse zur Stratigraphie der Pyroklastika wird davon ausgegangen, daß sich die untersuchten Eigenschaften der vulkanischen Lockerprodukte seit ihrer Ablagerung nicht verändert haben und zum Zeitpunkt der Untersuchung die ursprünglichen Eigenschaften der Straten widerspiegeln. Im Gegensatz dazu wird bei der Verwendung von Bodeneigenschaften die altersabhängige Veränderung der Eruptiva zum Kriterium der Stratigraphie.

3.1. Voraussetzungen für die Anwendbarkeit pedologischer Untersuchungen zur Stratigraphie von Pyroklastika

Unter der großen Zahl von Bodeneigenschaften eignen sich nur wenige Merkmale zur Stratigraphie, da sie mehrere Voraussetzungen erfüllen müssen.

3.1.1. Monotone Altersfunktion

Oberflächennahe Pyroklastika werden unter dem Einfluß von Klima, Organismen, Relief und Mensch zu Böden umgestaltet. Dabei verändern sich die Bodeneigenschaften, die ihrerseits als Fließgleichgewichte aufgefaßt werden können, mit der Zeit. Zur Strati-

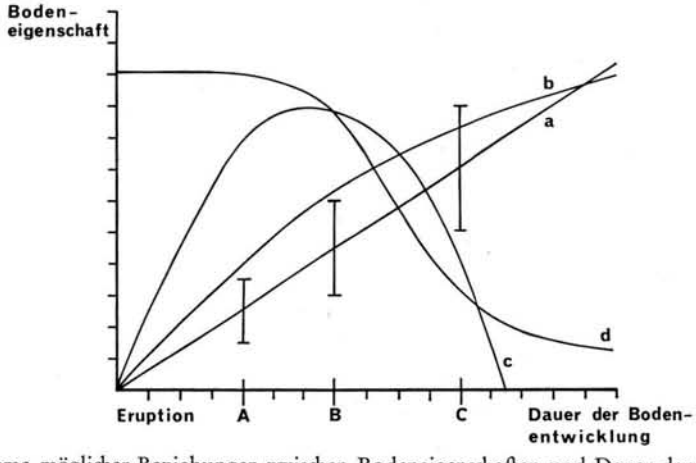


Abb. 6. Schema möglicher Beziehungen zwischen Bodeneigenschaften und Dauer der Bodenentwicklung; weitere Erläuterungen im Text.

graphie müssen Bodeneigenschaften herangezogen werden, deren zeitabhängige Veränderung über den betrachteten Zeitraum keine Maxima oder Minima aufweist, da sonst Pyroklastika unterschiedlichen Alters gleiche Werte der Testgröße annehmen können (Kurve c in Abb. 6). So wird z. B. der Allophangehalt in Andosolen, der altersabhängig zunächst zunimmt, schließlich aber durch Kristallisation zu Tonmineralen wieder abnimmt, keine geeignete Testgröße zur Unterscheidung der Eruptiva der Ausbrüche A, B und C in Abb. 6 sein. Er kann dagegen benutzt werden, um noch ältere Aschenlagen, die kein Allophan mehr enthalten, von jüngeren Aschenlagen mit Allophan zu unterscheiden. Ideal sind Eigenschaften, die sich bei möglichst geringer Beeinflussung durch die übrigen Faktoren linear zur Dauer der Bodenentwicklung verändern, da unter diesen Voraussetzungen neben einer relativen Datierung auch Schätzungen des absoluten Alters möglich sind (Kurve a in Abb. 6). Häufig werden es jedoch asymptotische Kurven vom Typ b sein, die lediglich eine relative Einordnung möglich machen.

3.1.2. Geringe Tiefenfunktion

Geeignete Testgrößen sind häufig Produkte von Transformationsprozessen, die meist tiefenabhängige Veränderung der Werte zeigen. Die hieraus resultierende Streuung innerhalb einer Schicht hängt vor allem vom Boden- und Klimatyp ab. Im allgemeinen nehmen die Werte mit zunehmender Tiefe ab. Bei starkem Tiefengradient muß das gewogene Mittel der Schicht gebildet werden. Wenn bei stark tiefenabhängiger Veränderung in Hanglagen der Oberboden durch Erosion abgetragen wird, verlagert sich die Bodenbildung in ehemals tieferliegendes, wenig durch Bodenbildung verändertes Material. Diese scheinbare Verjüngung des Bodens erschwert die Stratigraphie mit pedologischen Mitteln.

Ein Sonderfall tiefenabhängender Bodenentwicklung tritt in Vulkangebieten auf, in denen die Förderprodukte älterer Eruptionen bei jüngeren Ausbrüchen nur teilweise bedeckt wurden. Die Bodenentwicklung der älteren Schicht wird im Gebiet ohne Überdekkung intensiver ablaufen als im überdeckten Areal. Die Überdeckung bedeutet in jedem Fall eine Veränderung der Entwicklungsintensität; wird sie bei tiefgründiger Überdeckung nahezu Null, so wird der Boden in seinem Stadium zum Zeitpunkt der nächstjüngeren Eruption konserviert. Es kann jedoch auch zu einer Rückentwicklung einzelner Bodenmerkmale kommen (z. B. Humusgehalt).

3.1.3. Verlagerungsresistenz

Da in Böden neben Transformationsprozessen, deren Auswirkungen wir zur Stratigraphie heranziehen, auch Translokationsprozesse ablaufen, muß überprüft werden, inwieweit das untersuchte Merkmal verlagerungsresistent ist. Das Ausmaß der Verlagerungsvorgänge ist vor allem typgebunden. So ist z. B. in jungen Andosolen die infiltrative Beweglichkeit des Humus sehr groß, während die Verlagerung pedogener anorganischer Verbindungen wie Allophan und Eisenoxide sehr gering ist. Altern diese Böden, so zeigen sie häufig Merkmale einer Lessivierung, ein Prozeß, der durch hohe Beweglichkeit der Tonminerale und Eisenoxide charakterisiert ist.

Solange die Verlagerung auf die zu untersuchende Schicht beschränkt ist, wird lediglich die Streuung der Vergleichswerte innerhalb der Schicht erhöht. Dies ist unbedenklich, solange die altersabhängigen Unterschiede deutlich größer sind. Bei starker Streuung muß ebenfalls das gewogene Mittel einer Schicht gebildet werden. Die Testgröße wird unbrauchbar, wenn die Verlagerung auf tieferliegende Schichten übergreift.

3.1.4. Isolierbarkeit der altersabhängigen Bodenentwicklung

In Abbildung 6 wurde die altersabhängige Veränderung einer Bodeneigenschaft schematisiert als Linie dargestellt. Diese Schärfe der Beziehung gilt jedoch nur unter der

Voraussetzung, daß die übrigen Faktoren der Bodenbildung im gesamten Untersuchungsgebiet und über den betrachteten Zeitraum konstant waren, eine Prämisse, die unter natürlichen Bedingungen nicht erfüllt ist.

Die Zeitfunktion der Bodenentwicklung wird daher für die verschiedenen innerhalb des Untersuchungsgebietes auftretenden Faktorenkonstellationen variieren. In Abb. 6 ist diese Streuung durch vertikale Balken um die Funktion „a" für drei verschieden alte Pyroklastika (A, B, C) dargestellt. Sie umfaßt außerdem die aus dem Analysenfehler, der Tiefenfunktion und aus Verlagerungsvorgängen resultierende Streuung. Eine sichere Zuordnung der untersuchten Pyroklastika ist mit Hilfe der Bodeneigenschaft nur möglich, wenn sich die Streubereiche der einzelnen Eruptionen nicht überschneiden. In Abb. 6 lassen sich die Böden aus Pyroklastika der Eruptionsphasen A und C eindeutig unterscheiden, während für A/B und B/C Überschneidungsbereiche bestehen, in denen eine Zuordnung nicht möglich ist. Die Abbildung zeigt weiter, daß die Unterscheidbarkeit verschieden alter Pyroklastika mit Hilfe eines Bodenmerkmals von den Relationen Altersunterschied der Pyroklastika zu Steigerung der Altersfunktion des Bodenmerkmals zu Varianz des Merkmals gleichalter Pyroklastika abhängt.

Voraussetzung für diese Art der Schlußfolgerung ist, daß zumindest die Extremwerte der variierenden Bodenbildungsfaktoren erfaßt werden, damit die maximale Spannweite der Streuung bekannt ist. Eine streng statistische Probenahme (z. B. geschichtete Stichprobe) wird bei den räumlich gleitenden Übergängen der unterschiedlichen Faktorenkonstellationen und dem vom Arbeitsaufwand her bestimmten kleinen Stichprobenumfang nur selten möglich sein.

Für die einzelnen Faktoren muß insbesondere folgendes berücksichtigt werden:

Mineralzusammensetzung und Form der Pyroklastika müssen sehr ähnlich sein. Auch bei vergleichbarem Chemismus einer Bims- und einer Aschenlage wird die altersabhängige Bodenentwicklung sehr unterschiedlich ausfallen, da sich vor allem der Wasserhaushalt in beiden Substraten erheblich unterscheidet.

Klimavarianzen innerhalb des Untersuchungsgebiets beeinflussen die altersabhängige Bodenentwicklung und erhöhen so die Streuung der Testgröße innerhalb einer Schicht. Der Einfluß der Klimaunterschiede steigt mit dem Alter der untersuchten Schichten. Lassen die auftretenden Klimavarianzen einen nennenswerten Einfluß auf die Testgröße vermuten, so müssen bei der Probenahme die klimatischen Extremlagen berücksichtigt werden, um die Spannweite der hieraus resultierenden Streuung zu erfassen. Ebenso sind die Auswirkungen paläoklimatischer Klimaschwankungen zu überprüfen.

Reliefunterschiede bedingen vor allem eine Änderung der Erosionsanfälligkeit und des Wasserhaushalts. Die übrigen Faktoren wirken nur in Einzelfällen stärker differenzierend.

3.2. Eignung pedogener Eisenfraktionen zur stratigraphischen Gliederung der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México

Untersuchungen zur alters- und klimaabhängigen Bodenentwicklung der Sierra Nevada (Miehlich 1974) haben gezeigt, daß Eisenfraktionen als pedologische Testgröße zur Unterscheidung der makroskopisch, mikroskopisch und schwermineralanalytisch nicht unterscheidbaren Aschenlagen 1C, 2C, 3C und c geeignet sein können. Bestimmt wurden an insgesamt 157 Proben Gesamteisen (Fe_t) und an 237 Proben dithionitlösliches Eisen (Fe_d) und oxalatlösliches Eisen (Fe_o). Das Gesamteisen wurde im $HF/HClO_4$-Aufschluß (Jackson 1958 modifiziert) erfaßt, die Extraktion mit $Na_2S_2O_4$ erfolgte nach Mehra & Jackson (1960) und das oxalatlösliche Eisen wurde nach Schwertmann (1964) gewonnen. In allen Fraktionen wurde das Eisen atomabsorptionsspektrometrisch bestimmt und auf $^0/_{00}$ der

humusfreien Feinerde berechnet. Der Quotient $Fe_o : Fe_d$ wird als Aktivitätsgrad bezeichnet.

Durch die Verwitterung werden aus dem Substrat im Verlauf der Bodenbildung Fe-Ionen freigesetzt, die teils als röntgenamorphe Eisenoxidhydrate ausfallen, teils organische Komplexverbindungen eingehen. In Abhängigkeit von Bodeneigenschaften kristallisiert ein wechselnder Anteil zu sekundären Eisenmineralen. Das dithionitlösliche Eisen ist ein Maß für den Gesamtgehalt an pedogenem Eisen, während das oxalatlösliche Eisen lediglich ein Maß für das gelöste, organisch gebundene und röntgenamorphe Eisen ist. Der Quotient $Fe_o : Fe_d$ ist daher ein Indikator für den Kristallisationsgrad des pedogenen Eisens. Die Anwendbarkeit dieser Fraktionierung zur Interpretation bodengenetischer Prozesse in mitteleuropäischen Böden untersuchten BLUME & SCHWERTMANN (1969); spezielle Probleme bei Pyroklastika diskutieren MEYER & SAKR (1970).

Da Na-Dithionit auch das in Pyroklastika auftretende primäre Mineral Magnetit löst, ist die Methode nur bei magnetitarmen Substraten einsetzbar.

Es soll nun im einzelnen überprüft werden, inwieweit die pedogenen Eisenfraktionen die Voraussetzungen von Abschnitt 3.1 erfüllen.

Monotone Altersfunktion: der Gehalt an Fe_d wird über den hier betrachteten Zeitraum bei einer hohen Reserve an verwitterbaren Mineralen altersabhängig zunehmen; ein linear zeitabhängiger Zusammenhang ist u. a. wegen der unterschiedlichen Verwitterbarkeit von Gläsern und Mineralen nicht zu erwarten (Kurventyp b in Abb. 6). Der Aktivitätsgrad $Fe_o : Fe_d$ wird während der Andosolphase zunächst altersunabhängig hoch sein; erst gegen Ende der Allophanphase wird der Aktivitätsgrad altersabhängig abnehmen, da bei sinkenden Allophan- und Humusgehalten die Kristallisationshemmung zu sekundären Eisenmineralen geringer wird (Kurventyp d in Abb. 6).

Geringe Tiefenfunktion: der Tiefengradient der Eisenfraktionen ist im Bereich der Sierra Nevada entsprechend ihrer Lage im Klimabereich der Randtropen gering. Die Substratkarte (Abb. 1) zeigt, daß sich die Areale für 1C/1P, 2C/2P und 3C/3P nicht decken. Es war daher notwendig, die Proben der 3C-Aschen in $3C_1$ (unbedeckt) und $3C_2$ (von 1C—2P bedeckt) getrennt zu betrachten. Die Aschen 2C treten in den untersuchten Proben immer von 1C und 1P bedeckt auf.

Verlagerungsresistenz: eine Verlagerung von pedogenem Eisen ist für die Aschen 1C und 2C auszuschließen, während die Tiefenfunktionen des Fe_d-Gehalts der 3C-Profile im warm trockenen Bereich des Hangfußes der Sierra Nevada eine schwache Verlagerung andeuten, die jedoch die Schichtgrenzen nicht überschreitet. Eine relative Anreicherung des pedogenen Eisens durch Abfuhr anderer anorganischer Komponenten (z. B. Desilifizierung vgl. AEPPLI 1973) kann für die jungen Aschenlagen 1C bis 3C wegen der geringen Tiefenfunktion des natronlaugelöslichen Siliciums (MIEHLICH 1974) nur untergeordnet wirksam sein.

Isolierbarkeit der altersabhängigen Bodenentwicklung: die einheitliche Schwermineralparagenese der Aschen 1C, 2C und die übereinstimmenden Gesamteisengehalte (1C : 36 — 46 ‰; 2C : 38—50 ‰) zeigen, daß für 1C und 2C die primäre Einheitlichkeit sehr hoch ist. Die starke Windsortierung der 3C-Aschen erhöht die Inhomogenität der primären Zusammensetzung, was sich in einer höheren Streuung der Fe_t-Werte (36—56 ‰) ausdrückt. Es ist daher zu erwarten, daß die Streuung der Fe_d-Werte innerhalb 3C durch die Inhomogenität des Ausgangsmaterials erhöht wird. Beim Vergleich zwischen den Schichten 1C, 2C und 3C ist ein geringes Ansteigen der Fe_t-Gehalte mit zunehmendem Alter zu berücksichtigen, was eine leichte Überzeichnung des Altersseinflusses auf Fe_d bewirken könnte. Da die Streubreite der Fe_t-Werte für alle Schichten jedoch überdeckend ist, kann dieser Faktor nur untergeordnet wirksam sein.

Sowohl die Ergebnisse der Schwermineralanalyse als auch die hohe Streubreite der Fe_t-Werte (35—75 ‰) zeigen, daß unter dem Oberbegriff „ältere Pyroklastika" so heterogene Substrate zusammengefaßt wurden, daß im direkten Vergleich die Fe_d-Werte weder innerhalb von c noch gemeinsam mit 1C, 2C und 3C zur Altersgliederung benutzt werden können. Dies gilt in verstärktem Maße für die Substrate S, G, M und A. Die Bimslagen 1P, 2P und 3P können trotz ähnlicher Schwermineralparagenese und Gesamteisenwerte wegen der unterschiedlichen Bodenentwicklung nicht mit den Aschen 1C, 2C und 3C verglichen werden.

Untersuchungen von LAUER & STIEHL (1973) ergaben für das Arbeitsgebiet eine beträchtliche höhenabhängige Klimavarianz, die einen starken Einfluß auf die Eisenfreisetzung hat (MIEHLICH 1974). Es ist daher eine von 1C über 2C zu 3C zunehmende Streuung der Fe_d-Gehalte zu erwarten. Die Probenahme berücksichtigt für alle Pyroklastika die maximale Klimavarianz. Nach den paläoklimatischen Untersuchungen von HEINE (1973) gab es in der Sierra Nevada im betrachteten Zeitraum vier Phasen mit kühler-feuchteren Klimabedingungen als heute, die zu Gletschervorstößen führten. Auch aus diesem Grunde ist mit einer linear altersabhängigen Zunahme der Fe_d-Gehalte nicht zu rechnen.

Die übrigen Faktoren der Bodenbildung (Vegetation, Relief und wirtschaftender Mensch) sind in der Sierra Nevada im Verhältnis zur altersabhängigen Bodenentwicklung nur untergeordnet wirksam. Dies ist besonders für das Relief erstaunlich, da Hangneigungen bis 70 % keine Seltenheit sind. Die splittrigen, ineinander verzahnten Einzelkörner bedingen bei hoher Wasserleitfähigkeit eine starke Resistenz gegen Erosion, solange die geschlossene Vegetationsdecke erhalten bleibt. Weganschnitte, die Bachbetten queren, zeigen, daß die Erosionsleistung seit den letzten beiden Eruptionen sehr gering war. Die Gefahr flächenhafter Erosion birgt die Vernichtung der Krautschicht und der organischen Auflage durch häufiges Brennen in Waldweidegebieten (ERN & MIEHLICH 1972).

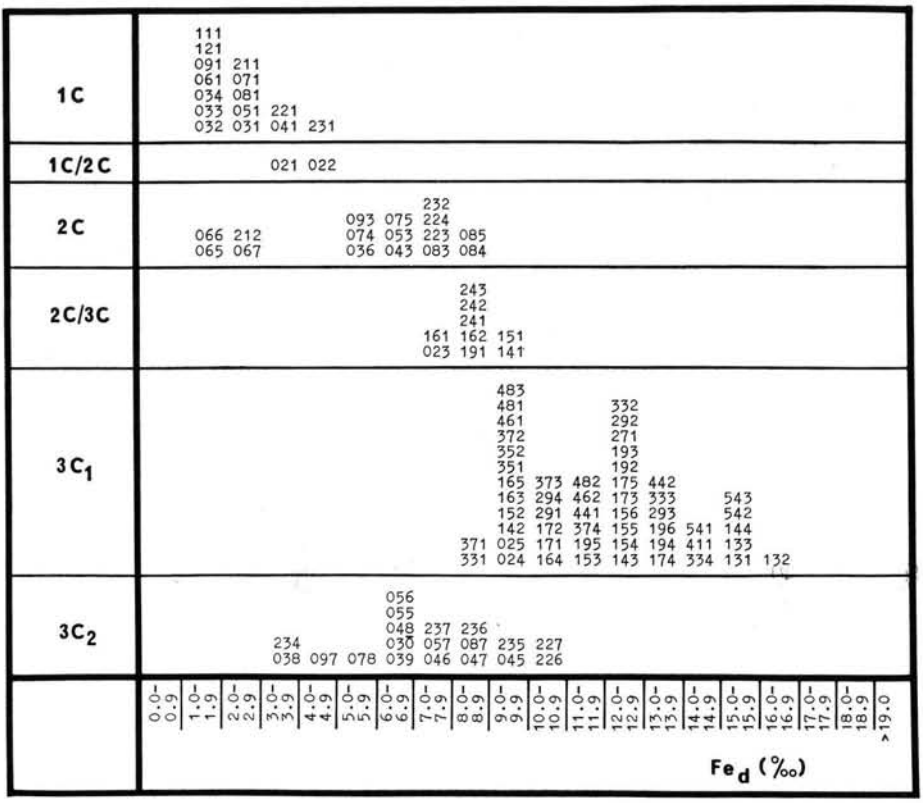
3.3. Ergebnisse der Eisenfraktionierung und des Allophan-Tests

In Tab. 2 bis 5 sind die Gehalte an dithionitlöslichem Eisen bzw. die Quotienten $Fe_o : Fe_d$ der untersuchten Substrate als Häufigkeitsverteilung aufgetragen (vgl. Erläuterungen zu Tab. 1 in Abschnitt 2). Für die Pyroklastika 1C, 1P, 2C, 2P, 3C, 3P und c umfaßt die Probenahme alle Regionen und alle Extreme des am stärksten differenzierenden Faktors Klima. Es ist daher anzunehmen, daß die Spannweite der Verteilung für diese Pyroklastika charakteristisch ist. Dagegen hat die Form der ermittelten Verteilungen wegen der systematischen Probenahme bei teilweise geringem Stichprobenumfang wenig Aussagewert. Für die Lagen A, S, G und M wurden jeweils nur einzelne charakteristische Beispiele ausgewählt.

Der Analysenfehler (bestimmt an 10 % zufällig ausgewählter Proben) ist mit einem Variabilitätskoeffizient unter 2 % so gering, daß die Streuung durch den Analysenfehler nur unwesentlich erhöht wird.

Proben, deren Zuordnung makromorphologisch nicht eindeutig möglich war, werden getrennt aufgeführt (1C/2C, 2C/3C, 3C/c, 3C/A). Solche Proben treten vor allem in Profilen auf, die entlang der Verbreitungsgrenzen der Bimslagen entnommen wurden (Tab. 2 u. 4, Profile 02, 14, 15, 16, 19, 24), da hier teilweise die trennende Bimslage fehlt, und so die makromorphologisch nicht unterscheidbaren Aschenlagen direkt übereinanderliegen. Die Proben 3C/c, 3C/A treten entweder in Profilen auf, in denen die 3P-Lage fehlt oder undeutlich ausgebildet ist bzw. Durchmischungen beider Substrate vorliegen (Tab. 3 u. 5).

Die Fe_d-Gehalte der jüngsten Aschenlage 1C (Tab. 2) sind mit 1,0—4,9 ‰ sehr gering; ihre Streuung ist trotz hoher Klimavarianz entsprechend des geringen Alters von 1C



Tab. 2. Häufigkeitsverteilung des Gehalts an dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) in ‰ der humusfreien Feinerde; Abkürzungen vgl. Abschnitt 1.

(ca. 400 Jahre) nur wenig ausgeprägt. Der hohe Wert der Probe 231 ist möglicherweise auf eine Beimengung von 2C-Aschen zurückzuführen, da in Profil 23 die 1P-Lage nur als dünner Schleier ausgebildet ist.

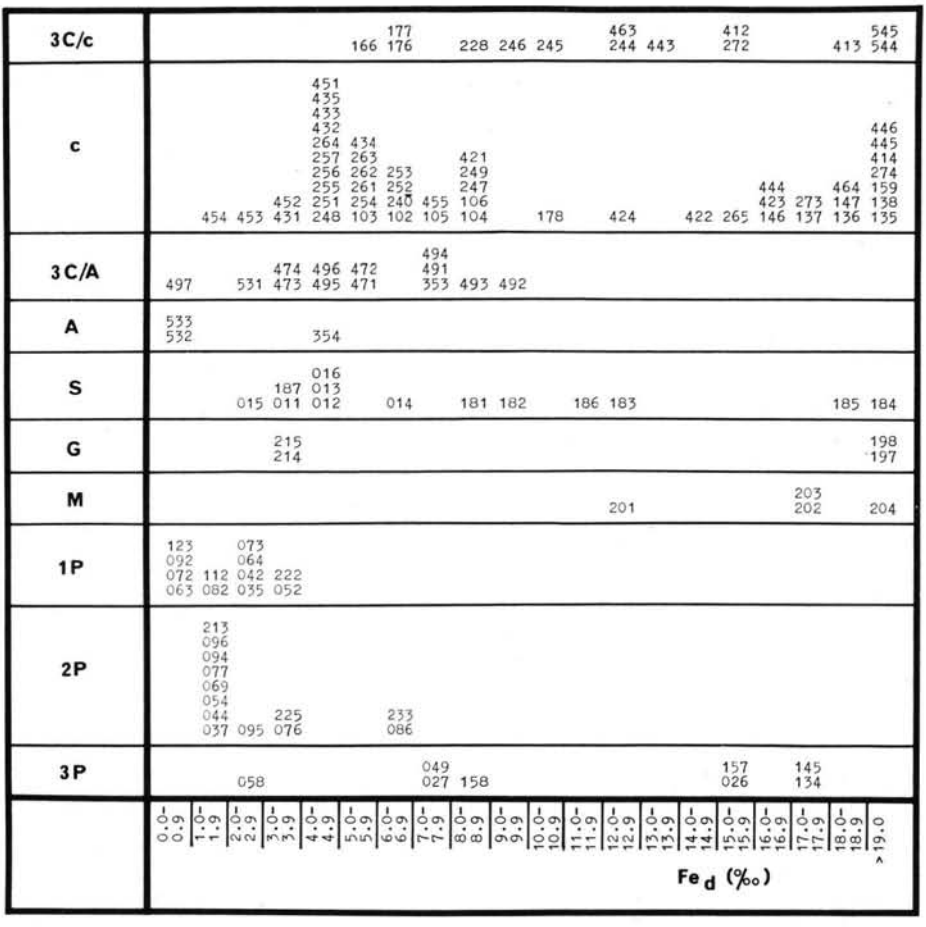
Die Fe_d-Werte für die 2C-Aschen bilden zwei Verteilungen. Die geringen Gehalte zwischen 1,0 und 2,9 ‰ entstammen Profilen in mehr als 4000 m Meereshöhe. Unter den Klimabedingungen dieser Region (mittlere Jahrestemperatur unter 5° C, Jahresniederschläge 800—1200 mm, mehr als 240 Frosttage im Jahr, Lauer & Stiehl 1973) ist die Bodenbildung so stark eingeschränkt, daß sich ein erheblicher Altersunterschied kaum auf die Eisenfreisetzung auswirkt. Unter weniger extremen Klimabedingungen (Höhen zwischen 2500 und 3800 m ü. NN) wirkt sich dagegen das höhere Alter der 2C-Aschen so deutlich auf die Fe_d-Gehalte aus, daß eine Unterscheidung zwischen 1C- und 2C-Aschen mit Hilfe dieser pedologischen Testgröße möglich ist.

In 3C-Aschen ohne Bedeckung durch jüngere Aschen ($3C_1$) ist die Bodenentwicklung gegenüber 2C-Aschen soweit fortgeschritten, daß die Fe_d-Gehalte auf 8,0—16,9 ‰ gestiegen sind. Die starke Streuung der Werte zeigt die differenzierende Wirkung der Klimavarianz in älteren Pyroklastika. Unbedeckte 3C-Aschen treten in Höhen über 3600 m nicht mehr auf, so daß Extremwerte, wie sie in Höhen über 4000 m zu erwarten sind, in der $3C_1$-Verteilung nicht enthalten sind.

Mit Hilfe der Fe_d-Werte lassen sich ohne Schwierigkeit $3C_1$- von 1C-Aschen unterscheiden. Auch die Unterscheidung von $3C_1$ und 2C ist mit Ausnahme eines schmalen Überschneidungsbereichs zwischen 8 und 9 ‰ möglich.

Die Form der Verteilung und die Tatsache, daß der größte Teil der Streuung auf die Wirkung der Klimavarianz zurückgeführt werden kann (MIEHLICH 1974), bestätigen, daß die in ihren Schwermineralverhältnissen stark streuuenden Proben von 3C einer Ausbruchsphase entstammen.

Die Bedeckung der 3C-Aschen durch Ablagerungen jüngerer Eruptionen ($3C_2$), die meist 1—1,5 m erreicht, verlangsamt die Bodenbildung in den 3C-Aschen. Bei ähnlicher Streuung wie in $3C_1$, werden die Fe_d-Gehalte in $3C_2$ mit 3,0—10,9 ‰ so gering, daß eine Unterscheidung von 1C und 2C zu $3C_2$ nicht möglich ist. Ein grober Altersvergleich (Bodenbildung in 3C ohne Überdeckung max. ca. 7000 Jahre/Alter 2C-Aschen max. ca. 5000 Jahre) ergibt, daß die Eisenfreisetzung nach der Überdeckung mit jüngeren Pyroklastika sehr stark eingeschränkt wurde.



Tab. 3. Häufigkeitsverteilung des Gehalts an dithionitlöslichem Eisen (Fe_d) in ‰ der humusfreien Feinerde; Abkürzungen vgl. Abschnitt 1.

Die Zwischenstellung der Fe_d-Gehalte für nicht sicher einzuordnende Proben (1C/2C und 2C/3C) zeigt, daß im Grenzbereich der Bimsverbreitung (1P, 2P) Aschen verschiedener Eruptionsphasen unmittelbar übereinanderliegen. Für den Nordrand der 2P-Verbreitung (Abb. 1) läßt sich ein Saum von ca. 5 km Breite nachweisen, in dem 2C über 3C-Aschen liegen. Für das Profil 02, das im Grenzbereich der geschlossenen Verbreitung von 1P und 2P liegt, kann die stratigraphische Abfolge 1C-2C-3C-3P wahrscheinlich gemacht werden.

Wie bereits aus den Vorüberlegungen zu vermuten, lassen sich die Fe_d-Gehalte für die älteren Pyroklastika (c) nicht zur Stratigraphie heranziehen (Tab. 3). Die Streuung der Werte reicht über den gesamten Bereich der im Untersuchungsgebiet auftretenden Gehalte, und die Verteilung ist deutlich 2-gipflig. Im Gegensatz zu 3C ist die Ursache für diese hohe Streuung vor allem in der primären Heterogenität der hier zusammengefaßten Pyroklastika zu suchen.

Dennoch ist eine Unterscheidung der älteren Pyroklastika c von 1C, 2C und 3C mit Hilfe des Aktivitätsgrades möglich. Der Aktivitätsgrad junger Andosole ist hoch und zeigt im Verlauf der Bodenentwicklung über mehrere Jahrtausende (1C bis 3C in Tab. 4) kaum altersabhängige Unterschiede, da die Kristallisation amorpher Eisenverbindungen durch den hohen Allophan- und Humusgehalt stark behindert wird (SCHWERTMANN & a. 1968).

Gegen Ende der Andosolphase nehmen der Humus- und Allophangehalt stark ab, wodurch die Kristallisationshemmung vermindert wird. Die Aktivitätsgrade der älteren Pyroklastika sind dementsprechend gering (Tab. 5). Dabei wirkt sich die primäre Inhomogenität der Sedimente, die zu einer zweigipfligen Verteilung der Fe_d-Werte führte, nicht gleichermaßen auf den Kristallisationsgrad aus, da hier das relative Verhältnis $Fe_o : Fe_d$ bestimmt wird. Mit Ausnahme eines Überschneidungsbereichs zwischen 0,3 und 0,5 lassen sich daher mit Hilfe des Aktivitätsgrades die älteren Pyroklastika c von 1C, 2C und 3C unterscheiden. Dies ist besonders für 3C/c wichtig, die sich bei fehlender 3P-Lage weder morphologisch noch schwermineralogisch eindeutig auseinanderhalten lassen.

	.00–.04	.05–.09	.10–.14	.15–.19	.20–.24	.25–.29	.30–.34	.35–.39	.40–.44	.45–.49	.50–.54	.55–.59	.60–.64	.65–.69	.70–.74	.75–.79	.80–.84	.85–.89	.90–.94	.95 ^
1C						041		111		211 061 033	071 051		231 121 032	034	091		031		221	081
1C/2C										022					021					
2C												065	212 067		066	232 093	085	074		224 223 084 083 075 053 043 036
2C/3C								243 023		242	241				161	141	162 151		191	
3C						483 132	133 025	411 271 237 131	024	543 462 461	542 371 171	541 482 372 172	331 236 056 048	481 442 373 334 333 294 235 175 165	441 374 174 164 078 057	332 173 163 142 087	351 156 152 144 143 055 047 030	352 292 227 226 196 039 038	291 234 193 192 155 154	293 195 194 153 046 045

$\frac{Fe_o}{Fe_d}$

Tab. 4. Häufigkeitsverteilung des Aktivitätsgrades ($Fe_o : Fe_d$); Abkürzungen vgl. Abschnitt 1.

Bei Klimabedingungen, wie sie in der Sierra Nevada unterhalb 4000 m herrschen, ist anzunehmen, daß die Bodenentwicklung in Aschenlagen nach 10 000—15 000 Jahren so weit vorangeschritten ist, daß kein Allophan mehr nachweisbar ist. Es muß daher möglich sein — neben der Trennung durch die Eisenfraktionierung — auch durch die Prüfung auf Allophan die älteren Aschen c (ca. 25 000 Jahre alt) von den jüngeren Aschen 1C—3C (400 bis ca. 9 000 Jahre alt) zu trennen. Hierzu eignet sich der semiquantitative Allophan-Test nach FIELDES & PERROT (1966), der eine Einstufung in viel, wenig, kein Allophan erlaubt. Von 68 untersuchten Proben, die nach der Makromorphologie und der Eisenfraktionierung als Aschen 3C angesprochen wurden, zeigen 60 viel und 8 (meist $3C_2$Proben) wenig Allophan, während von 52 Proben, die als ältere Pyroklastika angesprochen wurden, 50 kein und 2 Proben wenig Allophan aufweisen. Von 15 Mischschichten haben 8 viel, 5 wenig und 2 kein Allophan. Der auch im Gelände durchführbare Allophan-Schnelltest erlaubt so eine einfache und sichere Unterscheidung der makroskopisch sehr ähnlichen 3C-Aschen von den älteren Pyroklastika c.

Auch für die bereits morphologisch leicht unterscheidbaren Substrate vulkanische Sande (A), fluviatil akkumulierte Sedimente (S), glazial aufbereitetes Sediment (G), Gesteins-

	.00-.04	.05-.09	.10-.14	.15-.19	.20-.24	.25-.29	.30-.34	.35-.39	.40-.44	.45-.49	.50-.54	.55-.59	.60-.64	.65-.69	.70-.74	.75-.79	.80-.84	.85-.89	.90-.94	.95 ^
3C/c						413 246 245	244	463 412 272	545 544	177			443 176	166	228					
c	455	454 453 433 432 424	464																	
	435	423	452																	
	434	422	451																	
	265	274	431																	
	257	273	414																	
	256	264	262																	
	255	263	251	421																
	106	254	240	261																
	105	253	249	178	446		444													
	104	252	247	138	445		248		147											
	103	102	159	097	137		135		136	146										
3C/A			474		473				531 496		495	472	497 471	494		493 491	353	492		
A				533			532	354												
S			016	013		187 186											182			
			014	012	015	011		185	184			183					181			
G			198 197					215							214					
M				203 202		204 201														
1P							082	063		112		064	123 073		042		092	052		222 035
2P			054		096 095							213		076			233 086 077 037	094	044	225
3P		027			049	134 026		158	058						145		157			

Tab. 5. Häufigkeitsverteilung des Aktivitätsgrades (Fe_o : Fe_d); Abkürzungen vgl. Abschnitt 1.

zersatz aus Phänoandesiten (M) sowie die Bimslagen 1P, 2P und 3P wurden Eisenfraktionierungen durchgeführt (Tab. 3 u. 5). Die Ergebnisse sollen hier kurz diskutiert werden, da sie Beispiele für die eingangs angeführten theoretischen Überlegungen darstellen.

Die Eisenfreisetzung in Böden aus vulkanischen Sanden des Tlaloc/Telapón-Gebiets ist altersabhängig deutlich geringer, als in den jüngeren Aschen des Popocatépetl, da die primäre Zusammensetzung eisenärmer und die Verwitterungsrate durch die grobe Körnung verringert ist. Dem entsprechen Fe_d-Gehalte zwischen 0 und 5 ‰. Weiterhin ist anzunehmen, daß die heute oberflächlich anstehenden vulkanischen Sande erst vor relativ kurzer Zeit erosiv freigelegt wurden, so daß die Fe_d-Werte nicht die Eisenfreisetzung während des gesamten Zeitraums nach der Ablagerung (ca. 22 000 Jahre) repräsentieren. Unter diesen Voraussetzungen lassen sich pedologische Methoden nicht zur Stratigraphie heranziehen.

Die Fe_d-Gehalte in fluviatilen Sedimenten spiegeln die Herkunft ihrer Ablagerungen wider. Die Fe_d-Gehalte in Profil 18 streuen über nahezu den gesamten Bereich; sie zeigen, daß dieses Profil aus dünnen Lagen sehr unterschiedlich vorverwitterter Pyroklastika aufgebaut ist, während das Profil 1 bei geringer Streuung ein in Profiltiefe sehr ähnliche Zusammensetzung der fluviatilen Sedimente erkennen läßt. Auch in glazial aufbereitetem Material (G) hängen die Fe_d-Gehalte stark von der Zusammensetzung der transportierten Gesteine ab. Wie bei den fluviatil akkumulierten Sedimenten sind ihre Fe_d-Gehalte kein Maß für die altersabhängig autochthone Bodenbildung, da teilweise schon vorverwittertes Material in den glazialen Transport einbezogen ist (z. B. Gesteinszersatz aus Phänoandesiten (M) in Profil 19).

Die intensiv rote Farbe des Gesteinszersatzes aus Phänoandesiten (M) deutet bereits auf einen hohen Gehalt an Fe_d, der jedoch keinesfalls zur Relativdatierung verwandt werden kann, da es sich hierbei um eine reliktische Bodenbildung in einem durch glaziale Vorgänge im Bereich der Iztaccihuatl freigelegten, sehr viel älteren Gesteinszersatz handelt. Die mit der Tiefe zunehmenden Gehalte an Fe_d im Profil 20 sind vermutlich auf die abnehmenden Beimengungen jüngerer Aschen zurückzuführen.

Die Auswirkung unterschiedlicher Formen von Pyroklastika auf die Bodenbildung läßt sich aus dem Vergleich der vom Chemismus her sehr ähnlichen Substrate 1P, 2P, 3P mit den entsprechenden Feinaschelagen 1C, 2C und 3C zeigen. Die Verwitterung der Bimslage beschränkt sich auf eine altersabhängig dicker werdende Verwitterungsrinde der Bimspartikel; von einer Bodenbildung kann kaum gesprochen werden. Die an Feinerdeproben ($\Phi < 2$ mm) gewonnenen Ergebnisse täuschen zu hohe Werte vor, da diese Fraktion teilweise nur 10 % der überwiegend feinkiesigen Bimslagen ausmacht.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse, daß es möglich ist, verschieden alte Pyroklastika durch die Analyse altersabhängiger Bodenentwicklung zu unterscheiden. Der erfolgreiche Einsatz dieser Methode ist jedoch an die sorgfältige Überprüfung einer größeren Zahl von Voraussetzungen geknüpft.

Literaturverzeichnis

Aeppli, H.: Barroböden und Tepetate. — Diss., Gießen 1973.

Blume, H.-P. & Schwertmann, U.: Genetic Evaluation of Profile Distribution of Aluminium, Iron and Manganese Oxides. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **33**, 438—444, Madison 1969.

Cornwall, J. W.: Estratigrafía de los depósitos terrestres volcánicos y de los suelos entre Chalco y Puebla. — Bol. INAH **32**, 25—29, Mexiko 1968.

Ern, H. & Miehlich, G.: Diferencia de Vegetación y Suelos Dependientes del Relieve en un „Valle Cerrado" de la Sierra Nevada, México. — Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala **5**, 9—14, Puebla 1972.

Fieldes, M. & Perrot, K. W.: The Nature of Allophane in Soils, 3. — N. Z. Jl Sci. **9**, 623—629, 1966.

Frechen, J.: Die Herkunft der spätglazialen Bimstuffe in mittel- und süddeutschen Mooren. — Geol. Jb. **67**, 209—230, Hannover 1952.

Heine, K.: Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. — Erdkunde **27**, 161—180, Bonn 1973.

Heine, K. & Heide-Weise, H.: Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40.000 años. — Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala **7**, 7—8, Puebla 1973.

Heine, K. & Schönhals, E.: Entstehung und Alter der „toba"-Sedimente in Mexiko. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 201—215, Öhringen 1973.

Jackson, M. L.: Soil Chemical Analysis. — Englewood Cliffs 1958.

Kaltofen, R.: Tabellenbuch der Chemie. Leipzig 1973.

Kneib, W.: Versuch einer bodengeographischen Gliederung der Sierra Nevada de México. — Unveröff. Diplomarbeit, Hamburg 1973.

Kneib, W., Miehlich, G. & Zöttl, H. W.: Clasificación Regional de los suelos de la Sierra Nevada de México. — Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala **7**, 11—13, Puebla 1973.

Lauer, W. & Stiehl, E.: Hygrothermische Klimatypen im Raum Puebla-Tlaxcala (Mexiko). — Erdkunde **27**, 230—234, Bonn 1973.

Mehra, O. P. & Jackson, M. L.: Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System buffered with Sodium Bicarbonate. — Clays and Clay Minerals, London 1960.

Meyer, B. & Sakr, R.: Menge, Sitz und Verteilung der extrahierbaren Fe-, Al-, SiO_2- und Humus-Anteile und ihr Einfluß auf die Austausch-Eigenschaften von typischen sauren Lockerbraunerden. — Göttinger Bodenkundl. Berichte **14**, 49—83, Göttingen 1970.

Meyer, J,: Stratigraphie der Bimskiese und -aschen des Coatepeque-Vulkans im westlichen El Salvador (Mittelamerika). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **119**, 215—246, Stuttgart 1964.

Miehlich, G.: Klima- und altersabhängige Bodenentwicklung von Vulkanascheböden der Sierra Nevada de México. — Mitteilungen d. Dtsch. Bodenkundl. Ges. **18**, 360—369, Göttingen 1974.

Miehlich, G., Kneib, W. & Heide-Weise, H.: Los materiales de partida de los suelos en la región Sierra Nevada, México. — Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala, in Vorbereitung.

Mooser, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. — Bol. INAH **30**, 12—15, Mexiko 1967.

Schwertmann, U.: Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. — Z. Pflanzenern. Düng. Bodenkunde **105**, 194—202, Weinheim/Bergstr. 1964.

Schwertmann, U., Fischer, W. R. & Papendorf, H.: The Influence of Organic Compounds on the Formation of Iron Oxides. — Transactions 9th Intern. Congr. of Soil Sci. **I**, 645—655, Sidney 1968.

Weyl, R.: Beiträge zur Geologie El Salvadors. IV. Die Bimsaschen in der Umgebung San Salvadors. — Neues Jb. Geol. Paläontol. Mh. **2**, 49—70, Stuttgart 1954.

White, S. E.: El Iztaccihuatl. — INAH, Serie Investigaciones **6**, Mexiko 1962.

Yarza de la Torre: Volcanes de México. Mexiko 1971.

Manuskript eingeg. 13. 5. 1974.

Anschrift des Verf.: Dr. Günter Miehlich, Ordinariat für Bodenkunde der Universität Hamburg, 2057 Reinbek, Schloß.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 126-131	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Die pleistozäne Vergletscherung und die Frage der Landsenkung im Bereich des Chonos-Archipels / Südchile

Von Klaus Fischer, Augsburg

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung. Im Südsommer 1973 wurde das Gebiet der Guaitecas-Inseln und des Chonos-Archipels in Südchile untersucht. Die in der Literatur weitgehend vertretene Ansicht einer Kippung oder Landsenkung der Westseite der Patagonischen Anden als Ursache des „ertrunkenen" Tälerreliefs erweist sich als unzutreffend. Erstmalig können für dieses Gebiet Ausmaß und Reichweite der Vergletscherung angegeben werden.

Abstract. In summer 1973 (southern hemisphere!) the Guaitecas-Isles and the Chonos-Archipelago in southern Chile were studied. Tilting or subsidence of the western part of the Patagonian Andes have assumed to be at the origin of the "drowned" valleys, we find there, is proved to be uncorrect. For the first time, the extension of the glaciations can be given for the southern part of the Patagonian Andes from 43° 70′ to 46°.

Während die Reichweite der pleistozänen Vergletscherung auf der Ostseite der Anden zwischen 41° und 48° Süd und auf der W-Seite des Gebirges auf der Insel Chiloë und in der nördlich anschließenden Chilenischen Längstalung im allgemeinen gut bekannt ist (Caldenius 1932, Czajka 1957, Weischet 1970), besteht südlich der Boca del Guafo und des Golfo Corcovado noch eine Kenntnislücke. Auf einer Fahrt mit dem kleinen Schiff „Guamblin" des Instituto de Investigaciones Geologicas war es mir im Südsommer 1973 möglich, größere Gebiete der Guaitecas-Inseln und des Chonos-Archipels kennenzulernen [1]).

Die Guaitecas-Inseln und der Chonos-Archipel zwischen 47° 70′ und 46° Süd (Abb. 1) stellen einen durch zahlreiche Kanäle, auch Esteros oder Carreras genannt, und Buchten in viele Inseln und Halbinseln aufgelösten Teil der Küstenkordillere dar. Vom Festland wird diese Insel- und Halbinselflur durch die Fortsetzung der Chilenischen Längssenke, den Canal Moraleda und die sich anschließenden Kanäle Costa/Estero Elefantes und Errazuriz getrennt. Zwischen den letztgenannten Kanälen stellt die Insel Traiguén das erste große Relikt dieses Grabens über dem Meeresniveau südlich vom Golf von Ancud dar. Die überwiegend von NNW nach SSO gerichteten Kanäle, die der jüngeren Schieferungsrichtung der hier aus Metamorphiten aufgebauten Küstenkordillere folgen, und andererseits die von O nach W verlaufenden Kanäle gliedern die Landmasse in mehrere große Inselblöcke auf. Die Ost-West-Kanäle sind dabei häufig die Fortsetzung der großen Transversaltäler des Festlandes, z. B. Cisnes-Tal — Canal Puyuguapi — Canal Niñualac und Canal Goñi (südlich bzw. nördlich der Insel James) oder Simpson Tal — Seno bzw. Estero de Aysén — Carrera del Cuchi und Canal Darwin südlich der Insel Victoria oder Tal des Rio Huemules — Paso Tres Cruzes — Canal Chacabuco südlich der Inseln Traiguén und Humos.

Die zahlreichen Kanäle, Buchten und Inseln sind das Ergebnis der kräftigen glazialen Überprägung eines präpleistozänen Tälerreliefs. Spuren dieser Überprägung, wie übersteilte Talhänge, Rundhöckerfluren, Transfluenzpässe sind noch weiter verbreitet, als unmittelbar wahrgenommen werden kann, da der sehr dichte und nur schwer zu durchdrin-

[1]) Die Fahrt wurde dankenswerterweise durch eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft und das Entgegenkommen von Prof. Dr. Hubert Miller, damals an der Universidad Austral de Chile in Valdivia, ermöglicht.

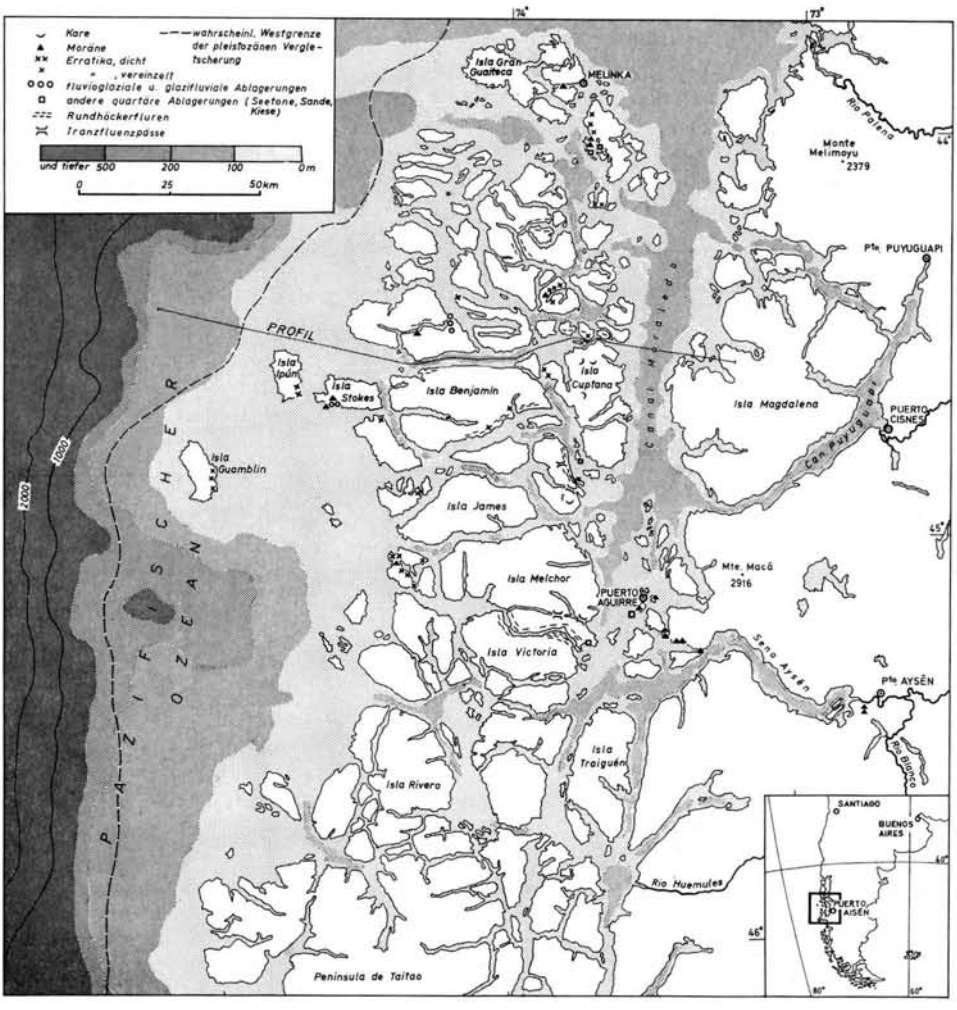


Abb. 1. Guaitecas-Inseln und Chonos-Archipel/Südchile.

gende immergrüne Wald vieles verhüllt. Besonders charakteristisch ist das ungleichsinnige Gefälle der Kanalböden, die, soweit sie bisher genauer ausgelotet sind, den Wechsel von Schwellenzonen und Becken (bis über 500 m tief) erkennen lassen (Abb. 2). Zum Außensaum des Archipels steigen die breiten Böden der Kanäle generell an und streichen auf einer nur 50 bis wenig über 100 m tiefen Schelfplattform aus. Wie vor den Mündungen

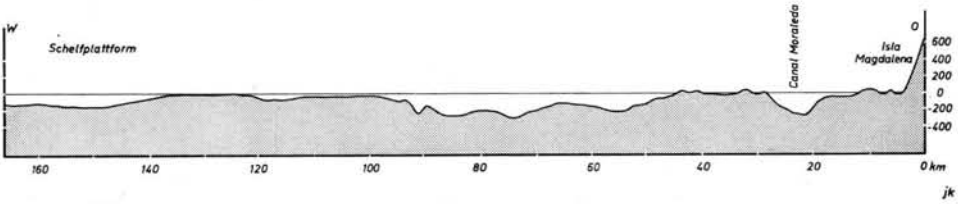


Abb. 2. Längsprofil durch den Canal King (~44° 30′ Süd), 15-fache Überhöhung.

der skandinavischen Fjorde tritt nicht selten eine Klippenzone (strandflate) auf; die tiefen Rinnen, die den skandinavischen Schelf gliedern, fehlen aber hier. Typisch für Westpatagonien sind im Gegensatz zur norwegischen Fjordküste die zahlreichen Querkanäle und die vielen Inseln. WEISCHET (1970) führt diese Unterschiede darauf zurück, daß in den Patagonischen Anden ein junges Kettengebirge, in Skandinavien aber ein stark abgetragenes Gebiet mit geringen Höhenunterschieden bei Eintritt der Vergletscherung vorlag. In Petagonien werden auch nacheiszeitliche Landsenkungen als Ursache dieses Formenbildes angenommen, während sich Skandinavien glazialeustatisch hebt.

Die Annahme einer postglazialen Senkung der Patagonischen Anden findet sich schon in der älteren Literatur, u. a. bei GALLOIS (1901), und hat sich bis heute behauptet. Dabei werden Absenkungswerte zwischen etwa 100 m (BRÜGGEN 1950) und 1000 m (Arnold HEIM 1951) vertreten, die besonders die Westseite des Gebirges betroffen haben sollen. Dadurch seien die Trogtäler und Endmoränen unter den Meeresspiegel getaucht worden. Ausgangspunkt für die Erklärung der Genese der Fjordküste und der Inselfluren ist also, wenn auch nicht immer deutlich ausgesprochen, eine Kippung des Gebirges.

Bei einer näheren Betrachtung ist keiner der Beweise für eine Kippung oder Senkung der Patagonischen Anden eindeutig. Bereits DARWIN (1846) hat nach seiner Fahrt mit der „Beagle" entlang der Küste Westpatagoniens auf hochgelegene, horizontal verlaufende Strandterrassen aufmerksam gemacht. NORDENSKJÖLD (1901 bzw. 1907) schilderte Ähnliches aus dem Umkreis der Magellan-Straße, und HALLE (1910) erwähnte eine 50-m-Terrasse beiderseits des Fitz-Roy-Kanals zwischen Seno Skyring und Seno Otway. AUER (1957) hat sowohl bei seinen Mooruntersuchungen auf Feuerland als auch bei Verfolgen der Strandterrassen an der ostpatagonischen Küste ab Bahía Blanca keine generelle Landsenkung feststellen können. Gegen eine solche sprechen auch teilweise sehr hoch gelegene Terrassen (Abrasionsflächen?) im Chonos-Archipel. Auf den Inseln Churecue und Elena am Ausgang des Seno Aysén und auf dem Festland südlich dieser Inseln sind Verflachungen in 10, 30 und etwa 150 m ausgebildet. Die Inseln Tangbac und Teresa westlich des Canal Moraleda tragen in ca. 200 m Höhe schöne Flächen. Auf Leucayec und seinen Nachbarinseln in der Gruppe der Guaitecas-Inseln sind mehrere Niveaus ausgebildet: in 10, 20—25, 50—60 m und in höherer Lage. Auch auf den Inseln Melchor, Stokes, Jorge, Rowlett und Chalarayel sind Verflachungen zu beobachten, die teilweise glazial überprägt wurden. Bei einer speziellen Aufnahme der Inseln würden sich bestimmt weitere Terrassenreste finden, die keinen Hinweis auf Verstellungen geben.

Häufig werden die abgestorbenen oder absterbenden Wälder unter oder im Meeresspiegelniveau auf dem Landrücken von Ofqui, an der Bahía Esploradores und an der Mündung des Río Huemules in den Estero Elefantes als Anzeichen einer noch immer andauernden Landsenkung angesehen (STEFFEN 1913, 1919). Diese Wälder stocken ausnahmslos auf sehr jungen und sehr mächtigen, lockeren Aufschüttungen aus fluvioglazialem und vulkanischem Material, das in die übertieften Kanäle verfrachtet wurde. Die Senkungserscheinungen sind Folgen der Verfestigung (Diagenese) und der hiermit verbundenen Sackung der Alluvionen. Nirgends finden sich abgestorbene Wälder über festem Anstehendem.

Ebensowenig läßt sich aus den Oberflächenformen auf junge Landsenkung schließen, da auch Fjorde kein sicheres Anzeichen für diesen Vorgang sind, sondern lediglich der Beweis, daß die Übertiefung auch beachtlich unter den Meeresspiegel reichen kann. Dabei wird sicherlich die Ausrichtung von vielen Kanälen auf alte Talanlagen zurückgehen, deren Talboden vor der glazialen Erniedrigung wesentlich höher lag. Im übrigen lag die Ausgangsoberfläche für die Eisarbeit auf der Westseite des Gebirges wie heute auch im Pleistozän niedriger als auf der Ostseite, eine Folge der unterschiedlichen Erosions- und Abtragungsleistung der pazifischen und atlantischen Flüsse.

Als Hinweis auf eine Kippung oder Senkung der Westseite der Patagonischen Anden wird die Verlagerung der Wasserscheide angesehen. Die Verlagerung der Wasserscheide geht jedoch auf rückschreitende Erosion und damit verbundene Anzapfungsvorgänge durch die kurzen, steilen Flüsse der überaus regenreichen pazifischen Seite zurück, die den langen gefällsarmen Flüssen der regenarmen atlantischen Seite mehr oder weniger große Teile des Einzugsgebietes raubten. So entstanden bereits präpleistozän die großen transandinen Quertäler. Eine Kippung wird auch dadurch widerlegt, daß in den östlichen Randanden bzw. am Ostrand des Gebirges miozäne oder unterpliozäne feinkörnige Serien und Konglomerate horizontal oder fast horizontal (mit schwachem O-Fallen) lagern bzw. entlang einer Flexur gebirgswärts aufgebogen sind. Bei einer Kippung wäre W-Fallen zu erwarten. Geomorphologische Kriterien sprechen ebenfalls gegen eine Kippung. Die wahrscheinlich mittelpliozänen Altflächen östlich der höchsten Erhebungen des Gebirges schließen sich, ohne Diskontinuitäten aufzuweisen, zu einer sanft ostwärts abdachenden Oberfläche zusammen, wie es einer alten Entwässerung entspricht. Ihre Ausbildung wäre bei größeren relativen Höhenunterschieden im Gebirge, also bei höherem Oberflächengefälle nicht möglich gewesen, sondern ein kräftig zertaltes Relief hätte sich eingestellt.

Den Beweis für eine postpleistozäne Kippung sieht Arnold Heim (1951) in der Identität von pleistozäner Eisscheide und einer einstmals westlicheren Lage der mittelpliozänen interozeanischen Wasserscheide. Dies kann insofern nicht überraschen, als sie in der Zone der höchsten Gipfel oder Gipfelgruppen des blockförmig zerlegten Gebirges verliefen.

Der Hinweis auf die große Ausdehnung der Moränen aller vier quartären Vergletscherungen auf der atlantischen Seite, denen die Äquivalente auf der Westseite des Gebirges zu fehlen scheinen und zu welchen die spärliche rezente Vergletscherung in keinem Verhältnis steht, ist ebensowenig stichhaltig. Wie der Vergleich zeigt, stehen holozäne und pleistozäne Ausdehnung der Gletscher in den Patagonischen Anden in dem gleichen Verhältnis, wie es sich auch für die Alpen darstellt. Das scheinbare Fehlen von Endmoränenlandschaften auf der Westseite geht auf drei Ursachen zurück: auf den postglazialen Meeresspiegelanstieg, der wegen der tiefen Lage der Landoberfläche zur Überflutung von Moränenlandschaften führte, zum anderen auf die Tatsache, daß zumindest im seichten Schelfgebiet durch die beständige Einwirkung des Ozeans eine Einebnung von Moränenwällen erfolgte (s. auch Paulsen 1936) und in Gebieten größerer Meerestiefe die Gletscher in das Meer kalbten. Letztlich ist die geringe Kenntnis der Verbreitung pleistozäner Ablagerungen im pazifischen Patagonien eine Ursache für diese Auffassung.

Alle bisher angeführten Versuche, das „ertrunkene" Tälerrelief als Folge einer Kippung des Gebirges zu deuten, führten nicht zu befriedigenden Ergebnissen. Auf der Fahrt in der Inselwelt des Chonos-Archipels gelang es, an zahlreichen Stellen neben den morphologischen Charakteristika weitere Hinweise auf die ehemalige Vergletscherung und deren Reichweite zu finden. So wird das Auftreten von Erratika von O nach W häufiger. Besonders dichte Vorkommen fanden sich in den inneren Kanälen und an der Westküste der Insel Kent (westlich der Insel Melchor). Dabei handelt es sich vorwiegend um Granit- und Quarzitblöcke, die aus der Zentralzone des Gebirges stammen, während die Vulkanite aus dem Gebiet östlich der mittelpliozänen Wasserscheide und der Eisscheide bezeichnenderweise fehlen.

Auch an der Küste der Insel Stokes nehmen die Erratika von O nach W stark zu. Im niedrigen SW-Teil der Insel ist an der Südküste über rund 3 km eine bis 40 m mächtige Ablagerung aufgeschlossen, die wegen der schlechten Klassierung, der undeutlichen Schichtung und der geringen Zurundung der Einzelkomponenten und der sehr bunten Zusammensetzung als glazifluvial anzusprechen ist. Sie wird diskordant überdeckt von einer 2—5 m mächtigen, stärker verfestigten Grundmoräne, die das gesamte Relief der Halbinsel im SW von Stokes prägt. Zugleich tritt im Kanal südlich von Stokes gegen den

Ozean hin eine Ausgangsschwelle auf, die mit zahlreichen Klippen besetzt ist. Die Kombination dieser Erscheinungen, die nachlassende Übertiefung anzeigt, spricht für die Nähe der Westgrenze der Eismassen.

Die Bestätigung dieser Annahme findet sich auf der weiter im W gelegenen Insel Ipún. An ihrer Küste (speziell um P.to Scotchwell) liegt auf der Strandplattform bzw. auf den Strandwällen sehr viel ortsfremdes Material. Eine Verdriftung durch Eis ist ausgeschlossen, da wegen des niedrigeren Meeresspiegels während der Kaltzeiten das überaus seichte Schelfgebiet um die Insel Ipún trockengefallen sein muß. Nordöstlich des P.to Scotchwell ist an der Steilküste über dem Tertiär, das die Insel aufbaut, erneut Moräne aufgeschlossen. Die in diese Bucht mündenden Flüsse bringen kantiges, allenfalls kantengerundetes, buntes Material — aufgearbeitete Moräne — aus dem Inneren. Eine Auswertung der Luftbilder von Ipún ergibt, daß die Oberfläche von annähernd N—S-streichenden Höhenrücken gebildet wird, die nach dem Material der Flüsse als Endmoränen gedeutet werden können. Entsprechende Verhältnisse wie an der Küste und im Inneren von Ipún liegen auch bei der Insel Guamblin vor.

Die überaus seichte und unzerschnittene Schelfplattform im N von Ipún und im Umkreis von Guamblin ist ein weiterer Hinweis für eine durch Abrasion eingeebnete Endmoränenlandschaft. Auf den Seekarten des Instituto Hidrográfico der chilenischen Armee sind für die Lotungsstellen überwiegend Steine, Sand und Kies als Untergrund angegeben. Interessant sind allerdings die Tiefenverhältnisse am Ausgang des Canal King zwischen der Insel Stokes im S und der Insel Level im N. Nach dem bis über 300 m tiefen mittleren Kanalstück wird der Fjord nach W bei zunehmender Verbreiterung immer flacher und verliert sich schließlich auf dem nicht einmal 50 m tiefen Schelf nördlich Ipún. Die Tiefenverhältnisse zeichnen hier ein typisches Zungenbecken nach.

Mit diesen Ergebnissen läßt sich für den Chonos-Archipel die Reichweite der pleistozänen Vergletscherung annähernd fixieren. Es muß im Gebiet der beiden Inseln und der nördlich und südlich anschließenden Schelfplattform sein westliches Ende erreicht haben. Das Eis reichte also im Vergleich zu Chiloë ungefähr 80—90 km weiter nach W, wie es bei der polnäheren Lage zu erwarten ist.

Der Verlauf der Eisrandlagen im N des Chonos-Archipels und der Guaitecas-Inseln und südlich Guamblin ist wegen unzureichender Kenntnis der feineren Formen und des Baumaterials des Schelfes nur mit Vorbehalten zu rekonstruieren. Ein Versuch wurde auf Abb. 1 gemacht. Als Anhaltspunkte dienten im N des Archipels die Verbreitung von Erratika und ein Moränenvorkommen auf einer kleinen Insel im Canal Lagreze westlich Melinka (Gonra). Im S muß der Verlauf zunächst hypothetisch bleiben.

Östlich der ehemaligen Eisrandlage konnten weitere Moränenvorkommen, fluvioglaziale und glazifluviale Ablagerungen gefunden werden. In der Guaitecas-Gruppe zeichnen sich besonders die Insel Leucayec und die ihr westlich vorgelagerten kleinen Inseln nördlich der Isla Ovalada durch solche Sedimente aus. Unter einer 2—3 m mächtigen Grundmoränendecke liegen gestauchte glazifluviale Tone, Sande und Kiese bis zu 5 m Mächtigkeit. Größere Ausdehnung haben glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen auch auf den Inseln um Puerto Aguirre. Nördlich dieses Ortes (um den Flugplatz) existieren ausgedehnte Moränendecken und unmittelbar im N des Hafens ist an einem Kliff eine Deltaschüttung aus fluvioglazialem Material aufgeschlossen. Ebenso wie die Seetone wenig westlich des Puerto Lagunas im S der Insel Melchor sind sie wahrscheinlich als Ablagerungen in Eisstauseen gegen Ende der Würmvereisung anzusehen, als bereits ein Eiszerfall einsetzte. Einem Rückzugsstadium des Würmeises oder einem stadialen Vorstoß entsprechen die Endmoränen, die die ehemalige Insel Elisa nördlich des Ausganges des Seno Aysén mit dem Festland verbinden und die offenbar wenig weiter östlich als submarine Schwelle den Canal Pilcomayo vom Seno oder Fjordo Aysén trennen.

Als einzige Insel im gesamten Chonos-Archipel dürfte wegen ihrer Höhe die Insel Cuptana (1640 m) eine nennenswerte pleistozäne Eigenvergletscherung entwickelt haben. In der Gipfelregion dieser Insel sind jedenfalls Kare entwickelt. Zwar fehlen karähnliche Formen auf anderen, bis 700 oder 800 m aufragenden Insel nicht, doch läßt sich ihre glaziale Entstehung nicht mit Sicherheit vertreten.

Literatur

Auer, V.: Über die eustatische Bewegung des Meeresspiegels in Feuerland-Patagonien und anschließende Fragen. — Stuttgarter Geogr. Studien **69**, 407—418, Hermann-Lautensach-Festschrift, Stuttgart 1957.

Brüggen, J.: Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. — Geol. Rdsch. **20**, 1—35, 4 Abb., Berlin 1929.

— : Fundamentos de la Geologia de Chile. — Santiago de Chile 1950.

Caldenius, C.: Los glaciaciones cuarternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. — Geografiska Annaler **14**, 1—164, Stockholm 1932.

Czajka, W.: Die Reichweite der pleistozänen Vereisung Patagoniens. — Geol. Rdsch. **45**, 634—686, 24 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1957.

Darwin, C.: Geological observations on South America. London 1846; deutsch unter dem Titel: Geologische Beobachtungen über Südamerika und kleinere geologische Abhandlungen. Stuttgart 1890.

Gallois, L.: Les Andes de Patagonie. — Annales de Geographie **10**, 232—259, Paris 1901.

Halle, Th. G.: On Quarternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. — Bull. geol. Inst. Uppsala **9**, 93—119, Uppsala 1910.

Heim, A.: On the Glaciation of South America as related to Tectonics. Observations 1939—1947. — Ecl. Geol. Helv. **44**, 171—182, 3 Abb., Basel 1951.

Nordenskjöld, O.: Die Landschaftsformen der Magellan-Länder mit besonderer Rücksicht auf die glacialen Bildungen. — Verh. 7. Int. Geogr. Kongr. Berlin 1899, 2, 303—306,Berlin 1901.

— : Über die posttertiären Ablagerungen der Magellan-Länder. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der schwedischen Expedition nach den Magellan-Ländern 1895—1987. Bd. I, Nr. 2, Stockholm 1907.

Paulsen, I.: Das südchilenische Fjordgebiet. Untersuchung der untermeerischen Teile. — Archiv deutsch. Seewarte **56**, Nr. 4, Hamburg 1936.

Steffen, H.: Die Landbrücke von Ofqui in Westpatagonien. — Mitt. Geogr. Ges. für Thüringen zu Jena **31**, 19—64, Jena 1913.

— : Westpatagonien. 2 Bde., Berlin 1919.

Weischet, W.: Chile. Seine länderkundliche Individualität und Struktur. Darmstadt 1970.

Karten des Instituto Hidrográfico de la Armada de Chile

718	Islas Guaitecas	1 : 100 000
801	Canal Moraleda, Islas Guaitecas a Puerto Lagunas	1 : 250 000
802	Canales Puyuguapi y Jacaf	1 : 250 000
803	Canales Perez Norte y Perez Sur	1 : 125 000
804	Puertos en el Canal Moraleda	
805	Puerto Lagunas y Bahía Anna Pink	1 : 150 000
808	Croquis de Puertos en el Archipiélago de Los Chonos	
809	Puerto Lagunas a Pta Pescadores	1 : 150 000
810	Canal Ferronave	1 : 60 000
811	Bahía Chacabuco y Rio Aysén	1 : 10 000
812	Pta Pescadores, Istmo de Ofqui	1 : 150 000
815	Bahía Anna Pink	1 : 300 000

Manuskript eingeg. 21. 1. 1974

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. K. Fischer, Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Augsburg, 89 Augsburg, Alter Postweg 101.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 132-140	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Fossile Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein

Von Winfried Golte und Klaus Heine, Bonn

Mit 8 Abbildungen

Zusammenfassung. Auf niederrheinischen Terrassenschottern finden sich in zum Teil regelmäßigen Abständen taschenförmige Gebilde mit einer durch Eisenoxyde und -hydroxyde auffällig gefärbten Füllung von Feinmaterial. Sie können bis zu 6 m breit werden und bis etwa 3 m in die Tiefe reichen. Bisher wurden sie als Würge- und Taschenböden gedeutet. Es wird gezeigt, daß diese Gebilde netzartig miteinander in Verbindung stehen und Zeugen fossiler Eiskeilnetze darstellen. Ihre Bildung erfolgte sehr wahrscheinlich nur während der Rißeiszeit im unmittelbaren Vorfeld des Inlandeises.

Summary. On the gravel terraces of the Lower Rhine area one can find in more or less regular distances forms resembling pockets which show a conspicious coloured (Fe-Oxides and -Hydroxides) filling of fine materials. They can get a width up to 6 m and a depth of 3 m. Till today they have been interpreted as cryoturbations. Like a network these forms are connected with one another and represent fossil ice-wedge polygons. Probably they came into existence during the Riss glaciation, right in the surroundings of the inland ice.

1. Einleitung

In den ausgedehnten Schotterablagerungen des Niederrheingebietes finden sich immer wieder in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen auffällige taschenartige Gebilde, deren Füllung überwiegend aus Feinmaterial besteht. Von den Kiesgrubenarbeitern werden derartige Bildungen, die sich schon durch ihre vorherrschend intensiv rostbraune Verfärbung von den umgebenden Schottern abheben und durch ihre zementartig verbackene Beschaffenheit den Kiesabbau erschweren, meist als „Klei-Köppe" bezeichnet. Vor nunmehr 50 Jahren wurden sie erstmalig von Steeger (1925) aus der Krefelder Mittelterrasse beschrieben. Steeger (1944) selbst hat seine Beobachtungen noch einmal im „Klimaheft" der Geologischen Rundschau zusammengestellt. Zuletzt wurden sie von Mertens (1971)

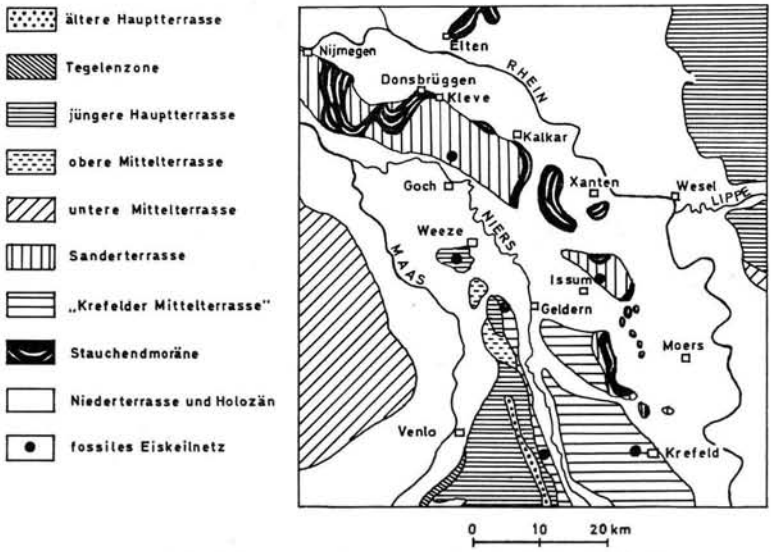


Abb. 1. Geomorphologische Skizze des unteren Niederrheins (nach Wagner 1968).

als „kaltzeitliche Bodenfrosterscheinungen" beschrieben. Wie vor ihm STEEGER erklärt auch MERTENS die Taschen als kryoturbate Bildungen, die sich von den weiter verbreiteten Verwürgungen lediglich durch den hohen Grad der Materialsortierung unterschieden. Ebenso haben die Verfasser selbst (1971) bei der Beschreibung besonders schön ausgebildeter Taschen vom Südrand der Weezer Hees diese als Kryoturbationen gedeutet.

Die bisherigen Deutungen waren jedoch sehr unbefriedigend, und stets blieb schwer vorstellbar, wie durch Kryoturbation derart regelmäßig geformte Gebilde entstanden sein sollen.

Weitere Beobachtungen und Untersuchungen im Gelände haben ergeben, daß es sich in Wirklichkeit um fossile Riesen-Eiskeilnetze handelt [1]).

2. Die Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein

2.1 Beschreibung

Abbildung 2 zeigt eine Tasche vom Nordrand der Weezer Hees (Kiesgrube Venhoven). Aus ihrem Aufbau (Abb. 3) werden die charakteristischen, immer wiederkehrenden Merkmale ersichtlich.

Den Inhalt der Tasche bildet ein schlecht sortiertes tonig-schluffig-sandiges Material mit vereinzelten Geröllen. Die vorherrschende Farbe ist ein intensives Rostbraun (Munsell 5 YR 5/8). Darin befinden sich Schlieren und Bänder von weißlich-grauer Farbe (Munsell 7.5 YR N8/), die zum Teil in ihrer Anordnung die Form der Tasche nachzeichnen. Korngrößenanalysen ergeben, daß die unterschiedliche Färbung unterschiedliche Kornverteilungen widerspiegelt (Tab. 1). Das weiß-graue Material ist stets feiner als das rostbraun gefärbte; der Ton-, Schluff- und Sandanteil beträgt 22,5 % / 21,8 % / 55,7 % für das erstere und 12,7 % / 10,6 % / 76,7 % für das letztere. Die weiß-grauen Schlieren werden häufig von dünnen dunkelbraunen Eisen-/Manganoxyd- und -hydroxydkrusten umgeben. An der Basis der Tasche ist eine feine Bänderung (Lamellierung) nach Korngröße und Farbe zu beobachten, die dem gebogenen Verlauf der Taschensohle folgt (Abb. 8). Der Tonanteil einer Mischprobe der teilweise nur millimeterstarken Bändchen betrug 30,3 %; Mittel- und Grobsand fehlen nahezu vollkommen (Tab. 1, Probe 5). Im mittleren und oberen Teil der Tasche, wo die hellen Schlieren mehr oder weniger senkrecht angeordnet sind und dabei zuweilen eine Marmorierung hervorrufen, wird eine ähnliche Korngrößenverteilung erreicht (Probe 3). Gerölle bis zu Walnußgröße finden sich unregelmäßig im gesamten Feinmaterial verstreut. Gestreckte Gerölle lassen eine Einregelung der Längsachsen im Sinne der Anordnung der hellen Schlieren erkennen.

Stets sind die Taschen in fluvial geschichtete Schotter eingesenkt. In ihrer unmittelbaren Umgebung allerdings ist die ursprüngliche Schichtung der Schotter in charakteristischer Weise gestört. Unter der Taschensohle sind die mehr oder weniger horizontal gelagerten Sedimente nach unten eingebeult. Die Anordnung der einzelnen Gerölle freilich zeigt hier trotz erhalten gebliebener Schichtung, daß sie etwas bewegt worden sein müssen. Zu beiden Seiten der Tasche sind die fluvialen Schotter am stärksten gestört. Bis in etwa halbe Höhe sind Geröllschichten aufgebogen. Schichtungsmerkmale sind im oberen Teil nicht mehr zu erkennen. Es fällt auf, daß hier Geröllpackungen bis unmittelbar unter den ackerbaulich genutzten Boden reichen. Von den Seiten her sind Kiesnester und -bänder über die randlichen Teile der Tasche gezogen. Die Deckschicht über dem zentralen Teil der Tasche hingegen besteht aus einem gut sortierten, schichtungslosen Mittel- bis Feinsand (Proben 4 und 6) von heller fahlbrauner Farbe (Munsell 10 YR 7/4) mit nur wenigen eingestreuten

---

[1]) Obwohl sich mit dem Begriff „Tasche" allzu leicht die Vorstellung kryoturbater Entstehung verbindet, soll er im Folgenden beibehalten werden, weil er besser als jeder andere Form und Inhalt beschreibt.

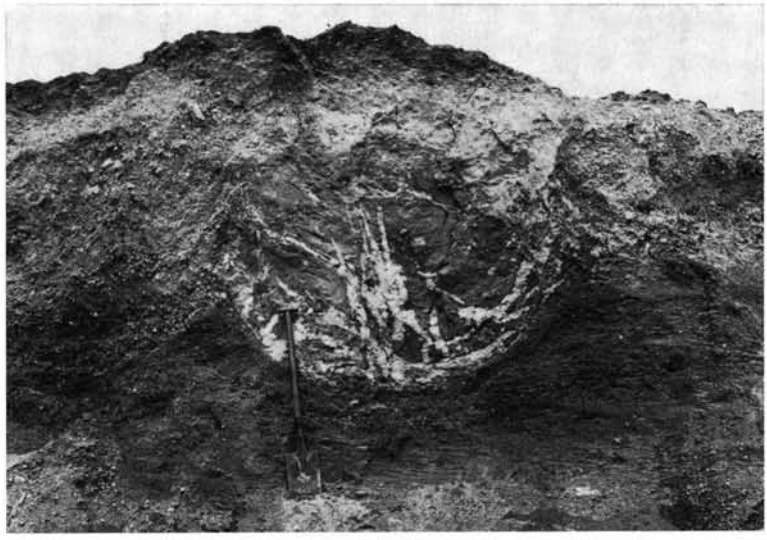


Abb. 2. Fossiler Eiskeil in Schottern der jüngeren Hauptterrasse in der Weezer Hees (Nordwand der Kiesgrube Venhoven, Weeze-Baal). Zur Erläuterung s. Abb. 3.

Geröllen. Gerölle in unmittelbarer Umgebung der Feinmaterialfüllung zeigen vielfach eine tangentiale Einregelung ihrer Längsachsen. In den seitlich über die Tasche herausragenden Geröllpackungen stehen sie häufig senkrecht.

Tab. 1. Korngrößenanalysen verschiedener Proben aus Taschenfüllungen (Prozentwerte) (zur Herkunft der Proben s. Abb. 3 u. 6. Die Proben 5 u. 6 entstammen im Text nicht erwähnten „Taschen")

Proben / Korngrößenklassen	1	2	3	4	5	6	7	8
2—1 mm	0.8	0.5	1.0	0.3	—	2.7	2.4	3.4
1—0.63 mm	0.6	1.1	0.5	0.4	—	1.7	1.7	2.7
0.63—0.2 mm	19.7	52.1	9.2	52.7	0.2	55.9	47.4	33.7
0.2—0.1 mm	12.2	15.0	16.0	24.1	1.6	15.4	17.6	13.0
0.1—0.063 mm	22.4	8.0	28.8	9.4	9.8	6.0	6.8	8.2
60—20 μ	17.0	8.8	16.5	8.4	35.7	12.9	11.4	18.0
20—6.3 μ	4.8	1.8	5.0	0.1	21.6	3.0	3.2	4.7
6.3—2 μ	—	—	—	—	0.8	—	—	—
$< 2\ \mu$	22.5	12.7	23.8	4.6	30.3	2.4	9.5	16.3
	100.—	100.—	100.—	100.—	100.—	100.—	100.—	100.—

Bereits Steeger (1925, 1944) hat durch Nachgraben feststellen können, daß die Taschen sich meist „talartig mehrere Meter weit fortsetzen" (1944, 522). In der Tat handelt es sich, wie eigene Grabungen, Bohrungen und Beobachtungen gezeigt haben, bei den Taschen um Querschnitte langgestreckter Gebilde. An verschieden gerichteten Wänden der untersuchten Aufschlüsse waren daher nicht nur Quer-, sondern auch Längs- und Schrägschnitte zu finden. Da diese meist eine weniger regelmäßige Anordnung der Sedimente

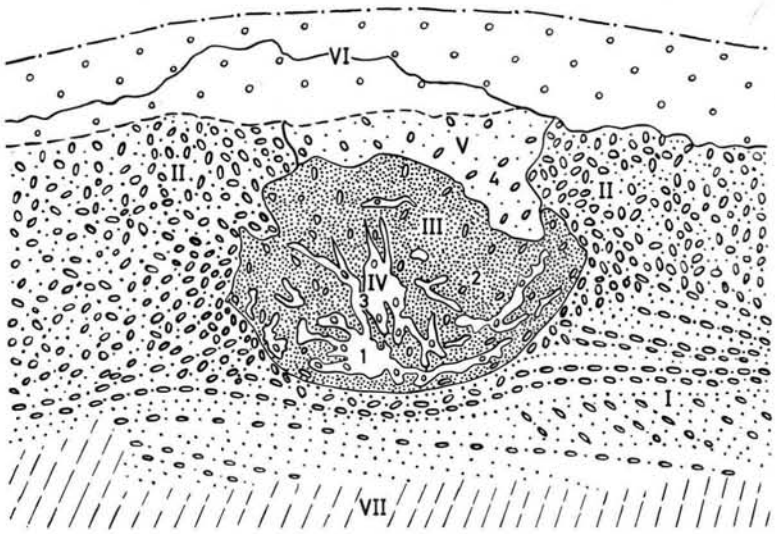


Abb. 3. Profil des in Abb. 2 gezeigten fossilen Eiskeils. Die römischen Ziffern bedeuten: I = ungestörte Schotter der jHT; II = seitlich zusammen- und aufgepreßte Geröllpackungen; III = rostbraune, tonig-schluffig-sandige Feinmaterialfüllung mit eingestreuten Geröllen; IV = weißgraue Schlieren von Feinmaterial mit eingestreuten Geröllen; V = fahlbrauner Mittel- bis Feinsand mit eingestreuten Geröllen; VI = rezenter Boden (Podsol) auf Sand mit eingestreuten Geröllen, größtenteils abgeschoben; VII = Böschung. — Die arabischen Ziffern bezeichnen die Entnahmestellen der Proben 1—4 in Tab. 1.

nach Farbe und Textur erkennen lassen als die Querschnitte, dürfte hier ein Hauptgrund für die bisherigen Fehldeutungen der Gebilde als kryoturbate Formen liegen. Unzweifelhaft aber sind diese in verschiedenster Weise angeschnittenen Gebilde nur Teile eines zusammenhängenden Netzes. Dafür sprechen vor allem auch die Abstände der Taschen in den fluvialen Schottern. Diese sind teilweise auffallend regelmäßig (6—8 m), während an anderen Wänden ein und derselben Kiesgrube Abstände bis über 30 m einerseits und von nur wenigen Dezimetern andererseits beobachtet wurden. „Zwillingstaschen" zeigen an, daß ein Knotenpunkt des Netzes angeschnitten ist. Besonders eindrucksvoll wirken die rotbraunen Taschen dort, wo sie mit weiten Abständen in helle, gut geschichtete Sedimente eingelagert sind, beispielsweise in dem Kalksandstein-Werk Issum oder am Südwestrand der Weezer Hees (vgl. Abb. 4).

Aus den Beobachtungen ergibt sich eine recht unterschiedliche Maschenweite des Netzes. Neben sehr unregelmäßigen polygonalen Grundrissen müssen ungefähr gleich große und mehr oder weniger rechteckige Maschen gebildet worden sein.

2.2 Deutung

Nach den Befunden kann kein Zweifel daran bestehen, daß es sich bei den beschriebenen Formen um die Zeugen von Riesen-Eiskeilnetzen handelt. Die Formen lassen sich nur verstehen, wenn man sie einerseits aus der Eiskeilbildung selbst und andererseits aus dem Zusammenbruch des vorhandenen Eiskeilnetzes erklärt. Das frühere Vorhandensein von Eiskeilen belegen:

a) Die Form der Taschen (Abb. 5). Schon Steeger (1944, 522), der der richtigen Deutung durch genaue Beobachtungen recht nahe gekommen ist, spricht von „taschen-, kessel-, trichter-, trauben-, birnen-, trog- oder wannenförmigen" Querschnitten. Beson-

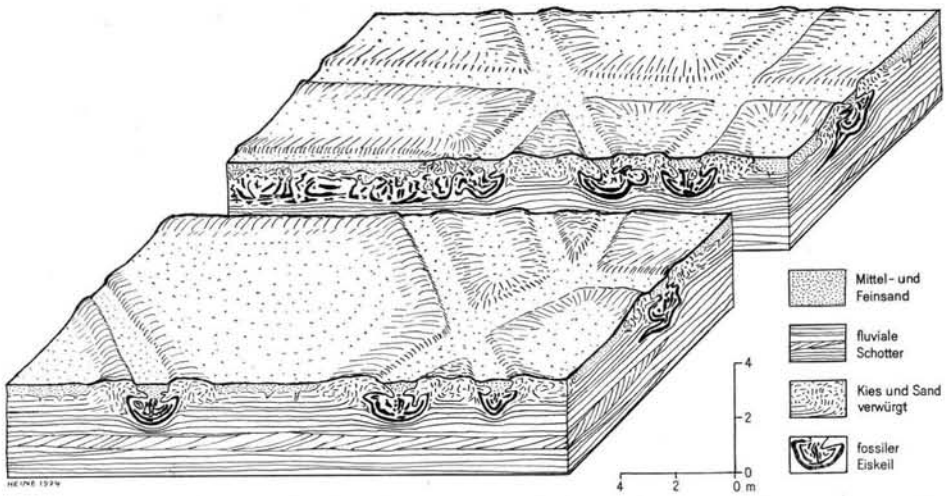


Abb. 4. Rekonstruktion eines fossilen Eiskeilnetzes in der Weezer Hees. Der 25—50 cm mächtige rezente (Podsol-)Boden auf Sand ist in dem Blockdiagramm abgedeckt.

ders instruktiv sind Abbildung und Beschreibung der „Ampulle von Krefeld" (1944, 528 f.). Formen wie diese und andere, die dem herkömmlichen Verständnis der Keilform am besten entsprechen, sind eindeutige Belege für unsere Eiskeil-Theorie und wären durch Verwürgung bzw. Materialsortierung nicht zu erklären.



Abb. 5. Auswahl verschiedener „Taschen"querschnitte.

b) Die seitlich aufgepreßten und gestörten Geröllpackungen (vgl. Abb. 2 u. 3). Das lamellenartige Wachsen und Verbreitern eines Eiskörpers (Eiskeil) bewirkt durch starken seitlichen Druck auf die fluvial geschichteten Schotter deren Stauchung und Aufpressung nach oben. Sehr anschauliche Abbildungen lebender Eiskeile, welche diese Vorgänge illustrieren, finden sich bei Troll (1944, 635), Washburn (1973, 36 u. 94—96) und Péwé et al. (1973, 17—18). Luftaufnahmen rezenter Eiskeilnetze (z. B. Péwé et al. 1973, 18) zeigen in Übereinstimmung mit früheren Beschreibungen (Troll 1944, 637), daß sich die Lage der Eiskeile im Dauerfrostboden an der Oberfläche durch ein Mikrorelief abzeichnet. Über den Eiskeilen befinden sich flache Rinnen. Diese werden begrenzt durch schmale Wälle, die steil zu den Rinnen und flach konkav gegen das Zentrum der durch sie gebildeten Polygone einfallen. Reste jener rahmenden Wälle sind am Niedrrhein in Gestalt der seitlich aufgepreßten Geröllpackungen noch gut zu erkennen.

c) Der von einem Eiskeil ausgehende seitliche Schub bzw. Druck kann aufgrund eines glücklichen Fundes im vorliegenden Zusammenhang anschaulich belegt werden. Eine der in der Kiesgrube 1 km westlich des Ortes Wemb in der Weezer Hees aufgeschlossenen Taschen zeigte genau an ihrer Basis, d. h. unmittelbar unter der Feinmaterialfüllung, einen durch starken seitlichen Druck auf zwei Schichtflächen auseinandergeschobenen paläozoischen Sandstein (Abb. 6). Nach dem Herauslösen aus der Wand ließen sich die drei größeren Platten und die kleineren Bruchstücke ohne Schwierigkeit wieder zur

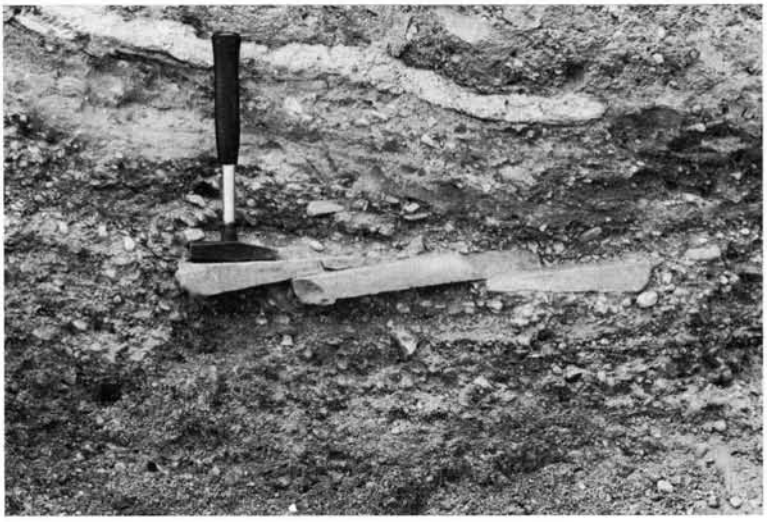


Abb. 6. Auseinandergedrückter paläozoischer Sandsteinblock an der Basis eines fossilen Eiskeils in der Weezer Hees. Aus dem von links oben hereinziehenden weißgrauen Feinmaterialband stammt Probe 8 der Tab. 1, aus dem darüberliegenden rostbraunen Material Probe 7. Weitere Erl. im Text.



Abb. 7. Der in Abb. 6 in situ befindliche Sandsteinblock so wieder zusammengefügt, daß Schichtflächen und Bruchstellen gut sichtbar sind. Weitere Erl. im Text.

ursprünglichen Form zusammenfügen (Abb. 7). Der mit seiner Längsachse quer zur Richtung des Eiskeils liegende Block wog 11 kg und maß 37 cm Länge, 18 cm größte sowie 9 cm kleinste Breite. Die Gesamthöhe betrug 8 cm. Offensichtlich stak er mit der Unterseite starr im Schotter, während sein oberer Teil durch den Druck des sich erweiternden Eiskeils erfaßt und in zwei Platten seitlich um einen Gesamtbetrag von 29 cm verschoben wurde (Länge über alle drei Platten daher 66 cm). Der auf diese Weise in drei (große) Teile zerlegte Block bot den Eindruck dachziegelartiger Überlappung. Die Lagerungsverhältnisse ebenso wie die Tatsache, daß an den Stellen stärkster Beanspruchung kleinere

Stücke abgebrochen waren, schließen vollständig aus, daß er so bereits primär sedimentiert wurde. Auch an anderer Stelle konnten wir — wenn auch nicht entfernt so anschaulich wie im beschriebenen Falle — an der Untergrenze von Eiskeilen auseinandergedrückte Steine beobachten.

d) Das Eiskeilnetz entspricht voll und ganz den in der Literatur beschriebenen Formen (LEFFINGWELL 1915; TROLL 1944; PÉWÉ et al. 1969; PÉWÉ 1973).

e) Aufgrund der heutigen Kenntnis des eiszeitlichen Klimas in Mitteleuropa waren am Niederrhein mindestens zeitweilig die klimatischen Voraussetzungen für die Bildung eines Eiskeilnetzes gegeben.

Der Zusammenbruch des vorhandenen Eiskeilnetzes wird durch folgende Beobachtungen belegt:



Abb. 8. Lamellierung im unteren Abschnitt eines fossilen Eiskeils in der Weezer Hees, das sukzessive Ersetzen des abtauenden Eiskeils durch Feinmaterial zeigend (Kiesgrube Venhoven, Weeze-Baal).

a) Der schalige Aufbau der Füllung der Taschen, kenntlich vor allen Dingen an der unterschiedlichen Färbung (Abb. 8), ist besonders im unteren Teil der Taschen zu finden und dem sukzessiven Ersetzen des abschmelzenden Eises durch feinkörnige Sedimente zuzuschreiben.

b) Die Materialsortierung ist sehr unterschiedlich (Tab. 1). Obwohl die Korngrößenverteilung innerhalb der einzelnen Schalen bzw. Schlieren sehr heterogen ist (mehrphasiges Sediment), wie die Proben zeigen, heben sich die Schalen doch recht deutlich voneinander ab. Der größte Teil der Taschenfüllung besteht aus Mittel- bis Feinsand und entstammt den sandigen Decksedimenten (vgl. Proben 4 und 6). Bei der Auffüllung des Eiskeils wurden außerdem in unterschiedlichem Maße schluffige und tonige Bestandteile eingewaschen. Die gleichen Beobachtungen machten PÉWÉ et al. (1969) und PÉWÉ (1973) an fossilen Eiskeilen in Alaska.

c) Die Einregelung der in die Füllung eingestreuten Gerölle spiegelt den Vorgang des Ersetzens des Eises durch ein- und nachdringende Sedimente wider. Im zentralen oberen Teil der Tasche beispielsweise stehen die Längsachsen mehr oder weniger vertikal.

d) Die von den aufgepreßten Geröllpackungen an den Seiten gegen das Zentrum der Tasche ziehenden Kiesnester- und -bänder belegen sehr eindrucksvoll das end-

gültige Kollabieren des Eiskeils. Ein Teil des Materials der die Eiskeile rahmenden Wälle gelangte im Gefolge der Abschmelzprozesse in die dabei sich vertiefenden Rinnen des Eiskeilnetzes.

3. Diskussion der Ergebnisse

Die vorgetragene Deutung der taschenartigen Gebilde als Zeugen eines fossilen Riesen-Eiskeilnetzes steht in Gegensatz zu den bisherigen Versuchen, sie als Ergebnisse von Verwürgung und Materialsortierung zu erklären. Uns ist keine Arbeit aus Europa bekannt, die ähnliche Gebilde beschreiben und übereinstimmend deuten würde. Doch liegen aus Nordamerika vor allem die gründlichen Arbeiten des Eiskeilspezialisten PÉWÉ vor. Besonders aufschlußreich für einen Vergleich ist die von ihm in Gemeinschaft mit CHURCH und ANDRESEN (PÉWÉ et al. 1969) verfaßte Abhandlung über Ursprung und paläoklimatische Bedeutung von Eiskeilnetzen des Donnelly-Dome-Gebietes in Alaska. Die darin beschriebenen fossilen, Wisconsin-zeitlichen Eiskeilnetze weisen die gleichen Merkmale auf wie die von uns im Niederrheingebiet untersuchten.

Nach PÉWÉ (1973) sind Eiskeile und Eiskeilnetze neben Pingos und Blockgletschern die einzigen sicheren Zeugen für einen Dauerfrostboden. Netze wie die vom Niederrhein beschriebenen entstehen, wenn infolge allgemeiner Erwärmung die Eiskeile langsam schmelzen und der Dauerfrostboden von oben her allmählich verschwindet. Mit dem Abschmelzen des oberen Eiskeils werden zunächst die über dem Netz verlaufenden Rinnen vertieft. In ihnen sammelt sich abfließendes Wasser, welches bis auf das abschmelzende Eis hindurchsickert und Feinmaterial mit sich führt. Beim weiteren Herabschmelzen des Eiskeils und Tauen der umgebenden Sedimente, die dadurch ihr Bindemittel (Eis) verlieren, neigen die Sedimente dazu, in dem vom Eiskeil freigegebenen Bereich hinein zu kollabieren. Diese Vorgänge sind besonders an grobe, sandige Schotter gebunden (vgl. PÉWÉ 1973, 19). Kollabieren des rahmenden Materials und Infiltration von Feinmaterial von oben und von den Seiten führen zu der für die beschriebenen Taschen charakteristischen Heterogenität der Füllung.

Mit der Korngrößenverteilung hängt die intensiv rostbraune bzw. weißgraue Färbung der Taschen zusammen. Das spezifische Porenvolumen der Taschenfüllung bedingt einen hohen Haftwassergehalt im Vergleich zu den umgebenden Schottern. Am höchsten ist der Wassergehalt in den ton- und schluffreichen Lagen am Boden der Taschen. Ähnlich wie in vergleyten Böden sind daher hier Oxydations- und Reduktionsvorgänge besonders intensiv. In den jeweils feinsten ton- und schluffreichen Lagen bedingt reduziertes Eisen die weißlich-graue Farbe, während die gröberen Sedimente infolge leichterer Austrocknung durch Eisenoxyde und -hydroxyde rostbraun gefärbt sind. Zusätzlich dürfte eine gewisse Filterwirkung des Taschеninhalts dazu geführt haben, daß aus dem im gesamten Schotterkörper zirkulierenden Wasser Eisenoxyde und -hydroxyde hier angereichert wurden.

Heute gibt es lebende Eiskeile und Eiskeilnetze nur in Gebieten mit einem zusammenhängenden Dauerfrostboden bei einer Jahresmitteltemperatur von —7° C und darunter (PÉWÉ 1973, 24). Es handelt sich um hochkontinentale Tundren- und Frostschuttklimate. Für die Bildung von Eiskeilnetzen in fluvialen Schottern sind extrem kalte Winter Voraussetzung, da nur dann die Kontraktion des gefrorenen Schotterkörpers groß genug ist, um ein Aufreißen von Frostspalten zu ermöglichen, aus denen später ein Eiskeilnetz hervorgehen kann. Unter dieser Annahme müssen am Niederrhein zeitweilig Jahresmitteltemperaturen von —6° bis —8° C geherrscht haben, was einer eiszeitlichen Temperaturabsenkung von mindestens 15° C entspricht.

Mit dieser postulierten Temperaturabnahme verbindet sich die Frage nach dem Alter der niederrheinischen Eiskeilnetze. Vieles spricht dafür, daß es sich um rißeiszeitliche Bil-

dungen handelt. Bisher sind uns keine fossilen Eiskeilnetze auf würmzeitlichen Schotterterrassen am Niederrhein bekannt geworden. Doch auch auf älteren Schottern haben sie nur eine verhältnismäßig begrenzte Verbreitung im Vorfeld der Drenthe-zeitlichen Inlandvereisung. Die Beobachtungen in Nordamerika legen ebenfalls einen Zusammenhang von Eiskeilnetzen und Eisrandlagen nahe (vgl. PÉWÉ 1973). Nach dem stratigraphischen Befund und dem beobachteten Zusammenhang mit der Eisrandlage kommt nur die Riß-Eiszeit (Drenthe-Stadium) als Bildungszeit der niederrheinischen Eiskeilnetze in Frage. Dafür sprechen auch die auf Schottern der unteren Mittelterrasse unter mächtigen würmzeitlichen Lößsedimenten beobachteten Taschen bei Frimmersdorf an der Erft (v. d. BRELIE et al. 1959). Die für die Bildung notwendige Temperaturabsenkung von mindestens 15° C gegenüber dem heutigen Jahresmittel ist vermutlich nur im Vorfeld des Drenthe-zeitlichen Inlandeises erreicht worden (erhöhte Albedo der Eismasse, Verdunstungskälte, kalte Fallwinde).

Wenn aber die Eiskeilnetze in Schottern nur während des Drenthe-Stadiums entstanden sein können, dann bedeutet dies, daß die Krefelder Mittelterrasse, auf der sich ebenso wie auf der Sanderterrasse der Bönninghardt Eiskeilnetze ausgebildet haben, Drenthezeitlich ist und damit im Niederrheingebiet die Untere Mittelterrasse des Mittelrheins vertritt. Darauf hat THOME wiederholt hingewiesen (1959 u. frdl. schr. Mitt. vom 17. 1. 1972).

Abschließend bleibt festzustellen, daß große Eiskeilnetze von der beschriebenen Art fossil wie rezent nur in verhältnismäßig flachen Schotterebenen mit der Möglichkeit starker Wasserdurchtränkung vorkommen. Bei der Bildung von Eiskeilnetzen in anderen Substraten können sicher auch andere Entstehungsbedingungen als die erörterten geherrscht haben. So hat SELZER (1936) aus dem Leinetalgraben ein vermutlich würmzeitliches Eiskeilnetz in Löß beschrieben, das weit entfernt vom entsprechenden Eisrand liegt.

Literatur

BRELIE, G. v. d., KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R.: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., Bd. 4, 179—196, Krefeld 1959.

GOLTE, W. & HEINE, K.: Zur Deutung eiszeitlicher Ablagerungen und Formen am Niederrhein. — Rhein. Heimatpflege, N. F., 180—187, 1971.

LEFFINGWELL, E. DE K.: Ground-Ice Wedges. The dominant Form of Ground-Ice on the North Coast of Alaska. — The Journ. of Geol. 23, Chicago 1915.

MERTENS, H.: Kaltzeitliche Bodenfrosterscheinungen im Kreisgebiet. — Heimatbuch d. Kreises Kempen-Krefeld 1972, F. 23, 38—42, Kempen 1971.

PÉWÉ, T. L.: Ice Wedge Casts and past Permafrost Distribution in North America. — Geoforum 15, 15—26, Braunschweig 1973.

PÉWÉ, T. L., CHURCH, R. E. and ANDRESEN, M. J.: Origin and paleoclimatic Significance of Large-Scale patterned Ground in the Donnelly Dome Area, Alaska. — Spec. Pap. geol. Soc. Am. 109, Boulder/Col. 1969.

SELZER, G.: Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch. 27, 275—293, Stuttgart 1936.

STEEGER, A.: Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. Beitr. VIII. Zur Frage einer Grundmoräne auf der linksrheinischen Mittelterrasse. — Ber. Vers. Niederrhein. Geol. Ver. f. 1925, Bonn.

— : Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. — Diluvialgeologie u. Klima, hrsg. v. C. Troll. Geol. Rdsch., Bd. 34, H. 7/8, 520—538, Stuttgart 1944.

THOME, K. N.: Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., Bd. 4, 197—246, Krefeld 1959.

TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Diluvialgeologie u. Klima, hrsg. v. C. Troll. Geol. Rdsch., Bd. 34, H. 7/8, 545—694, Stuttgart 1944.

WAGNER, E.: Das niederrheinische Tiefland. Landeskundlicher Überblick. — Topographischer Atlas Nordrhein-Westfalen, Landesvermessungsamt NRW, o.O., 1968, S. 208.

WASHBURN, A. L.: Periglacial Processes and Environments. — London 1973.

Manuskript eingeg. 30. 7. 1974

Anschrift der Verf.: Dr. W. Golte und Prof. Dr. K. Heine, Geographisches Institut der Universität Bonn, 53 Bonn, Franziskanerstraße 2.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 141-156	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht

Ein Beitrag zur Unterscheidung kryogener und nichtkryogener Sedimentstrukturen

Von Gotthard Kowalczyk, Frankfurt/Main

Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Aus fluviatilen Ablagerungen des Jungpliozäns und Altquartärs der südlichen Niederrheinischen Bucht werden Sedimentstrukturen beschrieben, deren Deutung als Kryoturbationen oder Bildungen, die nicht klimabedingt sind, unsicher ist. Genese und Unterscheidungsmöglichkeiten beider Formen werden diskutiert.

Summary. Involution-like sedimentary structures of uncertain origin are described from late Pliocene and early Pleistocene fluviatile deposits in the southern "Niederrheinische Bucht" (NW-Germany). Their genesis and the possibility to differenciate between convolute bedding and cryoturbations are discussed.

1. Einleitung

Die Klimabedingungen während der Ablagerung quartärer Schotter und Sande lassen sich meist nur anhand sedimentologischer Klimaindikatoren erschließen, weil die Erhaltungsbedingungen für Fossilien in solchen Sedimenten fast stets sehr schlecht sind. Überdies sind aussagekräftige Fossilien ohnehin selten.

Als Kennzeichen kalten Klimas gelten dabei: Eiskeile (eigtl. Pseudomorphosen nach Eiskeilen), Frostspalten, Frostmusterböden, Kryoturbationen, Driftblöcke, gelegentlich auch Schluffgerölle, die Geröllmorphologie und der Geröllbestand. Besonders aussagekräftige Indikatoren für Periglazialbedingungen sind Eiskeile und Kryoturbationen. Daher sind genaue Identifikationsmerkmale dieser Formen wünschenswert, um Verwechslungen mit Pseudoformen zu vermeiden.

Die Diskussion über die Genese kryoturbationsartiger Sedimentstrukturen, die seit langem im Gange ist, hat in jüngster Zeit durch experimentelle Arbeiten eine Belebung erfahren. Es handelt sich dabei um Experimente, die auch zum Studium nichtkroygener Schichtdeformationen durchgeführt werden. So versuchten Butrym et al. (1964) — ausgehend von der experimentellen Erzeugung von Sedimentstrukturen — zu zeigen, daß nahezu alle Sedimentstrukturen des Periglazialraumes wie Kryoturbationen, Eiskeile (fossil) und Polygonböden ihre Entstehung nicht dem Klima verdanken und daß sie außerdem ihre Analoga in älteren nichteiszeitlichen Formationen finden [1]).

Diese Ansicht blieb nicht unwidersprochen, z. B. durch Dylik (1965), der auf die Grenzen und Fehlerquellen von Experimenten in der Geologie hinwies.

Von Interesse an der Arbeit von Butrym et al. (1964) aber bleibt die formale Ähnlichkeit oder gar Identität von Kryoturbationen und Sedimentstrukturen nichtkryogener Entstehung (wie convolute bedding i. w. S. und load casts). Das bedeutet, daß Kryoturbationen nicht oder nicht immer von nichtkryogenen Sedimentstrukturen unterschieden werden können. Damit würde der Wert von „Kryoturbationen" als Klimaindikatoren hinfällig.

---

[1]) Butrym et al. sind ausführlich auf Autoren, die die kryogene Entstehung von Schichtverfältelungen in quartären Sedimenten anzweifeln, eingegangen, so daß hier darauf verzichtet werden kann.

Bei der Bearbeitung des Altquartärs in der Niederrheinischen Bucht (Boenigk 1970, Kowalczyk 1971) wurden in Sanden und Kiesen Schichtdeformationen, die von der Form her Kryoturbationen entsprechen, häufig beobachtet. Auch in der älteren Literatur finden sich dafür Angaben. Aufgrund von Eiskeilen, Driftblöcken und der Schottermorphologie im jüngeren Teil der Abfolge (s. Kaiser 1958, Ahorner & Kaiser 1964, Kowalczyk 1971) werden die altquartären Schotter als kaltzeitliche Bildungen angesehen und die Schichtdeformationen dementsprechend als Kryoturbationen gedeutet.

Im unterlagernden Pliozän (und auch Miozän) findet man aber ganz ähnliche Sedimentstrukturen, die wegen der in diesen Schichten enthaltenen wärmeliebenden Flora natürlich nicht durch die Wirkungen periglazialen Klimas verursacht sein können.

Daher schien es sinnvoll, eingehender zu untersuchen, ob die Schichtverfältelungen im Altquartär der Niederrheinischen Bucht sicher als Kryoturbationen — und damit als Kaltklimaindikatoren — identifiziert werden können oder ob andere Entstehungsweisen möglich oder gar wahrscheinlich sind. Zudem konnte bisher nicht sicher geklärt werden, ob die Schotter im Ältestpleistozän der Niederrheinischen Bucht kaltzeitliche Ablagerungen sind oder nicht.

Im folgenden werden schichtinterne Verfältelungen aus dem Pliozän und dem Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht beschrieben, gegenübergestellt und ihre Genese und Unterscheidungsmöglichkeiten diskutiert[2]). Die Beispiele stammen überwiegend aus dem Tagebauen Frechen und Fortuna (-Garsdorf) der Rheinischen Braunkohlenwerke AG, Köln, aufgenommen in den Jahren 1968—72.

In der Folge werden hier nur die Schichtdeformationen, die unter die Sammelbezeichnung „convolute bedding" und „load casts" und „Kryoturbationen" fallen, betrachtet; unter Kryoturbationen werden dabei „kryoturbate Bildungen" im Sinne von Edelman, Florschütz & Jeswiet (1936) verstanden. Nicht in die Diskussion einbezogen werden Formen, die mit ehemaligen Landoberflächen in genetischem Zusammenhang stehen (Frostmusterböden) oder Sedimentstrukturen, bei denen es zu einer Materialsortierung gekommen ist. Ebenso werden nur „synchrone" Strukturen im Altquartär und Pliozän behandelt und nicht die epigenetischen Strukturen nahe der heutigen Oberfläche der Hauptterrasse.

2. Die Sedimentstrukturen

1. Ausbildung

Nach der Deformationsintensität lassen sich folgende Sedimentstrukturen unterscheiden:

a. Schichtdeformationen geringster Intensität sind wellige Verbiegungen ehemals horizontal oder schräggeschichteter Bänke. Dabei ist die Amplitude der „Falten" im Verhältnis zur „Faltenlänge" klein. Ein weiterer Typ ist durch die Vergrößerung der Amplitude gekennzeichnet, so daß das Bild einer intensiveren Verfaltung entsteht. Die Mulden und Sättel sind hier annähernd gleich groß und symmetrisch gebaut. Flachwellige Faltung und Faltung mit größerer Amplitude treten nicht nur getrennt voneinander auf, sondern kön-

---

[2]) Dieses Vorgehen hat den Vorteil, daß grundsätzliche Fehlerquellen beim Übertragen der Ergebnisse von Laborexperimenten auf die natürlichen Gegebenheiten wegfallen; sichtbar werden dabei die Gemeinsamkeiten oder Unterschiede von sicher nichtkryogenen Sedimentstrukturen im Pliozän und den als Kryoturbationen gedeuteten Strukturen im Altquartär.

Die Beispiele aus dem Pliozän wurden bewußt dem Oberen Pliozän entnommen, da hier sedimentologisch die größte Ähnlichkeit zum Altquartär besteht. Die Grenze Pliozän/Pleistozän wurde nach den Ergebnissen von Untersuchungen der Makro-Flora und -Fauna, der Geröll- und Schwermineralanalyse sowie paläomagnetischen Messungen gezogen (s. Boenigk, Kowalczyk & Brunnacker 1972). Unter Altquartär wird im folgenden die jüngere Hauptterrasse (jHT) und die sie unterlagernden quartären Schichten verstanden.

nen innerhalb einer Schicht ineinander übergehen (Abb. 1). Schichtdeformationen dieser Typen liegen durchweg im Größenbereich von einem bis fünf Dezimetern vor.

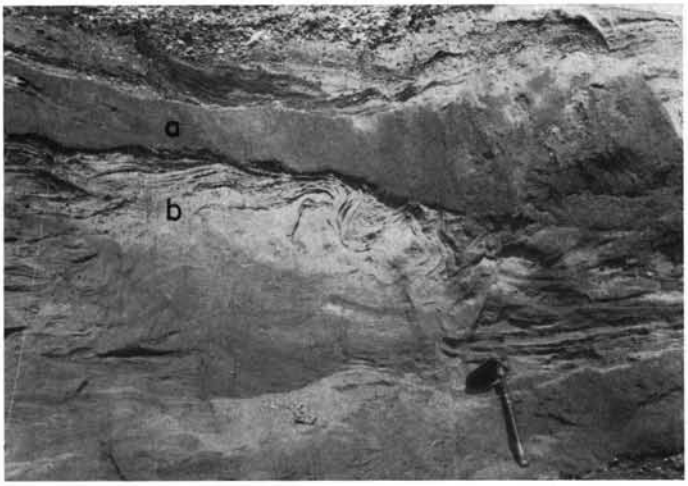


Abb. 1. Verfältelungen mit größerer Amplitude. Altquartär, Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung. a: Schluff, b: Feinsand.

b. Neben diesen relativ ruhigen Faltenformen treten Verfältelungen auf, bei denen Mulden und Sättel nicht gleichartig gebaut sind: Formen mit breiten Mulden und engen Sätteln. Dabei können die Sättel auch pilzförmige Gestalt annehmen (Abb. 2). Die Schichten in den Mulden sind gegenüber denen in den Sätteln verdickt; diese Strukturen erreichen Ausmaße bis 1 m.



Abb. 2. Pilzförmige Schichtverfältelungen. Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

Diese Formen verhalten sich umgekehrt wie diejenigen, die bei periglazialen Tropfenböden zu beobachten sind: Bei Tropfenböden sind die Mulden durch das einsinkende Sediment enger oder tropfenförmig gestaltet (Gripp 1971) — bei den oben beschriebenen Formen sind dagegen die Sättel aufgestiegen bei relativer Lagerungskonstanz der Sedimente in den Mulden.

Während für die Bildung der regelmäßigen Faltenformen ein periglaziales Klima nicht angenommen werden muß, stellt sich bei den pilzförmigen Verfältelungen — sobald man sie in für kaltzeitlich erachteten Schichten findet — die Frage, ob es sich um klimabedingte Lagerungsstörungen handelt oder nicht.

c. Außerdem kommen im Pliozän wie im Altquartär sehr häufig Formen mit weitgeschwungenen Mulden (bis mehrere Meter) und steil oder gar saiger stehenden Muldenflanken vor (Abb. 3). Oft ist zu beobachten, daß die oberen Teile der Sättel erodiert sind; Anschnitte zeigen dann das Bild von aneinandergereihten halben Kettengliedern (Abb. 4). Auch diese Formen erreichen vertikale Ausmaße von einigen dm.

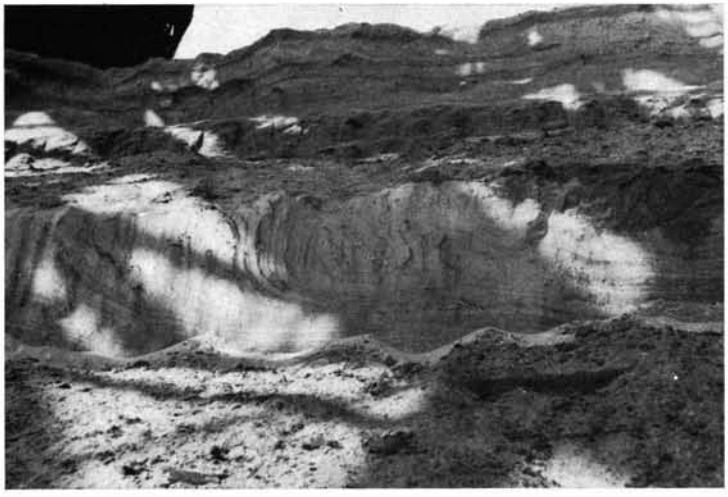


Abb. 3. Schichtverfältelungen mit wannenförmigen Mulden im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, E Peringshofsprung.



Abb. 4. Schichtverfältelungen mit wannenförmigen Mulden im Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung. Der obere Teil der verfältelten Schicht ist erodiert.

d. Weiterhin treten Sedimentstrukturen von kissen- oder ballförmiger Gestalt auf. Die Schichtung ist dabei erhalten; ehemalige Horizontalschichtung ist konzentrisch um einen Kern gelagert, Schrägschichtung spiralig (Abb. 5 und 6).



Abb. 5. Ball- und kissenförmige Sedimentstrukturen im Altquartär; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung.



Abb. 6. Ball- und kissenförmige Sedimentstrukturen im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

e. Intensivste Verformung haben Schichten erfahren, bei denen das ehemalige Gefüge ohne bevorzugte Richtung verfältelt und schlierig aufgelöst wurde. Dabei kann der ehemalige Schichtungstyp noch erkennbar oder aber auch völlig unkenntlich sein (Abb. 7—10). Die Verformung der ursprünglichen Schichtung ist jedoch in keinem Fall so weit gegangen, daß eine völlige Durchmischung — oder gar Materialsortierung — der einzelnen Schichtlamellen eingetreten ist. Solche intensiven Verfältelungen können Bänke von mehr als 2 m Mächtigkeit erfaßt haben.



Abb. 7. Intensiv verfältelte Sande im Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, W Peringshofsprung.



Abb. 8. Intensiv verfältelte Sande im Grenzbereich Plio/Pleistozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung.

Gerade schlierig aufgelöstes Schichtgefüge wird sehr häufig auch von Kryoturbationen beschrieben. Bei ihnen sind aber meist noch Vertikalbewegungen des Sediments rekonstruierbar, bei den Sedimentstrukturen im betrachteten Gebiet jedoch nicht.

Bei allen bisher beschriebenen Strukturen handelt es sich räumlich gesehen um hut- oder blumenkohlartige Aufpressungen oder Einstülpungen in das Hangende oder Liegende, wie Aufgrabungen einzelner Strukturen zeigten.

f. Schichtdeformationen mit gerichtetem Gefüge waren gelegentlich in schräggeschichteten Sanden anzutreffen (Abb. 11).

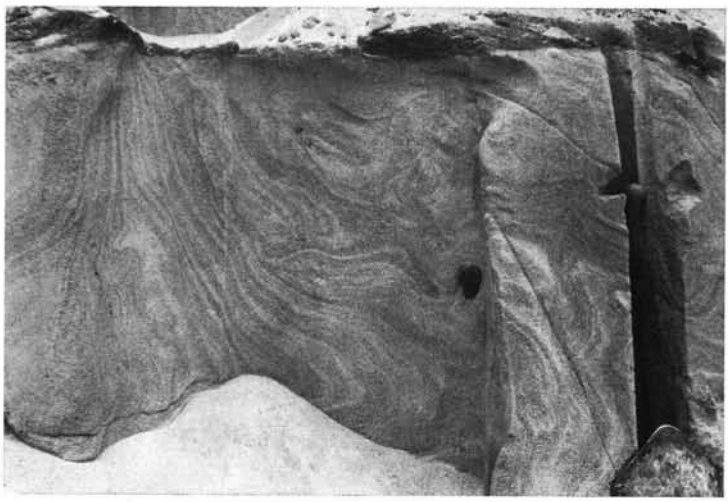


Abb. 9. Intensiv verfältelte Sande im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.



Abb. 10. Intensiv verfältelte Sande im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

2. Bezeichnung der Sedimentstrukturen

Die Bezeichnung für die beschriebenen Sedimentstrukturen hängt davon ab, ob man ihre kryogene oder nichtkryogene Entstehung nachweisen kann. Es werden daher zunächst die Bezeichnungen für beide Möglichkeiten angegeben.

Die Terminologie für kryogene wie für nichtkryogene Sedimentstrukturen ist recht uneinheitlich, da rein deskriptive Bezeichnungen und Begriffe mit genetischem Inhalt nebeneinander verwendet werden.

a. Bezeichnungen für kryogene Sedimentstrukturen

Ausgehend von dem Begriff „kryoturbate Böden" (oder auch „kryoturbate Bildungen") von EDELMAN et al. (1936) werden unter dem Terminus „Kryoturbation" meist alle kryogenen Schichtverfältelungen zusammengefaßt. Unter Kryoturbationen sind dabei Schichtdeformationen durch



Abb. 11. Rutschungsstrukturen in schräggeschichteten Sanden. Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, W. Peringshofsprung.

Gefrier- und Auftauvorgänge zu verstehen, die in einiger Tiefe unter der ehemaligen Landoberfläche (bis mehrere Meter) entstanden sind — ohne daß die Art der Ausbildung näher bezeichnet ist. Unter den so definierten Begriff fallen also nicht Frostmusterböden (Strukturböden) oder andere Landoberflächenbildungen (die Verwendung des Begriffs ist freilich nicht ganz einheitlich).

Kryoturbationen können mehrere Schichten verschiedenartiger Sedimente umfassen oder aber nur auf eine begrenzt sein; sie treten in Dimensionen von Dezimetern bis Metern auf.

Für Kryoturbationen ist auch der Begriff „Würgeboden" gebräuchlich, wobei allerdings das Wort „Boden" irreführend ist. Als spezielle Formen der Kryoturbationen gelten: Taschen-, Girlanden-, Tropfen-, Kissen- und Wickelböden (die Beiwörter beschreiben dabei die Art der Ausbildung). Diese Formen sind nahezu stets an Sedimentwechsel geknüpft, wie z. B. an den Wechsel von Schluff zu Sand.

Als genetisch weitgehend inhaltsloser Begriff ist im englischsprachigen Raum auch der Ausdruck „involution" gebräuchlich (ebenso der Terminus „congeliturbation").

Jahn (1956) unterteilte Verwürgungen (involutions) weiter in faltenförmige, pfeilerförmige und amorphe (fold, pillar, amorphous involutions).

b. Bezeichnungen für nichtkryogene Sedimentstrukturen

Die beschriebenen Schichtdeformationen können — falls nichtkryogener Entstehung — als „meta- oder postdepositional structures" nach der Klassifizierung von Nagtegall (1965) bezeichnet werden. Ihre Ausbildung geschah nicht während des Ablagerungsvorganges, sondern unmittelbar oder später danach. Wie bei den Periglazialerscheinungen werden auch hier Begriffe mit und ohne genetischem Inhalt gebraucht.

Belastungsmarken (load casts) zeigen taschen- oder girlandenförmige oder nierige Einstülpungen einer hangenden Schicht ins Liegende; außerdem sind alle Übergänge zu „flame structures" gegeben. Stets sind bei vollständiger Erhaltung zwei Schichten verschiedenen Sediments wie z. B. Schluff und Grobsand betroffen.

Sichere Vorkommen von load casts wurden im Pliozän und im Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht nicht gefunden; doch ist nicht auszuschließen, daß bei der Ausbildung einiger Schichtdeformationen Bedingungen geherrscht haben, die auch bei load casts gegeben sind[3]).

---

[3]) Sullwold (1959) deutete außerdem die Möglichkeit der Entwicklung von convolute bedding aus load casts an. Auch die Experimente von Anketell, Cegla & Dzulynski (1969) lieferten Strukturen ähnlich dem convolute bedding, die aber auf Vorgänge zurückgehen, die auch typische load casts erzeugen. Im betrachteten Gebiet fehlen außerdem Hinweise auf durch Strömung ausgelöste Schichtdeformationen, wie sie Sanders (1960) beschrieb.

Die beschriebenen Schichtdeformationen fallen formal unter die Sammelbezeichnungen „contorted beds, convolute bedding, convolute lamination" (weitere Synonyma finden sich bei DAVIES 1965 und EINSELE 1963). Es sind dies Schichtverfältelungen mit weiten Mulden und engen Sätteln, wobei die einzelnen Schichtlagen über mehrere Mulden und Sättel hinweg verfolgt werden können. Die Sättel können unsymmetrisch oder pilzförmig gestaltet sein, Sättel und Mulden sind gelegentlich auch in sich verfältet (Abb. 1—4).

Bei noch weitergehenden Deformationen sind keine regelmäßigen Sättel und Mulden mehr erkennbar, sondern das ursprüngliche Schichtgefüge ist schlierig aufgelöst. Solche Sedimentstrukturen werden als „corrugated lamination" bezeichnet (Abb. 7—10). Formal ist jedoch die Grenze zwischen convolute und corrugated lamination nur schwer zu ziehen; beide Formen konnten nebeneinander innerhalb einer Bank beobachtet werden.

Anklänge an Ballen- und Kissenstrukturen zeigen die Schichtdeformationen in Abb. 5 u. 6. Sie sind nahezu identisch mit Sedimentstrukturen, die als „ball and pillow structures" aus präquartären Ablagerungen bekannt sind (doch auch in kryogen gestörtem Würm-Löß des Niederrheingebietes ist dergleichen zu beobachten). Aber auch hier ist der Übergang zu convolute bedding fließend.

Als Rutschung an übersteiltem Hang (slump structure) ist schließlich die in Abb. 11 wiedergegebene Sedimentstruktur aufzufassen (bzw. als „überkippte" Schrägschichtung).

3. Sedimentbeschaffenheit und Vorkommen

Die beschriebenen Sedimentstrukturen konnten mit wenigen Ausnahmen nur in feinkörnigen Sedimenten wie Schluffen und Feinsanden beobachtet werden; Tabelle 1 weist die Md- und So-Werte einiger verfältelter Schichten im Pliozän und Altquartär aus. Besonderheiten im Mineralbestand der verfältelten Schichten sind nicht gegeben, der Glimmergehalt schwankt erheblich, ist aber immer vorhanden. Die Kornform in der Fraktion 0,2—0,63 mm ϕ ist überwiegend gerundet. Obwohl Kieslagen am Aufbau des Pliozäns und Altquartärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht stark vertreten sind, waren Schichtverfältelungen in Kiesen nur an wenigen Stellen (z. B. im Tgb. Ville, Hürth bei Köln) zu beobachten. Auch aus der übrigen Niederrheinischen Bucht sind nur wenige Vorkommen in Kiesen bekannt (s. AHORNER & KAISER 1964); alle diese Vorkommen liegen jedoch im jüngsten Teil der Altquartärabfolge (Jüngere Hauptterrasse).

Tabelle 1. Md- und So- Werte einiger verfältelter Schichten in Pliozän und Altquartär

Altquartär		Pliozän	
Md	So	Md	So
0,325	1,36	0,39	1,47
0,37	1,45	0,34	1,23
0,39	1,44	0,55	1,62
0,36	1,40	0,37	1,39
0,32	1,24	0,38	1,95
0,35	1,42	0,49	1,44
0,32	1,44	0,27	1,18
0,26	1,29	0,32	1,32
0,31	1,37	0,28	1,37

Treten allerdings in verfälteten Sanden oder Schluffen geringmächtige Kieslagen auf, so sind sie in die Verfältelung mit einbezogen worden.

Die Verfältelungen scheinen demnach im behandelten Gebiet nahezu ausschließlich an feinkörnige Sedimente gebunden zu sein — ein im übrigen auch bei Kryoturbationen oft festgestellter Sachverhalt (STEEGER 1944, FLORSCHÜTZ & VAN SOMEREN 1948, VAN STRAATEN 1956).

Die beschriebenen Verfältelungen erfassen meist die gesamte Bank, stellenweise aber auch nur deren oberen Teil. Sie können innerhalb der Bänke weit durchhalten (bei den guten Aufschlußverhältnissen in den Braunkohletagebauen der Ville ließen sich verfältelte Bänke stellenweise mehrere 100 m weit verfolgen); sie können aber auch nur sehr lokal

begrenzt sein, was anscheinend von der Art der Überlagerung abhängig ist. Fast immer ist aber nur eine Bank innerhalb einer Bankfolge von den Verfältelungen betroffen. Nur gelegentlich ist bei der Überlagerung von Sand durch Schluff oder Ton der basale Teil des hangenden Schluffs ebenfalls verfältelt. Das zeigt außerdem, daß die Verfältelungen in Schichten auftreten können, die die ehemalige Landoberfläche nicht unmittelbar unterlagerten.

Zwischen Schichtungstyp und Vorkommen der Verfältelungen konnten keine Beziehungen festgestellt werden. Wenn auch die Verfältelungen in ehemals horizontal geschichteten — laminierten — Sedimenten am häufigsten vorzukommen scheinen, sind doch auch schräggeschichtete Sedimente verfältelt worden; dabei scheinen besondes Bänke mit Linsenschichtung (oder v- und π-cross stratification nach ALLEN 1963) betroffen zu sein.

Das Vorkommen verfältelter Bänke innerhalb einer Bankfolge ist nicht regellos verteilt, sondern scheint gewissen Regelmäßigkeiten unterworfen.

Im Erftbecken, mit der vollständigsten und mächtigsten Pliozän- und Altquartärsedimentation, sind sowohl die Schichten des Jungpliozäns wie die des Altquartärs deutlich rhythmisch gegliedert (die jüngsten Abschnitte des Pliozäns gleichen dabei sedimentologisch dem Altquartär weitgehend; KOWALCZYK 1971).

Die einzelnen Rhythmen im Altquartär sind folgendermaßen aufgebaut (Abb. 12): Über einer Erosionsdiskordanz lagert Grobkies (A), der zum hangenden hin in eine Wechsellagerung von Kies und Sand übergeht (B). Darauf folgt Sand (C), der noch von Schluff- und Tonlinsen überlagert werden kann.

Innerhalb eines Rhythmus sind die Verfältelungen stets an Sedimentwechsel gebunden, und zwar im oberen Teil des Rhythmus (C) an die Grenze Sand Schluff. Nur dort, wo im

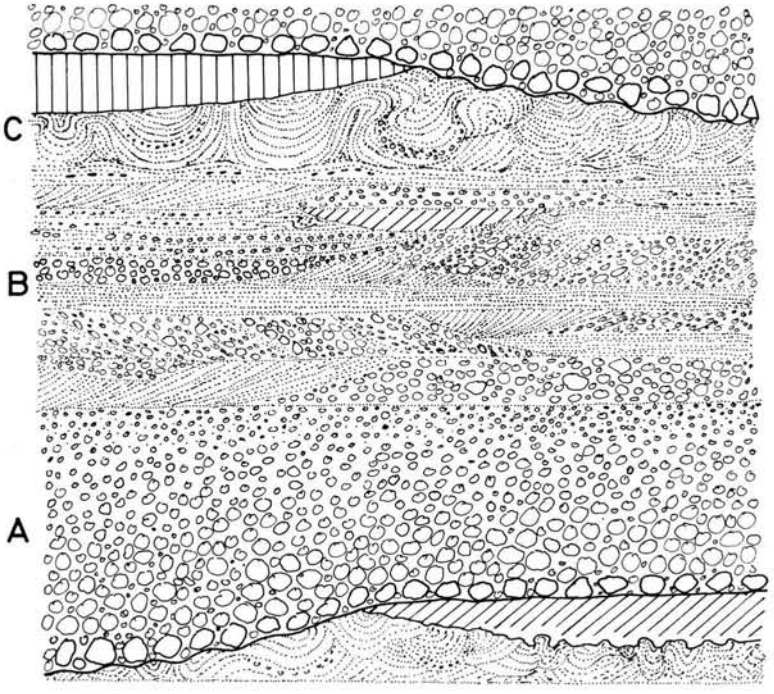


Abb. 12. Schematischer Aufbau eines Rhythmus und Lage der Schichtverfältelungen innerhalb der Schichtfolge im Altquartär.

mittleren Teil eines Rhythmus im Bereich der Sand/Kies-Wechsellagerung (B) Schlufflinsen auftreten, kann es zu kleindimensionalen Verfältelungen kommen. Stellenweise sind auch noch basale Teile der hangenden Schlufflinsen verfältelt worden, meist sind diese Schlufflinsen jedoch von Verfältelungen nicht betroffen. Nur wo Schlufflinsen ausdünnen, können sie auch in ihrer Gesamtheit verfältet sein. Werden Kieslagen von Schluffen überlagert, kann es, wenn auch selten, zu Aufpressungen von Kies in den basalen Teil der Schlufflinsen kommen.

Im Pliozän herrschen ganz ähnliche Verhältnisse wie im Altqartär. Auch dort sind Schichtverfältelungen nahezu ausschließlich in feinkörnigen Sedimenten zu beobachten. Die einzelnen Abschnitte der Rhythmen, die im oberen Teil des Pliozäns durchaus erkennbar sind, lagern allerdings mit deutlicherer Grenze aufeinander; außerdem sind die Rhythmen mächtiger als im Altquartär.

Zusammenfassend läßt sich über das Vorkommen von Schichtverfältelungen im betrachteten Gebiet und der behandelten Schichtfolge folgendes feststellen: Verfältelungen kommen fast nur in feinkörnigen Sedimenten wie Sand oder Schluff vor, allenfalls können die Sande geringmächtige Lagen von Kies enthalten. Die Verfältelungen beschränken sich jeweils nur auf eine Bank und sie sind fast stets an Sedimentwechsel geknüpft (meist den Wechsel von Sand zu Schluff oder an die Folge Sand - Erosionsdiskordanz - Kies. Dabei ist die Diskordanzfläche nicht verformt; sie zeigt außerdem ein ehemals abdeckendes Sediment an).

Entsprechend dem überwiegenden Vorkommen feinkörniger Sedimente sind verfältelte Schichten fast ausschließlich im oberen Teil der einzelnen Rhythmen zu finden.

3. Bildungshypothesen und Unterscheidungsmöglichkeiten von Schichtverfältelungen

1. Bildungshypothesen

Strukturböden und Kryoturbationen stehen in ursächlichem Zusammenhang mit den Wirkungen des Klimas, d. h. mit dem Bodenfrost und den Gefrier- und Auftauvorgängen im Boden; dabei sind die Klimawirkungen entweder Motor der Sedimentbewegung oder auslösende Faktoren (JAHN & CZERWINSKI 1965). Über den tatsächlichen Werdegang solcher Strukturen herrscht indessen keine Einigkeit.

Einen Überblick über die verschiedenen Entstehungshypothesen wie Temperatur- und Dichtekonvektion, Frosthebung und Hydratationsvorgänge geben TROLL (1944), SCHENK (1955) und WASHBURN (1956).

Alle Hypothesen gehen allerdings vom Vorhandensein von Wasser bei der Bildung von Kryoturbationen aus (s. K. RICHTER 1964) und das gilt auch (von wenigen abweichenden Beobachtungen abgesehen) für die Genese nichtkryogener Schichtverfältelungen. Hier hat EINSELE (1963) die einzelnen Bildungsmöglichkeiten diskutiert; eine Übersicht findet sich auch bei DAVIES (1965).

Zu Schichtverfältelungen mit regelmäßigen Faltenformen oder auch Girlanden- oder Pilzform (load casts) kommt es häufig bei der Überlagerung von Sedimenten ungleichen Raumgewichts wie Sand auf Schluff (DZULYNSKI 1966). Load casts können ebenfalls bei der Überlagerung zweier Sedimente ungleichen Raumgewichts entstehen, wenn durch eine unregelmäßige Grenzfläche zwischen beiden Schichten unterschiedliche Hangenddrucke und damit unterschiedliche Setzung auftreten (aus dem niederrheinischen Neogen beschrieben dergleichen GAURI & KALTERHERBERG 1964).

Bei welliger Grenzfläche zwischen zwei Schichten können nach Befunden von DZULYNSKI & SLACZKA (1965) auch ohne unterschiedliche Raumgewichte Verformungen auftreten.

Die Genese der intensiven Verformungen, die bis zur schlierigen Auflösung des ursprünglichen Schichtgefüges führen können (convolute bedding, convolute lamination, corrugated lamination) werden auf frühdiagenetische, physikalische Vorgänge im unver-

festigten, wasserfüllten und instabilen Sediment zurückgeführt (bei denen auch Dichteunterschiede wirksam sein können). Dabei spielen Kornverteilung und Porenraum eine Rolle, Mineralbestand und Art des überlagernden Sediments sind ohne Bedeutung.

Bei Überlagerung zweier Sedimente unterschiedlicher Permeabilität, wie z. B. Ton auf Sand, können bei entstehendem Porenwasserüberdruck infolge der damit verbundenen Verringerung der Scherfestigkeit und Kohäsion Gefügeveränderungen auftreten (HARMS et al. 1963, GRAFF-PETERSEN 1967). Hierbei spielt die Art des überlagernden Sediments eine wichtige Rolle. Die Sedimentfolge ist hier jedoch genau umgekehrt wie bei der Bildung von load casts: Während dort die Auflage von grobkörnigem Sediment (mit höherem Raumgewicht) auf ein feinerkörniges die Entstehung von Verfältelungen begünstigt, ist bei den Gefügeveränderungen durch Porenwasserüberdruck eine Auflage von (weniger permeablem) feinkörnigem Sediment auf ein gröberkörniges gegeben.

Auch die Genese von Periglazialerscheinungen wurde mit den Druckverhältnissen des Porenwassers in Verbindung gebracht, die durch tauende Eislinsen im Boden bei wenig permeablem oder wassergesättigten überlagerndem Sediment gesteuert werden und eine Verminderung der Scherfestigkeit bedingen (WASHBURN 1956).

Die Versuche von GRIPP (1952) können gleichfalls in dieser Richtung gedeutet werden: Bei seinem Versuch, Brodelformen experimentell zu erzeugen, wird feinkörniges Sediment in die Vertiefung eines Eisblocks eingebracht und das Eis unter der Sedimentfüllung durch Wärmestrahlung geschmolzen. Das entstehende Tauwasser hat keine andere Möglichkeit als nach oben hin auszuweichen, wobei das Sedimentgefüge gestört wird. Ferner zeigen die Experimente von DZULYNSKI (1963) analoge Bilder.

Ebenfalls im Zusammenhang mit dem Porenwasser stehen Prozesse, die BUTRYM et al. (1964) als spontane Sedimentverflüssigung bezeichnen und die zu Schichtverfältelungen führen können. Auch EINSELE (1963) weist auf Sedimentverflüssigung (durch Wasseraufnahme oder Kornumlagerung) und damit verbundene Schichtverfältelung hin.

SWARBRICK (1968) deutet außerdem die Möglichkeit von Gefügeveränderungen in einem Sediment durch kolloidchemische Prozesse an. Dabei sind vielleicht Analoga zu den Hydratationsvorgängen gegeben, die SCHENK (1955) bei der Ausbildung von Strukturböden forderte.

Während bei allen vorgenannten Entstehungsweisen von convolute bedding und load casts ein durchfeuchtetes Sediment notwendig ist, beschrieben BIGARELLA, BECKER & DUARTE (1969) Schichtdeformationen in subrezenten Dünensanden an der brasilianischen Küste unter trockenen Bedingungen. Auch PEACOCK (1966) hält die Ausbildung von Schichtverfältelungen unter zumindest teilweise trockenen Bedingungen für möglich (z. B. in den permotriassischen äolischen Sandsteinen von Moyashire). Beide Beobachtungen stellen jedoch Sonderfälle dar; der Auffassung von BIGARELLA et al. hat GLENNIE (1970) im übrigen widersprochen.

Einfachere und leichter durchschaubare Entstehung haben Rutschstrukturen (slump structures). Sie entstehen durch Rutschen von Sediment an übersteilten oder aber auch nicht übersteilten Hängen und sind an ihrem gerichteten Gefüge meist unschwer zu erkennen. Im Altquartär des betrachteten Gebietes konnten solche Strukturen allerdings nur in schräggeschichteten Sanden beobachtet werden, wobei die oberen Teile der einzelnen Schrägschichtungsblätter verfältelt sind (Abb. 11).

2. Unterscheidungsmöglichkeiten von Kryoturbationen und und nichtkryogenen Schichtdeformationen

Beide Formen können, sobald sie in feinkörnigen Sedimenten vorkommen, kaum sicher unterschieden werden. Es gibt allerdings Anhaltspunkte zur Unterscheidung (s. a. KAISER 1958; JOHNSSON 1963, RYE 1966): Convolute bedding ist z. B. aus groben Sedimenten wie Grobkiesen in älteren Formationen nicht bekannt; es scheint an ein bestimmtes Korngrößenintervall gebunden, außerdem überschreitet es selten die Ausmaße von einigen dm. Aus dem Quartär kennt man aber großdimensionale (mehrere m) Schichtverfältelungen in Grobkiesen. In der südlichen Niederrheinischen Bucht treten sie im obersten Teil der jHT

und jüngeren Terrassen auf (KAISER 1958, AHORNER & KAISER 1964). Verfältelungen in Grobkiesen wird man daher überwiegend mit periglazialem Klima in Verbindung bringen dürfen. (Nicht hierzu zählen freilich verfältelte Kiesbänkchen, die in feinkörniger Umgebung lagern.)

Auch die Fazies des Sediments kann Hinweise auf die Genese der Schichtdeformationen liefern. Äolische Sedimente wie (autochthoner) Löß erreichen unter normalen Bedingungen unmittelbar nach der Ablagerung keinen so hohen Wassergehalt, wie er zur Bildung von convolute bedding notwendig ist. Gerade in Lößprofilen des Niederrheingebietes sind Verfältelungen so häufig, daß auf deren Entstehung durch periglaziale Bedingungen geschlossen werden darf (vgl. STEEGER 1944). Abgeschwächt gilt dies auch für Flugsande.

Der Sedimenttyp allein beweist jedoch nicht die kryogene Entstehung von Verfältelungen; selbst wenn man sie in sicher identifizierten periglazialen Ablagerungen findet, ist damit noch nicht gesagt, daß deren Genese auf Prozesse zurückgeht, die auf den periglazialen Klimaraum beschränkt sind (vgl. auch die Beobachtungen SHAW's 1972, von convolute bedding in Schmelzwasserabsätzen).

Die Lage der Verfältelungen im Schichtprofil kann ebenso Anhaltspunkte für deren Entstehung geben: Load casts und convolute bedding sind fast stets an eine oder zwei Bänke gebunden, innerhalb deren sie weit durchhalten können. Schichtverfältelungen, die mehrere Bänke verschiedenen Sediments unregelmäßig durchsetzen oder schräg durch das Profil laufen, scheinen daher durch kryogene Vorgänge entstanden zu sein. Solche Verhältnisse liegen häufig bei den epigenetischen Verwürgungen in der Niederrheinischen Bucht vor. Löß, Kies und Sand sind wahllos und ohne Bindung an die ursprüngliche Schichtung miteinander verwürgt (derartige Sedimentstrukturen sind mit den Hypothesen zur Bildung von load casts und convolute bedding allein nicht zu erklären).

Auch Vorgänge, die zu einer Materialsortierung geführt haben, die bei convolute bedding nicht auftritt, haben ihre Ursache in den Periglazialbedingungen (Auftau- und Gefrierwirkungen).

Gelegentlich können auch Schichtverfältelungen begleitende Sedimentstrukturen Anhaltspunkte für deren Genese sein. Hier sind vor allem Eiskeile zu nennen, die die kryogene Bildung von Schichtverfältelungen untermauern können.

Sie können allerdings die kryogene Bildung nicht beweisen, da Verfältelungen und Eiskeile verschieden alt sein können. Auffällig ist aber, daß Eiskeile in den Schichten der beschriebenen Verfältelungen bisher unbekannt sind, dagegen aber im obersten Teil der jHT zusammen mit Verfältelungen in Grobkies — Kryoturbationen — auftreten (z. B. im Tgb. Ville, Hürth bei Köln). Das gleiche gilt auch für das gemeinsame Vorkommen von epigenetischen Eiskeilen und Kryoturbationen auf den Terrassen in der Niederrheinischen Bucht.

Als begleitendes Phänomen kann u. U. auch die Schottermorphologie von Nutzen sein, wenn beispielsweise Congelifraktate vorliegen (KAISER 1958).

Einschränkend ist dazu nur zu sagen, daß Schichtverfältelungen als Klimazeugen eigentlich nicht mehr benötigt werden, wenn begleitende Sedimentstrukturen eindeutige Schlüsse auf die Klimabedingungen zulassen.

Auch wenn die Verfältelungen mit ehemaligen Landoberflächen in Verbindung stehen, liegt der Gedanke an kryogene Entstehung nahe.

Grundsätzlich sollten sich auch aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Kryoturbationen und convolute bedding Unterscheidungsmerkmale gewinnen lassen, da Kryoturbationen im Gegensatz zu convolute bedding auf ein bestimmtes paläogeographisches Areal beschränkt sein müssen. (Hier ist jedoch die Gefahr von Kreisschlüssen gegeben, derart, daß Formen in einem angenommenen Periglazialraum als Kryoturbationen gedeutet werden, oder daß an Hand von angenommenen Kryoturbationen ein Periglazialraum rekonstruiert wird. Aussagekräftige Daten lassen sich daher nur mittels aktuogeologischer Beobachtungen gewinnen.)

Ein oft angeführtes Merkmal für Kryoturbationen sind mit ihrer Längsachse senkrecht eingeregelte Gerölle. Eine solche Einregelung von Geröllen konnte jedoch auch in Schichtverfältelungen im Pliozän beobachtet werden, sie kann daher nicht als alleiniges Kennzeichen von Kryoturbationen gelten.

Bei der Auflage von Ton- oder Schlufflinsen auf Kies kann es zu Kieseinpressungen in den basalen Teil der Linsen kommen. Wo die Linsen ausdünnen, kann auch noch das hangende Sediment betroffen sein; ein Bild, das eigentlich an kryogene Entstehung denken läßt, in diesem Fall aber auch durch Porenwasserüberdruck erklärt werden kann.

4. Bildungsbedingungen der beschriebenen Schichtdeformationen und Schlußfolgerungen

Wie gezeigt wurde, gleichen die beschriebenen Schichtdeformationen einerseits völlig Kryoturbationen, andererseits aber auch den Erscheinungsformen des convolute bedding. Zum zweiten ist auch kein signifikanter Unterschied zwischen den Schichtdeformationen im warmzeitlichen Pliozän und in den als kaltzeitlich angesehenen Ablagerungen des Altquartärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht zu bemerken. Damit sind auch Hinweise auf die mögliche Genese gegeben.

Die Schichtdeformationen im Pliozän lassen sich sicher als convolute bedding oder als corrugated lamination deuten, da periglaziale Klimabedingungen nicht gegeben waren. Sichere Kennzeichen für load casts wurden, wie schon erwähnt, nicht gefunden (das ergibt sich auch schon aus der Lage der Verfältelungen innerhalb der Schichtfolge: in Sand unter Ton oder Schluff, also im Sediment mit dem höheren Raumgewicht, das unter leichterem lagert). Auch Hinweise auf eine Genese durch Porenwasserüberdruck sind im Pliozän spärlich — im Altquartär häufiger —, es müßte dann eigentlich der hangende Wasserstauer zumindest basal in die Verfältelung mit einbezogen sein, was aber selten der Fall ist.

Da die Schichtdeformationen im Altquartär sich von denen im Pliozän formal nicht unterscheiden lassen (allenfalls können sie auch in gröberem Sediment vorkommen) folgt daraus, daß für die altquartären Formen ebenfalls eine kryogene Entstehung nicht mehr sicher gefordert werden kann. Das klärt allerdings noch nicht die tatsächliche Entstehung der Verfältelungen im Altquartär. Wenn auch die Verfältelungsvorgänge im Pliozän und Altquartär annähernd gleiche Formen erzeugten, so ist damit noch nicht gesagt, daß es auch dieselben Prozesse waren, die sie gebildet haben.

Die Schichtdeformationen im Altquartär könnten daher dennoch ursächlich im Zusammenhang mit dem periglazialen Klima stehen, nur beweisen läßt sich dies nicht. Für die Formen in der behandelten Schichtfolge besteht dafür nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand auch kein Anlaß. Im Gegenteil deutet alles darauf hin, daß sich hier die gleichen Prozesse abgespielt haben, die — wie im unterlagernden Pliozän — zu convolute bedding geführt haben.

Zwingende Gründe für eine Erklärung der beschriebenen Verfältelungen im Altquartär durch kryodynamische Vorgänge gibt es jedenfalls nicht, für die pliozänen sind sie ausgeschlossen. Denn die beschriebenen Formen sind bankgebunden; sie kommen fast nur in feinkörnigen Sedimenten vor; Materialsortierung fehlt; eine Bindung an eine ehemalige Landoberfläche ist nicht zu beobachten; sie sind an Schichtwechsel geknüpft und sie kommen nur in aquatischen Sedimenten vor, deren Wassergehalt während und unmittelbar nach der Ablagerung ausreichend gewesen ist.

Verfältelungen der beschriebenen Art sind im gesamten Alt- und Ältestpleistozän (Schichten älter als die jHT) der südlichen Niederrheinischen Bucht verbreitet. Im basalen Teil dieser Abfolge fehlen jedoch Kaltklimaindikatoren völlig (dagegen sind warmzeitliche Ablagerungen floristisch und faunistisch belegt; Kowalczyk 1971). Schwache Hinweise auf kaltes Klima (Grobblöcke) treten erst im obersten Teil des Ältestpleistozäns auf. Sichere Kaltklimazeugen wie Eiskeile und Driftblöcke von mehreren Metern Durchmesser sind dagegen erst in den obersten Abschnitten der jHT zu finden. Dort treten auch Verfältelungen in Grobkiesen auf, die als Kryoturbationen anzusehen sind.

Auch dieser Sachverhalt spricht dafür, daß es sich bei den beschriebenen Verfältelungen in feinkörnigen Sedimenten im Altquartär um convolute bedding bzw. corrugated lamination handelt.

Die dargestellten Beobachtungen aus der südlichen Niederrheinischen Bucht scheinen außerdem Argumente dafür zu liefern, daß „Kryoturbationen" in feinkörnigen Sedimenten ganz allgemein kaum als sichere Klimaindikatoren gelten können, einfach weil sie meist nicht sicher von nichtkryogenen Schichtdeformationen unterschieden werden können (es sei denn, es sind zusätzliche Anzeichen für eine kryogene Entstehung gegeben, s. Kap. 3. 2.).

Für die Ähnlichkeit zwischen Kryoturbationen und convolute bedding sind nun mehrere Gründe denkbar. Einmal ist es möglich, daß beide Formen durch dieselben, nichtkryodynamischen Prozesse hervorgerufen werden. Dieser Ansicht sind z. B. B. Butrym et al. (1964); das häufige Vorkommen von Verfältelungen gerade in Periglazialgebieten erklärten sie mit einer Reihe von Faktoren, die die Entstehung von Schichtdeformationen besonders begünstigen, wie etwa die hohe Durchfeuchtung während der Tauperioden, den als Wasserstauer wirksamen Dauerfrostboden und spärliche Vegetation. In dieser weitgehenden Form scheint sich diese Ansicht jedoch kaum aufrecht halten zu lassen, wie z. B. die epigenetischen Kryoturbationen auf den Terrassen der Niederrheinischen Bucht zeigen (s. Kap. 3. 2; vgl. Dylik 1965). Andererseits können sowohl kryodynamische wie nichtkryodynamische Vorgänge gleiche Formen erzeugen, die sich nicht voneinander unterscheiden lassen („Konvergenzen"). Aus diesem Grund ist auch mit Laborexperimenten allein die Genese von vorgefundenen Schichtdeformationen nicht aufzuklären, weil nie auszuschließen ist, daß unterschiedliche Vorgänge gleiche Ergebnisse zeitigen. Die dritte Möglichkeit deuteten Jahn & Czerwinski (1965) an, nämlich daß die periglazialen Bedingungen (Auftau- und Gefrierwirkungen) auslösende Faktoren für Schichtdeformationen darstellen können.

Die Beobachtungen im Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht zeigen, daß auch in ehemaligen Periglazialgebieten Schichtdeformationen vorkommen können, die nicht kryogen bedingt sein müssen, aber Kryoturbationen ähneln. Schichtdeformationen in quartären Lockersedimenten sollten daher nur dann als Kryoturbationen bezeichnet und als Klimaindikatoren benutzt werden, wenn tatsächlich jede andere Genese ausgeschlossen ist. Zudem liefern die beschriebenen Sedimentstrukturen Beispiele für convolute bedding (i. w. S.) in eindeutig fluviatilen Schichtfolgen, aus denen sie bisher weniger bekannt sind.

Literaturverzeichnis

Ahorner, L. & Kaiser, K.: Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht. — Decheniana **116** (f. 1963), 3—19, Bonn 1964.

Allen, J. R. L.: The classification of cross-stratified units. — Sedimentology **2**, 93—114, Amsterdam 1963.

Anketell, J. M., Cegła, J. & Dżułyński, S.: Uncomformable surfaces formed in the absence of current erosion. — Geologica Romana **8**, 41—46, Roma 1969.

Bigarella, J. J., Becker, R. D. & Duarte, G. M.: Costal dune structures from Paraná (Brazil). — Marine Geol. **7**, 5—55, Amsterdam 1969.

Boenigk, W.: Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **17**, 138 S., Köln 1970.

Boenigk, W., Kowalczyk. G. & Brunnacker, K.: Zur Geologie des Ältestpleistozäns in der Niederrheinischen Bucht. — Z. deutsch. Geol. Ges. **123**, 119—161, Hannover 1972.

Butrym, J., Cegła, J., Dżułyński, S. & Nakonieczny, S.: New interpretation of "periglacial structures". — Folia quatern. **17**, 34 S., 1964.

Davies, H. G.: Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire. — Sedimentology **5**, 305—325, Amsterdam 1965.

Dylik, J.: Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. — Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź **16**, 1—28, Łódź 1965.

Dżułyński, S.: Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena. — Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. géogr. **11**, 145—150, Warszawa 1963.
— : Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. — Roz. Pol. Tow. Geol. **36**, 3—21, Kraków 1966.
Dżułyński, S. & Slaczka, A.: On ripple-load convolution. — Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. géogr. **13**, 135—140, Warszawa 1965.
Edelman, F., Florschütz, F. & Jeswiet, J.: Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. — Verh. Geol.-Mijnb. Gen., Geol. Ser. **11**, 301—336, 's-Gravenhage 1936.
Einsele, G.: "Convolute bedding" und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **116**, 162—198, Stuttgart 1963.
Florschütz, F. & Someren, A. M. H. van: Oud-pleistocene Kryoturbatie? — Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. **65**, 172—173, Amsterdam 1948.
Gauri, K. L. & Kalterherberg, J.: Sedimentstrukturen aus den Niederrheinischen Braunkohlenschichten des Miozäns. — Sedimentology **6**, 115—133, Amsterdam 1966.
Glennie, K. W.: Desert sedimentary environments. — Developments in Sedimentology **14**, 222 S., Amsterdam 1970.
Graff-Petersen, P.: Intraformational deformations and porewater hydrodynamics. — Unveröff. Arb. zum 7. Intern. Sedimentol. Kongr., 3 S., Edinburgh 1967.
Gripp, K.: Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. — Meyniana **1**, 112—118, Neumünster 1952.
— : Tropfenböden, räumlich untersucht. — Meyniana **21**, 9—16, Kiel 1971.
Harms, J. C.; MacKenzie, D. B. & McCubbin, D. G.: Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. — J. Geol. **71**, 566—580, Chicago 1963.
Jahn, A.: Some periglacial problems in Poland. — Biul. Perigl. **4**, 169—183, Łódź 1956.
Jahn, A. & Czerwiński, J.: The rôle of impulses in the process of periglacial soil structure formation. — Acta Univ. Wratislaviensis **44**, 1—13, Wrocław 1965.
Johnsson, G.: Periglacial phenomena in Southern Sweden. — Geogr. Annalar **44**, 378—404, Stockholm 1962.
Kaiser, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart **9**, 110—129, Öhringen 1958.
Kowalczyk, G.: Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **18**, 147 S., Köln 1971.
Nagtegaal, P. J. C.: An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary struktures. — Geol. en Mijnb. **44**, 347—352, 's-Gravenhage 1965.
Peacock, J. D.: Contorted beds in the Permo-Triassic aeolian sandstones of Moyashire. — Bull. geol. surv. G.B. **24**, 157—162, London 1966.
Richter, K.: Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm. — Mitt. Geol. Inst. TH. Hannover **2**, 3—11, Hannover 1964.
Rye, N.: Permafroststrukturer i Fjordane, Vest-Norge. — Norsk geol. tidskr. **46**, 203—214, Oslo 1966.
Sanders, J. E.: Origin of convolute laminae. — Geol. Mag. **97**, 409—421, Hertford 1960.
Schenk, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **13**, 92 S., Wiesbaden 1955.
Shaw, J.: Sedimentation in ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). — Sedimentology **18**, 23—62, Amsterdam 1972.
Steeger, A.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. — Geol. Rdsch. **34**, 520—538, Stuttgart 1944.
Straaten, L. M. J. U. van: Structural features of the "Papzand" Formation at Tegelen (Netherlands). — Geol. en Mijnb. (n. ser.) **18**, 416—420, 's-Gravenhage 1956.
Sullwold, H. H. jr.: Nomenclature of load deformation in turbidites. — Bull. Geol. Soc. Amer. **70**, 1246—1248, New York 1959.
Swarbrick, E. E.: Physical diagenesis: Intrusive and connate water. — Sediment. Geol. **2**, 161—175, Amsterdam 1968.
Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch. **34** 545—694, Stuttgart 1944.
Washburn, A. L.: Classification of patterned grounds and review of suggested origins. — Geol. Soc. Amer. Bull. **67**, 823—865, New York 1956.

Manuskript eingeg. 25. 1. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Kowalczyk, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 6 Frankfurt (Main), Senckenberganlage 32—34.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 157-165	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island, ihre klimatischen und edaphischen Bedingungen

Von Ekkehard Schunke, Göttingen

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung. Frostspaltenmakropolygone gelten wie Pingos und Palsas als geomorphologische Indikatoren für ein extrem scharfes Frostklima kontinentaler Prägung. Unter diesem Gesichtspunkt werden die im Umkreis von Hofs- und Langjökull im westlichen Zentral-Island ausgebildeten Frostspaltenmakropolygone (Weite: 15—35 m) untersucht, und zwar anhand einer Formen- und Verbreitungsanalyse sowie auf der Grundlage einer sedimentologischen Auswertung von Grabungsprofilen.

Bei den Frostspaltenmakropolygonen Zentral-Islands handelt es sich um subrezente Formen, für die sich mit Hilfe der Tephrochronologie vielfach eine Entstehung während der Kälteperiode des 16. bis 19. Jahrhunderts nachweisen läßt. Bemerkenswerterweise hat die Frostspaltenbildung seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts eine Wiederbelebung erfahren. Daraus, sowie aus weiteren periglazialmorphologischen Indizien, kann auf eine jüngste Verschärfung des Frostklimas in Zentral-Island geschlossen werden, die stellenweise auch zu einer Aggradation von Permafrost führt. Genauer faßbar ist diese jüngste Temperaturerniedrigung anhand von meteorologischen Daten, aus denen sich eine Erniedrigung der Jahresmitteltemperatur um 1.6°C bis 1.8°C gegenüber der Normalperiode ablesen läßt. Dabei ist die winterliche Temperaturerniedrigung von 2.4°C bis 2.7°C erheblich größer als die sommerliche von 0.7°C bis 1.2°C. Da eine Temperaturerniedrigung in der genannten Größenordnung ausreicht, um eine Wiederbelebung der Frostspaltenbildung herbeizuführen, dürften die gegenwärtigen frostklimatischen Bedingungen in Zentral-Island die untere klimatische Existenzgrenze der Frostspaltenbildung darstellen.

Summary. Frost-crack macropolygons are, like pingos and palsas, regarded as a geomorphological indicator of an extremely hard continental frost climate. Under this aspect the frost-crack macropolygons (15—35 m in diameter) in the vicinity of the Hofs- and Langjökull in western central Iceland are studied. The investigation comprises an analysis of the forms, their distribution, and their sedimentological composition.

The frost-crack macropolygons in central Iceland are subrecent forms. As proved in many cases by tephrochronological data they originated during the cold period from the 16th to the 19th century. It is noteworthy that the formation of frost-cracks was reactivated since the sixties of this century. This fact, together with other periglacial indications points to a recent aggravation of the frost climate in central Iceland. Consequently, this led to an aggradation of permafrost at some places. The present temperature depression can be exactly determined by meteorological data: the mean annual temperature is 1.6—1.8°C lower than that of the normal period. Moreover, the winterly temperature depression of about 2.4—2.7°C exceeds that of the summer which amounts to 0.7—1.2°C. As a temperature depression of such degree is sufficient to induce a reactivitation of frost-crack formation the present frost climatic conditions in central Iceland obviously represent the lower climatic limit of frostcrack formation.

1. Einführung

Große Spaltenpolygone im Boden, als deren typische Vertreter die Eiskeil- oder Tundrapolygone („ice-wedge polygons") der polaren Permafrostbodengebiete gelten, sind durch Arbeiten von Thorarinsson (1954, 1964), Bout et al. (1955), Thorsteinsson (1956) und Friedman et al. (1971) auch aus Island bekannt geworden. Daß die sich zu großen Polygonen anordnenden frostbedingten Spaltenbildungen im Boden, die im folgenden als Frostspaltenmakropolygone zusammengefaßt werden, unter einem niederschlagsreichen, ozeanisch getönten Frostklima wie demjenigen Islands vorkommen, überrascht zunächst — insbesondere deshalb, weil derartige Formen im allgemeinen Indika-

toren für ein sehr strenges Frostregime kontinentaler Prägung darstellen. Bei den Frostspaltenmakropolygonen Islands handelt es sich um subrezente Formen.

Die Fragestellung der vorliegenden Untersuchung, die sich auf in den Jahren 1970—1972 durchgeführte Feldarbeiten im westlichen Zentral-Island sowie auf eine Luftbildauswertung gründet, ergibt sich aus dem gegenwärtigen Wiederaufleben der Spaltenbildung und gilt im besonderen den klimatischen und edaphischen Bedingungen der rezenten Frostspaltenbildung auf Island.

Das Untersuchungsgebiet Zentral-Island ist ein durchschnittlich 500—700 m hohes Hochplateau, aus dem sich die Inlandeismassen von Hofs- und Langjökull sowie zahlreiche Gebirgsstöcke und Einzelberge erheben. Der Untergrund besteht aus Basalten mit sedimentären Zwischenlagen und aus Palagoniten. Über dem Festgestein liegen bis zu über 20 m mächtige glaziäre und glazifluviale Sedimente (Grundmoräne und Sander). Diese werden stellenweise von kalkfreiem Sandlöß (isl.: „móhella") oder von vulkanoäolischen Sedimenten, die als Tephra bezeichnet werden, überlagert. Vegetationsareale treten im wüstenhaften Zentral-Island nur oasenhaft auf. Die Dominanz arktisch-alpiner Florenelemente in der spärlichen Vegetation zeigt, daß das zentral-isländische Hochland dem Bereich des Tundrenklimas zuzurechnen ist.

2. Die Frostspaltenmakropolygone Zentral-Islands und ihre Verbreitung

Die folgende Bestandsaufnahme der Frostspaltenmakropolygone Zentral-Islands geht rein beschreibend vom Habitus dieser Großformen frostbedingter Bodenmusterung aus und differenziert zwischen vegetationsbedeckten und vegetationsfreien Polygonen.

Der Gestalt nach kann zwischen tetragonalen und hexa- bis pentagonalen Spaltensystemen unterschieden werden; letztere herrschen vor. In tetragonalen Systemen verzweigen sich die Spalten rechtwinklig; in hexa- bis pentagonalen Systemen treffen die Spalten häufig im Winkel von rund 120° aufeinander. Die Form der Spaltenverzweigungen richtet sich nach dem Plastizitätszustand und der Abkühlungsgeschwindigkeit des von frostbedingter Kontraktion betroffenen Substrates (LACHENBRUCH 1962).



Abb. 1. Frostspaltenmakropolygone in glazifluvialem Substrat; Frostspalten mit Vegetationsbesatz. Nýidalur (820 m), Tungnafell (25. 7. 1972).



Abb. 2. Grabungsprofil durch eine Frostspalte in vegetationsbedecktem Sandlöß. Die an der Bodenoberfläche kerbförmige Spalte setzt sich im Substrat als verfüllter schmaler Riß fort und durchstößt die liparitische Tephra „Hekla 3" (Alter: 2900 Jahre). Am linken Bildrand sind zwei durch einen ungefrorenen Horizont getrennte Frostbodenlagen zu erkennen, die bei Aussparung des Spaltenbereiches die Polygonfelder unterlagern. — Fosskvísl (530 m), Holtamannaafréttur (20. 7. 1972).

Die Spalten selbst besitzen ein mulden- oder kerbförmiges Profil (Abb. 2). Im wüstenhaften Grundmoränenbereich siedelt in den Spalten häufig Vegetation (Abb. 1), oder die Spalten werden von größeren Steinen ausgekleidet, so daß sich die Spaltensysteme deutlich von ihrer Umgebung abheben, die von einem gleichförmigen Steinpanzer überzogen wird. Die Polygonfelder sind im glazifluvialen Substrat eben, im vegetationsbedeckten Sandlöß hingegen werden sie vielfach von Thúfur besetzt.

Die Dimensionen der Polygonfelder betragen in der Regel 15—30 m. Die Tiefe der Spalten beläuft sich bei Polygonen in der Grundmoräne auf 5—10 cm und bei im Sandlöß angelegten Formen auf 30—50 cm.

Insgesamt gleichen die großen Spaltenpolygone Islands in Gestalt und Dimension weitgehend den Tundrapolygonen und wurden daher von THORARINSSON (1954, 1964) zunächst als solche angesprochen; im einzelnen bestehen jedoch Unterschiede. Anders als bei den Spalten vieler Polygonsysteme der Hocharktis fehlen in Zentral-Island die charakte-

ristischen wallförmigen Bodenaufwölbungen zu beiden Seiten der Spalten. Ferner fehlen eine Aufwölbung oder Einsenkung der Polygonfelder, die vielen Spaltenpolygonen der arktischen Permafrostbodengebiete eigen ist. Somit deutet sich bereits im Habitus der Frostspaltenmakropolygone Islands das Fehlen von Permafrostboden an.

Außer den geschlossenen Polygonsystemen gibt es einzeln auftretende dreistrahlige Spaltenverzweigungen, die den Knotenpunkten hexagonaler Spaltensysteme entsprechen. Die Spalten laufen häufig unter einem Winkel von 120° zusammen. Die charakteristischen dreistrahligen Spaltenverzweigungen sind als Initialstadium von Spaltenpolygonen anzusehen. Das läßt sich daran erkennen, daß an Plätzen mit mehreren solcher Verzweigungen die Spalten vielfach noch nicht zu geschlossenen Polygonen zusammentreten. Da sich außerdem bei Grabungen in der Verlängerung der Spalten keine spaltenförmigen Inhomogenitäten im Substrat feststellen ließen, kann ausgeschlossen werden, daß es sich bei den dreistrahligen Spaltenverzweigungen um Relikte ehemals vollständiger Polygonsysteme handelt.

Außer den an horizontales Gelände gebundenen Polygonsystemen und dreistrahligen Spaltenverzweigungen wurden auf flach (2—5°) geböschten Reliefpartien gelegentlich geradlinige unverzweigte Spalten von 1—5 m Länge im Abstand von 30—100 m angetroffen. Derartige Spalten wurden ausschließlich in vegetationsfreiem moränischem Substrat beobachtet. Der geradlinige Verlauf der Spalten wird wahrscheinlich durch solifluidale Bodenversetzung bewirkt. So gehen auf dem Plateau der Skrokkalda (922 m) im Holtamannaafréttur die Spalten von Polygonen und dreistrahligen Spaltenverzweigungen im Einzugsbereich einer Talursprungsmulde in geradlinige unverzweigte Spalten über.

Die Verbreitung der großen Frostspalten bleibt auf das Hochland Islands beschränkt. Im westlichen zentral-isländischen Hochland reicht sie bis in eine Höhenlage von 420 m hinab; das unterste größere geschlossene Vorkommen von Frostspaltenmakropolygonen ist das von Hvítárnes. Im äußersten Randbereich des Hochlandes existieren vereinzelt große Frostspaltenpolygone von geringer Formschärfe noch in einer Höhenlage von 230—300 m (Thorarinsson 1964; 331 f.; Friedman et al. 1971; 116 f.).

Die anhand von Feldforschung und Luftbildanalyse ermittelten Vorkommen von Frostspaltenmakropolygonen und großen dreistrahligen Frostspaltenverzweigungen im westlichen Zentral-Island, die hier nicht im einzelnen beschrieben werden können, lassen sich der beigefügten Verbreitungskarte entnehmen (Abb. 3). In besonders großer Häufigkeit und dichter Vergesellschaftung finden sich Frostspaltenmakropolygone im Bereich zwischen Tungnafellsjökull und Hofsjökull (700—800 m), im Hofsafrétt (700 m), nahe Álfgeirstungur und Gudlaugstungur (600—650 m) und östlich des Hvítárvatn (420 m).

Insgesamt läßt die Verbreitung der Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island außer der klimatisch bedingten Beschränkung auf das Hochland eine Abhängigkeit von der Anordnung der Substrate erkennen. Große Polygonsysteme wurden nämlich nur in vegetationsbedecktem Sandlöß oder in vegetationsfreiem glazifluvialem Substrat beobachtet. In Sandlöß-Gebieten treten sie in bis zu 200—250 m tieferer Höhenlage auf als in Grundmoräne-Arealen, in denen ihre Verbreitungsuntergrenze bei rund 650 m liegt.

Um Aufschluß über Alter und Genese der Spalten zu erlangen, wurden 18 Polygonspalten aufgegraben, so beispielsweise in den Bereichen der Fosskvísl im Holtamannaafréttur, der Hvítárnes und der Eyvindar- und Hreysiskvísl.

Die an der Bodenoberfläche bestehenden markanten kerbförmigen Spalten der hexa- bis pentagonalen Polygonsysteme im vegetationsbedeckten Sandlöß-Gebiet an der Fosskvísl (530 m), einem südlich des in Abb. 3 dargestellten Gebietes gelegenen Nebenfluß der

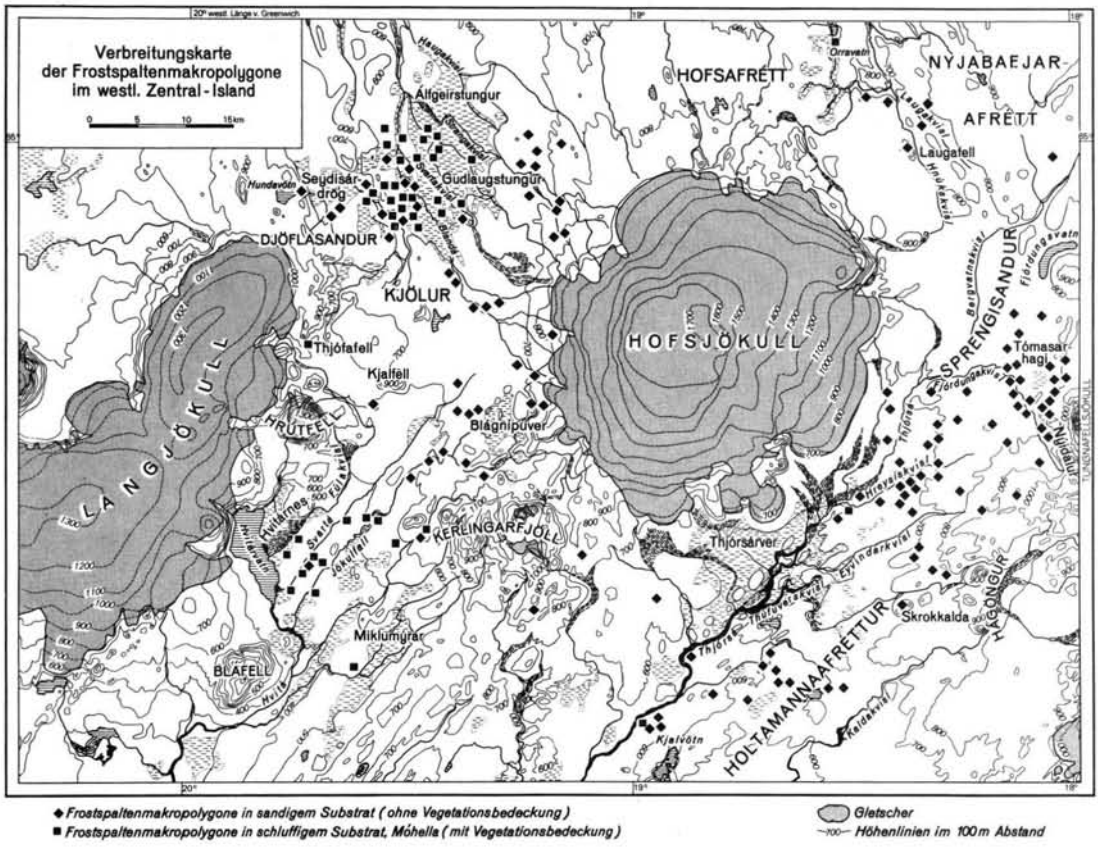


Abb. 3. Verbreitungskarte der Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island.

Thjórsá, setzen sich im Sandlöß als mit Material aus den hangenden Bodenpartien verfüllte schmale Risse mit unregelmäßigem Verlauf bis in 90 cm Tiefe fort (Abb. 2). Die Datierung der Spaltenbildung ergibt sich aus dem Alter von im Sandlöß befindlichen Tephralagen, um deren Altersbestimmung sich THORARINSSON (zuletzt 1971) verdient gemacht hat. Da sich an der Fosskvísl die verfüllten Risse oberhalb der Tephralage „Hekla 3" (Alter: 2 900 Jahre) befinden, müssen sie im Subatlantikum gebildet worden sein.

Bemerkenswerterweise wurden bei Grabungen an der Fosskvísl im Jahre 1972 in 50 cm und 80 cm Bodentiefe zwei 5—12 cm mächtige Frostbodenlagen angetroffen (Abb. 2), die an der substratgefüllten subrezenten Frostspalte aussetzten. Das Auftreten von zwei übereinander angeordneten, durch einen rund 30 cm mächtigen ungefrorenen Horizont getrennten Frostbodenlagen läßt sich m. E. dahingehend interpretieren, daß der obere Frostboden ein Relikt der saisonalen Bodengefrornis des letzten Winters darstellt, während der untere Frostboden älter ist. Man geht wohl nicht fehl, in dem unteren Frostboden den Ansatz einer rezenten Permafrostbodenbildung zu sehen.

Ähnliche Befunde über den Spaltenverlauf im vegetationsbedeckten Substrat der Móhella erbrachten Grabungen an Frostspalten in Hvítárnes (420 m), die auch von THORARINSSON (1964) und von FRIEDMAN et al. (1971) untersucht wurden. Auch hier han-

delt es sich um hexa- bis pentagonale Polygonsysteme, deren kerbförmige Spalten sich wie im Bereich nahe der Fosskvísl als vom Hangenden her verfüllte schmale Risse bis in 60—80 cm Tiefe fortsetzen. Bis in eine Bodentiefe von 80—100 cm finden sich zudem markante Kryoturbationserscheinungen, die, da in Hvítárnes rezenter Permafrostboden nicht besteht, ein Indiz für früheres Vorkommen von Permafrostboden darstellen. Da sich die verfüllten Risse oberhalb der Tephralage „Hekla 3" befinden, müssen sie im Subatlantikum gebildet worden sein. Da die Risse auch jüngere vulkano-äolische Sedimente wie die Hekla-Tephra von 1104 n. Chr. durchsetzen, kann die Bildung der Frostspaltenmakropolygone von Hvítárnes, wie bereits von THORARINSSON (1964; 334) und von FRIEDMAN et al. (1971; 135 ff.) dargelegt, mit guten Gründen der vom 16. bis ins 19. Jahrhundert andauernden Kälteperiode zugeschrieben werden.

Für die Frostspalten in vegetationsfreier Grundmoräne läßt sich am Beispiel von Aufgrabungen im Gebiet zwischen Hreysis- und Eyvindarkvísl (620 m) gleichfalls zeigen, daß sich die Spalten an der Bodenoberfläche, die in diesem Fall sehr undeutlich sind, als verfüllte Spalten im Substrat bis in eine Tiefe von 60—70 cm fortsetzen. Die keilförmige Gestalt und die relativ große Breite der verfüllten Spalten im Substrat lassen darauf schließen, daß es sich um ein fortgeschrittenes Stadium der Frostspaltenbildung handelt.

Die bei den beschriebenen Aufgrabungen gemachten Beobachtungen zeigen eine deutliche Diskrepanz zwischen den vergleichsweise markanten Spalten an der Bodenoberfläche und ihren meist schmalen rißförmigen Fortsetzungen im Substrat. Wahrscheinlich sind die Spaltensysteme an der Bodenoberfläche durch Abtragung, namentlich durch Winderosion, nachgezeichnet worden. Da sich die Spalten der Bodenoberfläche im allgemeinen als verfüllte schmale Risse im Substrat fortsetzen, handelt es sich bei den Spaltenmakropolygonen Islands, wie bereits von FRIEDMAN et al. (1971) hervorgehoben wurde, nicht um vollausgebildete Tundrapolygone, sondern um wahrscheinlich durch Frostkontraktion des Substrates bewirkte Polygone („frost-crack polygons"), wie sie der Ausbildung von Eiskeilnetzen vorausgehen.

Die Spaltenbildung kann ins Subatlantikum datiert werden, und zwar in die Kälteperiode des 16. bis 19. Jahrhunderts. Ob eine Spaltenbildung auch während älterer Kälteperioden erfolgte, kann nicht entschieden werden.

Da sich nach Beobachtungen von PATALEJEV (1955), WASHBURN et al. (1963), SEPPÄLÄ (1966), SVENSSON (1969) u. a. Frostspaltenmakropolygone auch in permafrostfreien Gebieten bilden können, stellen die subrezenten Frostspalten Islands kein sicheres Indiz für eine ehemalige Existenz von Permafrostboden dar; diese ist vielmehr aus dem Auftreten von markanten Kryoturbationserscheinungen im Substrat zu folgern.

Bemerkenswerterweise finden sich am Grunde der subrezenten mulden- bis kerbförmigen Frostspalten häufig 1—3 cm weit klaffende Risse von 15—25 cm Tiefe, die besonders deutlich in vegetationsbedeckten Spalten in Erscheinung treten. In einem derartigen Riß eines Spaltensystems nahe der Fjórdungakvísl wurde Anfang September 1971 sogar Eis beobachtet. Diese gegenwärtig festzustellende Öffnung von subrezenten Frostspalten, die von THORARINSSON (1964; 335) als erstem erkannt wurde, läßt sich bis in eine Höhenlage von 420 m (Hvítárnes) hinab verfolgen; nach Untersuchungen von FRIEDMAN et al. (1971; 118) finden sich derartige Erscheinungen vereinzelt noch in rund 300 m Höhe. Das gegenwärtige Wiederaufleben der Frostspaltenbildung im isländischen Hochland deutet auf eine jüngste Verschärfung des Frostregimes hin, für die mit der Neubildung von Palsas an Plätzen, von denen diese Torfhügel mit Permafrostkern seit den 20er Jahren verschwunden waren (FRIEDMAN et al. 1971; BERGMANN 1972; SCHUNKE 1973) und mit der großen Treibeishäufigkeit an isländischen Küsten während der letzten Jahre (SIGTRYGGSSON 1969) weitere Indizien gegeben sind.

Die klimatischen und edaphischen Bedingungen der gegenwärtigen Frostspaltenbildung im isländischen Hochland sollen im folgenden näher betrachtet werden.

3. Die klimatischen und edaphischen Bedingungen der Frostspaltenbildung

Die klimatischen Bedingungen der gegenwärtigen Frostspaltenbildung auf Island können anhand von Meßdaten der seit 1965 zwischen Hofs- und Langjökull betriebenen meteorologischen Station Hveravellir (642 m) wenigstens in ihren Grundzügen gekennzeichnet werden. Die folgenden Mittelwerte beziehen sich auf die Periode 1966 bis 1970.

Bei einer Mitteltemperatur des wärmsten Monats (August) von 6.4°C und einer Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) von —8.0°C beträgt die Jahresmitteltemperatur —1.6°C; die mittlere Jahressumme des Niederschlags beläuft sich auf 673 mm und liegt damit höher als diejenige der meisten anderen Verbreitungsgebiete von Frostspaltenmakropolygonen, in denen sie Werte von 300—400 mm kaum überschreitet. Die Frostspaltenbildung bleibt also nicht, wie vielfach angenommen wird (vgl. das Referat von Dylik und Maarleveld 1967; 13), auf niederschlagsarme Regionen mit Jahresmitteltemperaturen von unter —3°C bis —4°C beschränkt.

Voraussetzung für die Bildung von Frostspalten sind schnell auftretende tiefe Temperaturen. So beobachtete Spethmann (1912; 247) im östlichen Zentral-Island Frostspaltenbildungen nach einem raschen Temperaturabfall von —2°C auf —10°C. Derartige kurzfristige Temperaturabfälle stellen im zentral-isländischen Hochland keine Seltenheit dar. So weisen von den Tagen mit negativer Mitteltemperatur im Jahresdurchschnitt 68 Tage einen kurzfristigen Temperaturabfall von über 8°C auf, wobei an 33 Tagen der Temperaturabfall mehr als 10°C und an 3 Tagen mehr als 15°C beträgt.

Die geomorphologische Wirksamkeit dieser Temperatursprünge wird dadurch ermöglicht, daß im zentral-isländischen Hochland, in dem an 210 Tagen eine geschlossene Schneedecke von durchschnittlich 20—50 cm Mächtigkeit besteht, viele Bereiche zu Beginn der Frostperiode infolge Schneeverwehung zunächst nur eine dünne Schneebedeckung des Bodens aufweisen.

Der Boden des zentral-isländischen Hochlandes verharrt von Oktober bis Juni im Zustand der Gefrornis. Für die Frostspaltenbildung ist die rasche Abkühlung eines bereits gefrorenen, unplastischen Bodens entscheidend (Lachenbruch 1966; 65 f.). Im Boden von Hveravellir wurden während der Winter 1969/70 und 1970/71 folgende absoluten Minimum-Temperaturen verzeichnet: 10 cm Tiefe: —14.8°C, 20 cm Tiefe: —13.7°C, 50 cm Tiefe: —7.9°C und 100 cm Tiefe: —3.6°C. Diese bodenfrostklimatischen Bedingungen reichen offensichtlich zwar für eine Frostkontraktion des Substrates aus, zumal da sich im Boden größere Temperaturschwankungen vollziehen (Schunke & Stingl 1973; Fig. 11), die Bildung von Eiskeilen setzt jedoch erheblich tiefere Bodentemperaturen voraus (Péwé 1966).

Für eine Analyse der durch das Wiederaufleben der Frostspaltenbildung angezeigten gegenwärtigen Verschärfung des Frostregimes auf Island können die Meßreihen von Hveravellir wegen der Kürze der Beobachtungszeit nicht herangezogen werden. Deshalb seien die Hochlandstationen Grímsstadir (384 m) und Reykjahlíd (285 m) am NE-Rand Zentral-Islands, die der Station Hveravellir am ehesten vergleichbar sind, betrachtet. Diese verzeichneten während der Periode 1966—1970 eine durchschnittliche Erniedrigung der Jahresmitteltemperatur von 1.8°C bzw. 1.6°C gegenüber der Normalperiode. Dabei ist die winterliche Temperaturerniedrigung von 2.4°C bzw. 2.7°C erheblich größer als die sommerliche von 1.2°C bzw. 0.7°C. Demnach muß die gegenwärtige Weiterbildung der

Frostspalten hauptsächlich im Zusammenhang mit einer Erniedrigung der Wintertemperaturen gesehen werden.

Daß außer den klimatischen auch die edaphischen Bedingungen bei der Frostspaltenbildung eine Rolle spielen, geht aus der engen Bindung der Frostspalten an bestimmte Substrate hervor. Der Sandlöß, dessen Korngrößenzusammensetzung sich durch eine Dominanz von Grobschluff und Feinsand auszeichnet, weist nach den von CASAGRANDE (1934) ermittelten Kriterien für die Frostgefährdung von gleichförmigen Böden eine große Frostempfindlichkeit auf. Die Grundmoräne als ein ungleichförmiges Substrat mit sandig-kiesigem Feinmaterial hingegen ist aufgrund ihres geringen Pelitanteiles weniger frostgefährdet. Bezeichnenderweise treten im frostempfindlicheren Sandlöß Frostspaltenmakropolygone in erheblich tieferer Höhenlage auf als in moränischem Substrat. Da Frostspaltenmakropolygone an Stellen mit hohem Grundwasserstand oder mit Staunässe nicht vorkommen, scheint die durch die Körnung der Substrate vorgezeichnete Bodentrockenheit eine weitere Voraussetzung für die Frostspaltenbildung zu sein. Nach Permeabilitätsmessungen von TÓMASSON & THORGRÍMSSON (1972) und von THORGRÍMSSON (1973) ist namentlich das moränische Substrat hochgradig wasserdurchlässig. Diese Eigenschaft des moränischen Substrates bewirkt, daß sich der Boden in weiten Bereichen des zentral-isländischen Hochlandes trotz reichlicher Niederschläge in Analogie zum Auftauhorizont vieler arktischer Permafrostbodengebiete durch Trockenheit auszeichnet. Da auch aufgrund der von EINARSSON (1972) für weite Bereiche Zentral-Islands ermittelten negativen potentiellen Wasserbilanz während der Sommermonate davon ausgegangen werden kann, daß zu Beginn der Frostperiode relativ wenig Bodenwasser zur Verfügung steht, läßt sich die Frostspaltenbildung auf Island kaum im Sinne von SCHENK (1966) als Folge einer frostbedingten Dehydratation des Substrates erklären. Insgesamt erweisen sich die speziellen edaphisch-lithologischen Bedingungen Zentral-Islands vor allem wegen ihrer Auswirkungen auf die Frosteindringgeschwindigkeit in den Boden im Gegensatz zur Auffassung von FRIEDMAN et al. (1971; 137) als ein wichtiger Faktor der Bildung von Frostspaltenmakropolygonen.

Schriften

BERGMANN, B.: Um rústir á húnvetnskum heidum. — Náttúrufraedingurinn **42**, 190—198, Reykjavík 1972.

BOUT, P., CORBEL, J., DERRUAU, M., CARAVEL, L. & PEGUY, C.: Géomorphologie et glaciologie en Islande Central. — Norois **2**, 461—571, Poitiers 1955.

CASAGRANDE, A.: Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Straßenbaues. — Der Straßenbau **25**, 25—28, Halle 1934.

DYLIK, J. & MAARLEVELD, G.: Frost cracks, frost fissures and related polygons. A summary of the literature of past decade. — Med. van de Geol. Stichting, N. Ser. **18**, 7—21, Maastricht 1968.

EINARSSON, M.: Evaporation and potential evapotranspiration in Iceland. — (Vedurstofa Íslands) 23 S., Reykjavík 1972.

FRIEDMAN, J., JOHANSSON, C., OSKARSSON, N., SVENSSON, H., THORARINSSON, S. & WILLIAMS, R.: Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. — Geogr. Annaler **53** A, 115—145, Stockholm 1971.

LACHENBRUCH, A.: Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. — Geol. Soc. of America Spec. Papers **70**, 69 S., New York 1962.

— : Contraction theory of ice-wedge polygons — a qualitative discussion. — Proc. Permafrost Int. Conference 1963, National Academy of Sci. — National Res. Council, 1287, 63—71, Washington 1966.

PATALEJEV, A.: Morozobojnyie trieshchiny v gruntakh. — Priroda (1955), **12**, 84—85, Moskau 1955.

PÉWÉ, T.: Ice-wedges in Alaska — classification, distribution and climatic significance. — Proc. Permafrost Int. Conference 1963, National Academy of Sci. — National Res. Council, 1287, 76—81, Washington 1966.

SCHENK, E.: Origin of ice-wedges. — Proc. Permafrost Int. Conference 1963, National Academy of Sci. — National Res. Council, 1287, 82—87, Washington 1966.

SCHUNKE, E.: Palsen und Kryokarst in Zentral-Island. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl., (1973) **4**, 38 S., Göttingen 1973.

SCHUNKE, E. & STINGL, H.: Neue Beobachtungen zum Luft- und Bodenfrostklima Islands. — Geogr. Annaler **55** A, 1—23, Stockholm 1973.

SEPPÄLÄ, M.: Recent ice-wedge polygons in eastern Enontekiö, northernmost Finland. — Publ. Inst. Geogr. Univ. Turkuensis **42**, 274—287, Turku 1966.

SIGTRYGGSSON, H.: Yfirlit um hafís í grennd Ísland. — In: Hafísinn (Hrsg. T. Einarsson, H. Sigtryggsson, S. Thorarinsson und U. Stefánsson), 80—93, Reykjavík 1969.

SPETHMANN, H.: Über Bodenbewegungen auf Island. — Z. Ges. f. Erdkde. Berlin, (1912), 246—248, Berlin 1912.

SVENSSON, H.: Open fissures in a polygonal net on the Norwegian Arctic coast. — Biul. Perygl. **19**, 389—398, Lodz 1969.

THORARINSSON, S.: Fleysprungnanet á Sprengisandur, Central-Iceland. — Jökull **4**, 38—39, Reykjavík 1954.

— : Additional notes on patterned ground in Iceland, with a particular reference to ice-wedge polygons. — Biul. Perygl. **14**, 107—124, Lodz 1964.

— : Aldur ljósu gjóskulaganna úr Heklu samkvaemt leidréttu geislakolstímatali (engl. Zus.: The age of the ligth Hekla tephra layers according to corrected C-14-dating). — Náttúrufraedingurinn **41**, 99—105, Reykjavík 1971.

THORGRÍMSSON, S.: Gnúpverjavirkjun — geological report. — (Orkustofnun Raforkudeild) 29 S., Reykjavík 1973.

THORSTEINSSON, S.: Frostsprungur á Sprengisandi. — Jökull **6**, S. 37, Reykjavík 1956.

TÓMASSON, H. & THORGRÍMSSON, S.: Nordlingaalda — geological report. — (Orkustofnun Raforkudeild) 19 S., Reykjavík 1972.

WASHBURN, A., SMITH, D. & GODDARD, R.: Frost cracking in a middle-latitude climate. — Biul. Perygl. **12**, 175—189, Lodz 1963.

Manuskript eingeg. 17. 10. 1974.

Anschrift des Verf.: Dr. E. Schunke, Geographisches Institut der Universität Göttingen, 34 Göttingen, Goldschmidtstraße 5.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 166-182	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß

Von Erhard Bibus, Frankfurt/Main

Mit 6 Abbildungen

Kurzfassung. In vorliegender Untersuchung wurde der Rißlöß zwischen der 1. und 2. fossilen Parabraunerde anhand schwächerer Bodenbildungen und eingeschalteter Abtragungsphasen zu gliedern versucht.

Im jüngeren Riß herrschte starke Lößsedimentation vor, wobei es in mindestens 6 kaltfeuchten Abschnitten zur Ausbildung schwacher periglazialer Naßböden kam. Die Naßbodenserie wurde als Bruchköbeler Böden (B) bezeichnet. Im jüngsten Rißlöß ist wenige dm unter dem Eemboden als tephrochronologischer Leithorizont der Krifteler Tuff (vgl. Semmel 1968) eingeschaltet.

Den mittleren Profilbereich im Rißlöß zeichnen feuchtere Klimaabschnitte mit starken Verschwemmungsphasen aus, die in den meisten Profilen zu erheblichen Diskordanzen geführt haben. An der Basis der wenigen kompletten Rißlöß-Profile treten vorwiegend in Hessen über der zumeist gekappten 2. fossilen Parabraunerde maximal zwei Schwarzerden auf, die von Semmel (1968) als Weilbacher Humuszonen bezeichnet werden. Unmittelbar über diesen Schwarzerden folgt die Ostheimer Zone, eine Fließerde aus aufgearbeitetem Solumaterial der liegenden Böden.

Insgesamt zeigt die aus den Rißböden rekonstruierte Klimaabfolge — neben geringfügigen Abweichungen — überraschende Parallelen zur paläopedologisch-klimatischen Gliederung der Würmkaltzeit.

Summary. In the following article an attempt is made to establish a stratigraphic division of the Riss-loess, which is situated between the first and second fossil "Parabraunerde" (leached brown soil). The Riss-loess can be stratified by poorly developed soils, and by intercalated erosional phases.

During the younger Riss strong sedimentation of loess prevailed. At the same time, at least six cold and more humid phases led to the formation of a corresponding number of poorly developed "Naßböden" (tundra gley soils). This series of tundra gley soils was called "Bruchköbeler Böden" (B). Situated a few decimetres below the Eemian soil, the intercalated "Krifteler Tuff" (cf. Semmel 1968) appears as an important tephrochronologic stratum.

At the base of the few complete Riss-loess-profiles, situated above the usually partly eroded second fossil leached brown soil, at a maximum two chernozems appear, which were named "Weilbacher Humuszonen" by Semmel (1968). This is the case, above all, in south and middle Hessian profiles. Immediately above these chernozems follows the "Ostheimer Zone", consisting of solifluidally reworked material of the underlying soils.

In general, and apart from minor differences, the climatic sequence of the Riss glacial, which was reconstructed by palaepedologic criteria, shows surprising parallels with the palaeopedologic and climatic division of the Wuerm glacial.

1. Einleitung

Durch jüngere bodenkundliche Untersuchungen konnte für die Würm-Kaltzeit eine detaillierte Gliederung und ein differenzierter Klimaablauf erarbeitet werden (Fink 1956; Brunnacker 1957, 1959; Schönhals et al. 1964; Rohdenburg & Meyer 1966; Semmel 1968 u. a.). Für ältere Lösse sind jedoch, wenn man von Parabraunerde-Resten absieht, nur sehr wenige sichere Gliederungshorizonte bekannt geworden. Dies mag an der geringen Zahl tieferer Aufschlüsse sowie an der Gefahr von Fehlkorrelationen bei größeren Diskordanzen liegen. Auch eine einförmigere Ausbildung älterer Lösse wäre als Ursache denkbar.

Bei der Bearbeitung mehrerer Lößprofile konnten trotz der angedeuteten Schwierigkeiten jeweils unter Straten von Würmlöß, im Liegenden des als letztinterglazial angesehe-

nen Bodens, typische Horizonte gefunden werden, die z. T. eine Parallelisierung erlauben. Wenngleich für gewisse stratigraphische Abschnitte auch nur unvollständige Ergebnisse vorliegen, so soll dennoch auf dem bisherigen Forschungsstand aufbauend mit Hilfe von bodenkundlichen und geomorphologischen Kriterien eine vorläufige Untergliederung des Lösses zwischen der letzten und der vorletzten fossilen Parabraunerde versucht werden [1]). Nach der Lage in den Profilen handelt es sich bei dem untersuchten Bereich um Rißlöß, wobei von der Vorstellung ausgegangen wurde, daß fossile Parabraunerden vom Entwicklungsgrad des rezenten Oberflächenbodens aus paläopedologischer Sicht echte interglaziale Bildungen repräsentieren (BRUNNACKER 1966: 349). Allerdings muß bei einem solchen Vorgehen offenbleiben, in welcher Weise kräftigere, präeemzeitliche Böden mit klassischen Interglazialen und Interstadialen zu korrelieren sind (SEMMEL 1967: 240; 1968: 10; 1969: 60 ff.).

Da bekanntlich für die vorletzte Kaltzeit in Norddeutschland durch das Drenthe- und Warthestadial eine Mehrphasigkeit nachgewiesen wurde, z. Z. jedoch nicht eindeutig geklärt ist, inwieweit es sich bei dem eingeschalteten wärmeren Abschnitt um eine echte Warmzeit mit Parabraunerde-Bildung handelt (LÜTTIG 1956; PICARD 1959; STREMME 1960, 1964; KOPP & WOLDSTEDT 1965; PAAS 1962, 1968), muß damit gerechnet werden, daß der untersuchte Lößbereich stratigraphisch nur den oberen Teil der klassischen Riß-Kaltzeit, z. B. das Riß II im Sinne von WOLDSTEDT (1966: 153, Taf. 1) umfaßt.

Aus dem Rißlöß sind bisher im engeren Untersuchungsgebiet durch die Arbeiten von SEMMEL (1963: 360; 1968: 12, 117) der „Krifteler Tuff", zwei als „Weilbacher Humuszonen" bezeichnete Schwarzerden und aus den Deckschichten des Kalkwerkes Schäfer in Hahnstätten ein Rostfleckenhorizont bekannt geworden.

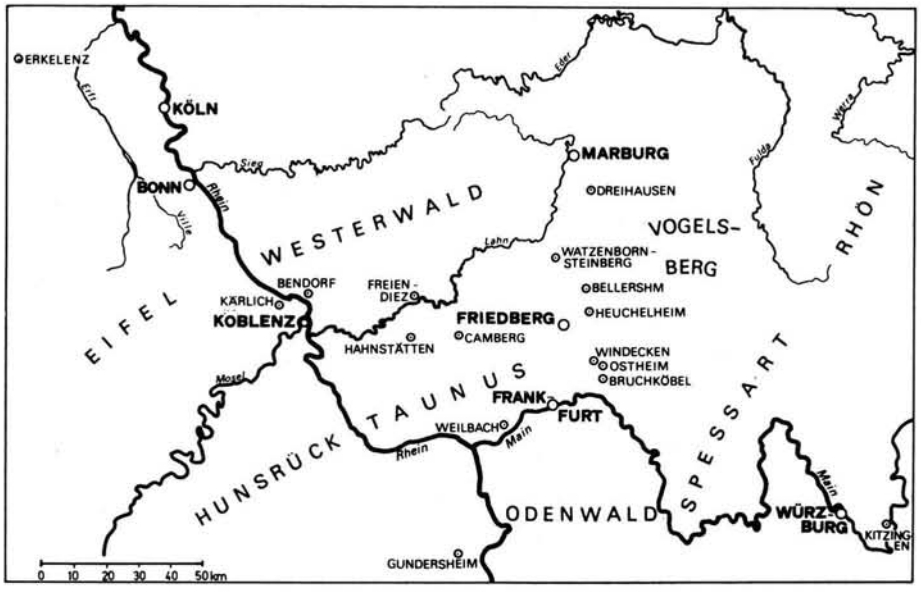


Abb. 1. Übersichtskarte der im Text erwähnten Lößprofile.

---

[1]) Einige der erwähnten Aufschlüsse werden z. Z. von Herrn Prof. Dr. H. Remy, Bonn, auf ihren Fossilinhalt hin untersucht. Möglicherweise lassen sich aufgrund der Molluskenfaunen die durchgeführten Horizont-Parallelisierungen bestätigen, in einzelnen Fällen u. U. aber auch widerlegen.

Präwürmzeitliche Lösse wurden von SCHÖNHALS Anfang der 50er Jahre in zahlreichen Aufschlüssen Hessens beobachtet. Zu den für die Stratigraphie wichtigsten gehören die Ziegeleien Riedel & Löber in Niedervellmar (Bez. Kassel) und die Ziegelei Kruse in Watzenborn-Steinberg (heute Pohlheim I), 8 km südöstlich Gießen. Eine Gliederung der Ablagerungen erfolgte in erster Linie aufgrund von Naßböden (Pseudogleye). In der Ziegelei Kruse beobachtete SCHÖNHALS über Basaltzersatz 3 präwürmzeitliche Lösse, die durch ausgeprägte Pseudogleye, Abtragungsdiskordanzen und Umlagerungszonen zu trennen waren. (Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. SCHÖNHALS und aufgrund eines Berichts von G. FREUND in Quartär, Bd. 10/11, 1958/59 über einen von E. SCHÖNHALS anläßlich der 6. Tagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft 1957 in Gießen gehaltenen Vortrag).

Besonders gut untergliedert liegt der Rißlöß am östlichen Rand der Wetterau vor. Als ein reichhaltiges Standardprofil für den jüngeren Rißlöß kann die ehemalige Ziegelei Alban & Co. in Bruchköbel (westlich der Straße nach Roßdorf) angesehen werden, in der mehrere schwach entwickelte Böden von unterschiedlicher Ausprägung auftreten. Es handelt sich hierbei um eine Folge von Naßböden im Sinne von FREISING (1951: 57), die als Bruchköbeler Bodenkomplex (Böden) bezeichnet werden soll. Ähnliche, aber schwächere Bodenbildungen wurden im Würmlöß von anderen Autoren auch als „Frostgleye" (LIEBEROTH 1962: 190; 1963: 182; HAASE et al. 1970; 147) oder „Tundragleye" (BRUNNACKER 1966: 347) benannt.

2. Beschreibung von Aufschlüssen in der Wetterau, dem Rhein-Maingebiet und Limburger Becken

2.1. Gliederung und Analyse des jüngeren Rißlösses am Beispiel der Ziegelei Bruchköbel.

Unter Würmlöß, der lokal den Eltviller und Rambacher Tuff sowie den Lohner Boden enthalten kann (BIBUS 1973: 351), tritt an der Nordwand der ehem. Zgl. Alban & Co. ein nach Westen auskeilender Rest des letztinterglazialen Bodens auf (Abb. 2). Teilweise ist die B_t-Struktur des pseudovergleyten Solumrestes erhalten. In den stärker erodierten Bereichen liegt nur noch der basale B_v-Horizont der einstmaligen Parabraunerde vor. Unterlagert wird der Eemboden von einem rostfleckigen Löß, in dem bis zu 5 cm breite Rostringe mit fahlen, grobschluffigen Zentren auftreten. Im tieferen Bereich der nach unten an Intensität nachlassenden Rostringzone schaltet sich ein fahlgraues, lokal in Flecken aufgelöstes Band ein (⌀ 10 cm), welches von Rostschlieren unterlagert wird. Die Vergleyungszone ist von Kalkkonkretionen und Mollusken durchsetzt und wird als B_6-Naßboden bezeichnet.

Nach einer schwach pseudovergleyten Lößzwischenlage folgt ein Abschnitt, in dem drei dicht beieinanderliegende, intensive Naßböden mit über 10 cm mächtigen Reduktionsbahnen ausgebildet sind. Gemeinsam ist allen drei Böden eine graue bis fahlrötliche Färbung sowie eine starke Anreicherung von Mollusken und Kalkkonkretionen. Partienweise treten innerhalb der Böden besonders kräftige Reduktionsstellen von graugrüner Färbung auf, in denen das Substrat nach der Fingerprobe eine deutlich höhere Tonkomponente gegenüber dem liegenden Löß besitzt. Die beiden oberen, als B_5- und B_4-Naßboden bezeichneten Horizonte, zeigen teilweise an ihrem oberen und unteren Rand bogen- bis zipfelförmige Ausstülpungen und fahlrötliche Säume. An ihrer unteren Grenze setzen häufig ausgefüllte Eiskeilspalten an, in denen das bleiche Naßbodenmaterial bis 10 cm in den liegenden Löß gesunken ist. Während die Naßböden B_5 und B_4 in ihrer Ausbildung vergleichbar sind, zeichnet sich der Naßboden B_3 durch eine größere Mächtigkeit (⌀ 30 cm)

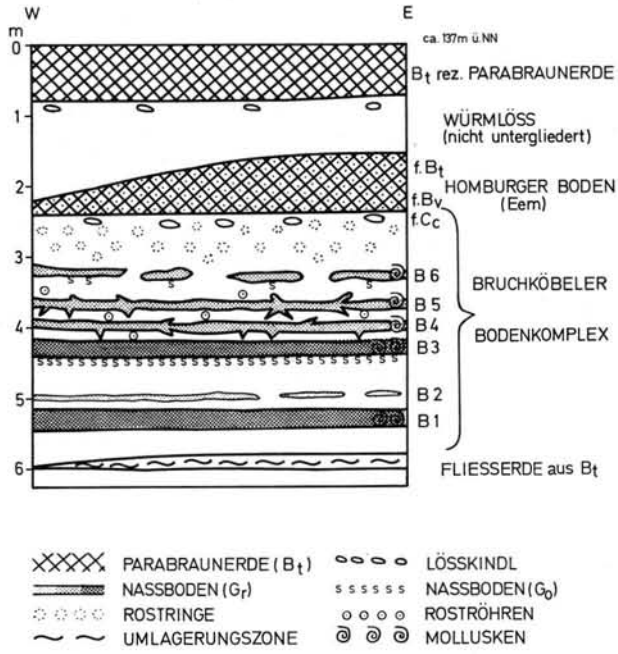


Abb. 2. Untergliederung des Jüngeren Riß-Lösses in der ehemaligen Ziegelei Alban & Co. in Bruchköbel bei Hanau.

und eine besonders kräftige Ausprägung aus. Sehr typisch ist für ihn außerdem eine Untergliederung in einen oberen, gegenüber den Naßböden B_5 und B_4 verstärkt fahlrötlich gefärbten Bleichhorizont und eine darunterfolgende, rostfarbene Oxidationszone (⌀ 15 cm).

Der schwach pseudovergleyte Löß zwischen den Naßböden B_3 und B_5 wird von braunschwarzen, z. T. sesquioxidinkrustierten Flecken und Röhren durchsetzt. Darüber hinaus besitzt er eine feinschichtige Frostblättrigkeit, die sich auch in den höheren Profilteilen bis zum Eemboden fortsetzt.

Unterhalb des B_3-Naßbodens verändert sich die Lößfazies merklich. Nach einem grobplattigen Übergangsbereich folgt ein strukturloser Löß, der sich beim Aufhacken in groben, von Striemen überzogenen Fladen aus der Wand löst. In ihm treten noch zwei weitere Naßböden von sehr unterschiedlicher Ausbildung auf.

Der B_2-Naßboden stellt als eine nur geringe Aufhellung im Löß mit einzelnen eingelagerten Sandkörnchen die schwächste Bodenbildung innerhalb des Profils dar. Dagegen ist der als B_1-Naßboden bezeichnete Horizont als ein sehr kräftiges und scharf begrenztes Band mit violett- bis fahlrötlicher Färbung entwickelt. Neben starken Molluskenanreicherungen sind für ihn feine, mycelartige Rostausfällungen in millimeterkleinen Hohlräumen typisch. Nach unten wird der Naßbodenkomplex nach einer Lößzwischenlage von braunem, pseudovergleytem Solummaterial unterlagert, das wahrscheinlich durch Umlagerung aus einem älteren B_t-Horizont hervorgegangen ist.

Zusammenfassend läßt sich somit der oberste Rißlöß im Profil Bruchköbel in 6 Naßböden untergliedern, von denen der B_1- und der B_3-Naßboden die kräftigste und der B_2- und B_6-Naßboden die schwächste Ausprägung besitzen. Außerdem tritt unmittelbar unter dem Eemboden eine Rostring- und im mittleren Profilabschnitt (zwischen B_3 und B_5) eine

Rostrährenzone auf. Im Vergleich mit den Erbenheimer Jungwürm-Naßböden (SCHÖNHALS et al. 1964: 113; SEMMEL 1968: 36) zeichnen sich die Riß-Naßböden mit Ausnahme des B_2-Naßbodens durch eine wesentlich stärkere Intensität aus.

Die Korngrößenbestimmungen (Abb. 3) erbrachten für den unverwitterten Löß mit Ausnahme der Probe N 13 einen sehr hohen Anteil an Grobschluff (im Durchschnitt über 50 %). Demgegenüber bleibt der Tongehalt im Rohlöß zwischen den Naßböden mit durchschnittlich 5 % sehr gering. Der Bereich der Rostringzone zeichnet sich mit einem Anteil von nur 2 % Ton durch einen besonders niedrigen Wert aus. Vergleicht man die Korngrößenzusammensetzung des Rohlösses mit den jeweils überlagernden Bodenbildungen, so läßt sich in jedem Fall ein deutlicher Tonanstieg feststellen. Dieser ist bei den beiden kräftigen Naßböden B_3 und B_1 mit 11 bzw. 12 % besonders hoch. Hier zeigt sich in überraschender Weise, in welchem Maße der Löß auch durch stärkere, periglaziale Bodenbildungsprozesse verwittert werden kann. Bei den Naßböden B_5 und B_3 ist außerdem eine beachtliche Verringerung des Grobschluffanteils zugunsten der Mittel- bzw. Feinschlufffraktion eingetreten.

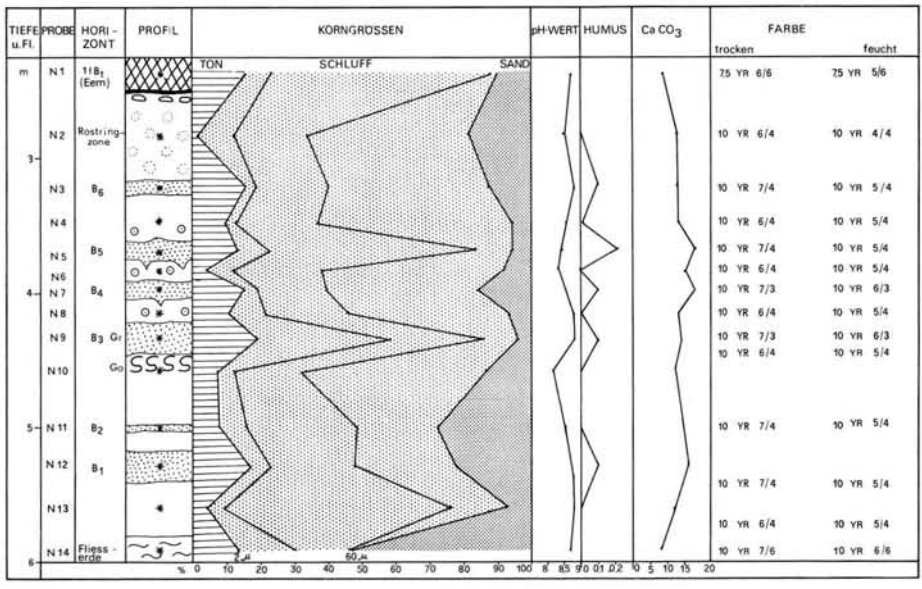


Abb. 3. Analysendiagramm des Lößprofiles in der ehemaligen Ziegelei Alban & Co. in Bruchköbel bei Hanau.

Mit großer Wahrscheinlichkeit kann die Zunahme in den kleineren Korngrößenbereichen, auch innerhalb der Tonfraktion, auf physikalische, kryoklastische Verwitterungsvorgänge innerhalb der Böden zurückgeführt werden, wie dies durch die Untersuchungen von ARNAUD & WHITESIDE (1963: 267 ff.) an verschiedenen Bodenprofilen und durch Gefrierversuche gezeigt wurde. Zeitweilige Wasserübersättigung im Solumbereich der über Dauerfrostboden gebildeten Naßböden dürfte die Frostverwitterung in entscheidendem Maße beschleunigt haben (ARNAUD & WHITESIDE 1963: 267, 277).

Der schwache Naßboden B_2 zeichnet sich in der Korngrößenanalyse durch einen deutlich höheren Sandgehalt gegenüber den anderen Proben aus. Es kann daher vermutet werden, daß zu seiner Ausbildungszeit geringe Umlagerungsvorgänge gewirkt haben. Die Humusbestimmungen weisen sämtliche Lößproben als humusfrei aus. Im Gegensatz dazu

ließen sich in den Naßböden äußerst geringe Humusspuren nachweisen, die im Naßboden B_5 maximal 0,21 % erreichen. Dieser Befund könnte als ein Hinweis dafür angesehen werden, daß die Bildung der Naßböden bei einer spärlichen Vegetation über Dauerfrostboden erfolgt ist, wie dies bereits ähnlich von FREISING (1951: 57) vermutet wurde.

Die durchgeführten Siebanalysen einer größeren Probemenge (10-l-Eimer) zeigten die bereits in der Aufschlußanalyse beobachtete Anhäufung der Mollusken in den Naßböden. Offensichtlich herrschten während der Entstehung der Naßböden besonders günstige ökologische Verhältnisse zur Entwicklung der Molluskenfaunen. Gerade diese Beobachtung, die auch durch andere Aufschlüsse bestätigt wird, zeigt m. E. eindeutig, daß die Böden nicht durch Reduktions-Einflüsse innerhalb des Sediments, sondern infolge klimatischer Veränderungen auf der ehemaligen Landoberfläche entstanden sind.

2.2. Beschreibung weiterer Profile mit jüngerem Rißlöß

Profile mit einer vergleichbaren Abfolge aber z. T. schwächeren Ausbildung der Naßböden wurden noch im Tagebau Bellersheim (Horloffgraben), in einem Hohlweg bei Münzenberg (Wetterau), im Kalkwerk Schäfer in Hahnstätten, in der ehem. Zgl. Camberg und in der ehem. Zgl. Bendorf im Neuwieder Becken angetroffen. Unvollständige bzw. nicht eindeutig gliederbare Profile treten dagegen in den Ziegeleien bei Ostheim (Wetterau), Watzenborn-Steinberg, Hungen, Bad Soden, im Tagebau Heuchelheim, in der Tongrube Kärlich, in Kalksteinbrüchen bei Gundersheim (Rheinhessen), in Basaltbrüchen in Dreihausen (b. Marburg), in Kiesgruben zwischen Hattersheim und Weilbach sowie in Neubaugruben bei Windecken (Wetterau) auf (Abb. 1). Einige der genannten Aufschlüsse, in denen vereinzelt auch noch älterer Rißlöß vorkommt, sollen im Folgenden ausführlicher untersucht werden.

Im Tgb. Bellersheim (Abb. 4) läßt sich mächtigerer Rißlöß vorwiegend in Einmuldungen zwischen kryoturbat aufgestauchten, oberpliozänen Braunkohlen und altpleistozänen Siderittonen beobachten. Lokal ist unter dem letztinterglazialen Boden ein feinschichtiger Löß mit einer kräftigen Rostringzone erhalten, in der die Naßböden B_5 und B_4 als schwache, fahlrötliche Bahnen entwickelt sind. Die beiden Naßböden sind schwächer als in Bruchköbel ausgebildet und lassen sich mit der Munsell-Farbtafel nicht eindeutig von dem umgebenden Löß abgrenzen. Sehr kräftig sind dagegen der B_3-Naßboden (⌀ 30 cm, 7,5 YR 7/2) mit einer umgebenden Roströhrenzone und der B_1-Naßboden (⌀ 30 cm, 5 YR 6/3) in dem basal auch hier wieder fladigen Löß entwickelt. In dem ca. 1 m mächtigen, schwach pseudovergleyten Löß zwischen den beiden Naßböden ist ein sandiges Feinkiesband eingeschaltet, unter dem eine als B_2-Naßboden zu deutende Bleichbahn vorhanden ist. Es scheint sich somit die in Bruchköbel gefundene Vermutung zu bestätigen, daß während oder unmittelbar nach der Bildung des B_2-Naßbodens eine stärkere Umlagerungsphase vorhanden war. In anderen Aufschlüssen, wie z. B. an einer lößverkleideten Terrassenkante bei Weilbach (Abb. 4), liegt zwischen dem häufig tropfenartig in das Liegende eingesunkenen B_3-Naßboden und dem B_1-Naßboden ein bis zu 1 m mächtiger, lößhaltiger Schwemmsand. In Neubauaufschlüssen von Windecken wird der entsprechende Abschnitt am Unterhang einer Mulde durch kreuzgeschichteten sandigen Kies vertreten. Der B_1-Naßboden liegt hier in typischer Ausbildung unmittelbar über grauen Tonen.

Im Tgb. Bellersheim liegt der Bruchköbeler Bodenkomplex auf vorwiegend sandigkiesigen Sedimenten, in denen am 24. 2. 1973 Knochenreste gefunden werden konnten (Bearbeitung: Dr. Franzen, Senckenberg Museum, Frankfurt a. M.). Im tieferen Bereich dieser fluviatilen Ablagerung treten auch stark humose, tonige Horizonte mit einer äußerst einseitigen Pollenflora *(Pinus, Picea, Abies,* wenige Pollen von *Alnus* und je ein Exemplar von *Ulmus* und *Carpinus)* auf, die eine genauere Einstufung im Quartär nicht erlaubt.

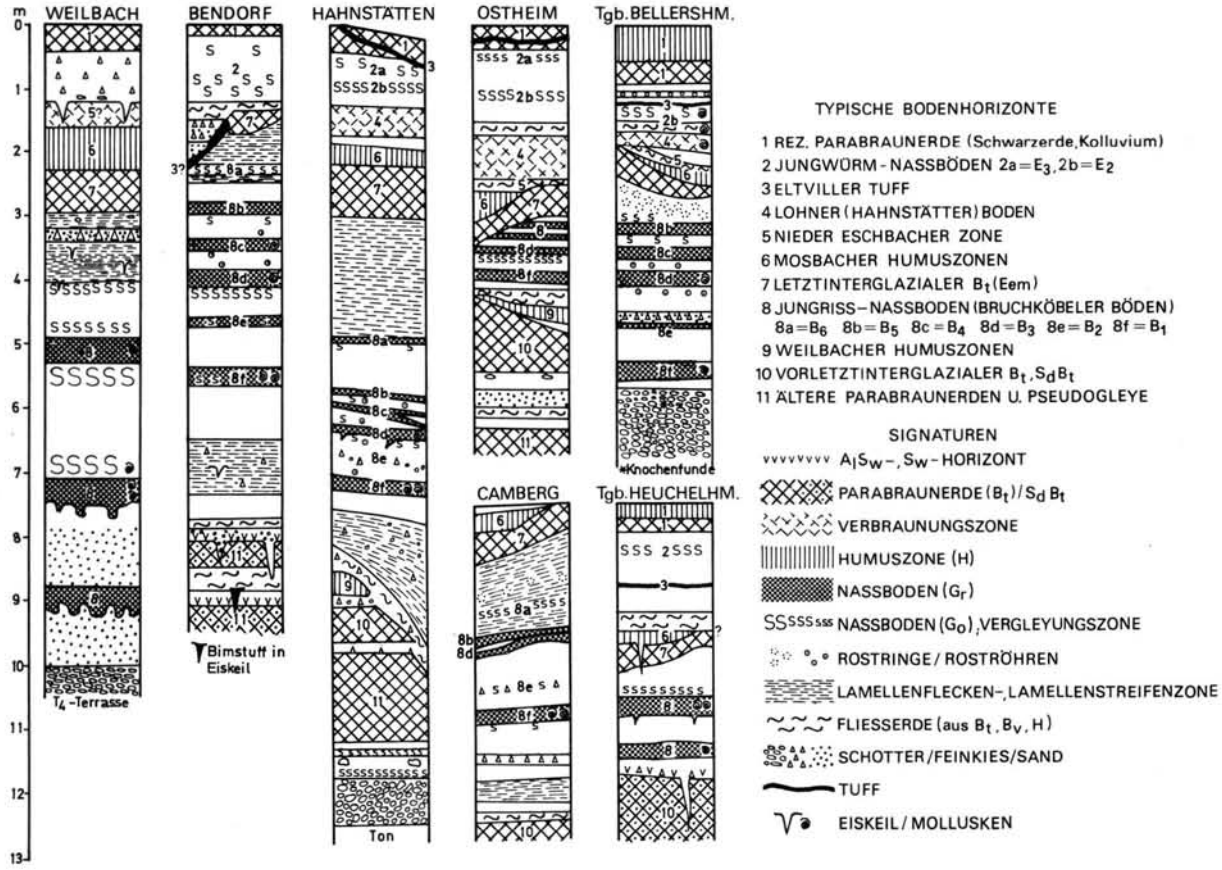


Abb. 4. Säulenprofile einiger im Text erläuterter Lößaufschlüsse.

(Die Pollenanalyse wurde dankenswerterweise von Herrn Dr. v. d. Brelie, Krefeld, durchgeführt).

Während die bisher besprochenen Profile vorwiegend aus dem heute feuchteren Randgebiet der Wetterau stammen, zeigen Aufschlüsse aus dem zentralen, trockeneren Teil, wie z. B. in Münzenberg und Watzenborn-Steinberg, wesentlich schwächere Naßböden und Vergleyungsmerkmale im Rißlöß. Als Ursachen dürften hierfür, wenn es sich nicht um Zufälle handelt, paläoklimatische Unterschiede verantwortlich sein. Eine absolute Verallgemeinerung dieser Ansicht scheint jedoch nicht angebracht, da sich die Intensität der Naßböden, wie die Lößgruben bei Bruchköbel zeigen, auch bei einstmaliger Muldenlage verstärken kann.

Eine graduell andersartige Ausbildung des obersten Rißlösses besitzen Aufschlüsse im Goldenen Grund und Limburger Becken. In der nördlichen ehem. Zgl. Camberg und im Kalkwerk Schäfer in Hahnstätten (SEMMEL 1963, 1968: 28; ANDRES 1967: 44), in dem eine Terrassenstufe vollkommen mit Löß ausgekleidet ist, folgt bei den jetzigen Aufschlußverhältnissen unter dem Eemboden eine Zone, die sich durch einen engräumigen Wechsel von hellgrauen, schluffigen Streifen und braunen, tonreicheren Bändern auszeichnet (Abb. 4). Nach dem Erscheinungsbild handelt es sich hierbei um eine Lamellenfleckenzone im Sinne von LIEBEROTH (1959: 146; HAASE, LIEBEROTH & RUSKE 1970: 146), wobei allerdings keine Flecken und Kurzbänder, sondern längere Streifen ausgebildet sind. Als Ursache für die Differenzierung werden von LIEBEROTH der Einfluß lamellar gebänderten Bodeneises und eine spätglaziale Bodenüberprägung verantwortlich gemacht. Nach Untersuchungen von ROHDENBURG & MEYER (1966; 1968: 161) an rezenten Parabraunerden sollen die Lamellenfleckenzonen eindeutig holozäner Entstehung sein, wobei von beiden Autoren eine gewisse pleistozäne Vorprägung nicht völlig ausgeschlossen wird. Auch bei fossilen Parabraunerden könnte die Bänderung, wenn sie unmittelbar unter dem B_t-Horizont folgt, auf den Einfluß der interglazialen Bodenbildungsprozesse zurückzuführen sein.

Auch eine periglaziale Vortexurierung des Lösses durch lamellares Bodeneis und schwache Umlagerungsprozesse kann in einzelnen Fällen angenommen werden, zumal geringe Sandeinlagerungen und vereinzelte Feinkiesbändchen auf solche Vorgänge hinweisen. In der im Limburger Becken gelegenen Zgl. Eufinger in Elz liegt an einem nach Südosten geneigten Hang unter der letztinterglazialen Parabraunerde eine in feine, graue Schluff-, fahlrötliche Lehm- und sandige Feinkiesbänder differenzierte Zone, die sogar eine Mächtigkeit von fast 10 m erreicht. In solchen Fällen muß wohl für die Differenzierung eine ausschließlich periglaziale Entstehung verantwortlich gemacht werden.

Aus dem Rißlöß von Hahnstätten werden von SEMMEL (1963: 360; 1968: 28 ff.) eine Rostfleckenzone und eine Humuszone, aus Camberg zwei Humuszonen beschrieben. Eine Vergleyung des obersten Rißlösses in Form von Rostringen fehlt im Gegensatz zu den Profilen Bruchköbel und Bellersheim in Hahnstätten vollkommen, in Camberg ist sie nur andeutungsweise vorhanden. Besonders gut ist jedoch in Hahnstätten der B_6-Naßboden als eine fahle, mit randlichen Rostschlieren versehene Zone entwickelt. Er ist in seiner Ausbildung mit dem im Jungwürmlöß des gleichen Aufschlusses auftretenden E_2-Naßboden vergleichbar. Weiterhin läßt sich in beiden Profilen beobachten, daß die Naßböden B_5 und B_4 in zweigliedrige Bänder aufgespalten sein können. Bei einer sehr dichten Lage der Böden zueinander ist stellenweise eine sichere Zuordnung nicht mehr möglich. Dies dürfte auch die Ursache dafür sein, daß in manchen Aufschlüssen der Bereich zwischen den Naßböden B_3 und B_5 als ein einziger Naßboden in Erscheinung tritt. Die Diskordanz im Bereich des B_2-Naßbodens ist in beiden Aufschlüssen durch Feinkiesbänder belegt. Besonders deutlich tritt sie in Camberg durch eine Lage von perlschnurartig aneineindergereihten Tonschiefer- und Quarzgeröllen ($\phi < 1{,}5$ cm) in Erscheinung. Unter dem molluskenführenden B_1-Naßboden liegt in Camberg ein 1,50 m mächtiges Lößpaket, in dem

unter einer weiteren Feinkieslage fingerdicke Grobschluffbänder ausgebildet sind. Die unter diesen stratigraphischen Abschnitt gehörenden und von SEMMEL (1968: 29) beschriebenen Weilbacher Humuszonen sind unter den jetzigen Aufschlußverhältnissen nicht mehr zu beobachten. An der noch zugänglichen Wand liegt das geschilderte Profil unmittelbar über einem rötlichbraunen B_t-Horizont.

2.3. Gliederung des mittleren und älteren Rißlösses

In Hahnstätten ist der Rißlöß unter dem B_1-Naßboden stärker untergliedert. Zunächst folgt hier ein gelblichbrauner Löß, in dem vereinzelt Feinkieslagen, graue Grobschluffstreifen und bräunliche Lößlehmbänder eingeschaltet sind. Die Umlagerungsmerkmale nehmen nach unten in Form einer 1 m mächtigen Lamellenstreifenzone zu. Abgeschlossen wird dieser Bereich durch einen grauen, oberflächlich auch braunen, kiesigen Löß mit einem sehr dichten Gefüge. Darunter folgt nach einer geringmächtigen Lößzwischenlage eine autochthone Humuszone über 2 älteren, gekappten B_t-Horizonten. Bei der Humuszone handelt es sich um eine der Weilbacher Humuszonen (SEMMEL 1963: 29). Nach dem Humusgehalt könnte man auch den grauen, kiesigen Lößlehm im Hangenden als eine jüngere Humuszone deuten. Da diese Zone jedoch viel Kiesmaterial führt und an der Terrassenkante die unterlagernde autochthone Humuszone sowie die beiden älteren B_t-Horizonte und den darunter liegenden Terrassenkörper kappt, dürfte es sich mit größerer Wahrscheinlichkeit um eine Solifluktionsdecke handeln.

In der südlichen Ziegeleigrube von Ostheim (Wetterau) (Abb. 4) tritt in ähnlicher Position zwischen einer Weilbacher Humuszone und den Bruchköbeler Naßböden ein hier allerdings mehr brauner bis dunkelbrauner Lößlehm auf, der gegenüber einem B_t-Horizont einen geringeren Tongehalt besitzt. Zunächst könnte man diese Zone als einen kräftig verbraunten Innerrißboden ansprechen. Eine genauere Aufschlußannalyse zeigt jedoch, daß es sich bei dem braunen Lößlehm um ein solifluidal verlagertes Bodensediment handelt, welches im unteren Bereich vorwiegend aus dem Substrat der liegenden Weilbacher Humuszone, im oberen Bereich aus Solummaterial der die Weilbacher Humuszone unterlagernden Parabraunerde besteht. Die Fließerde soll als „Ostheimer Zone" bezeichnet werden.

Die Ostheimer Zone ließ sich weiterhin in einem Aufschluß westlich von Münzenberg (Wetterau) über einer der Weilbacher Humuszonen nachweisen. Die sandig-kiesige Fließerde hatte hier eine gelbbraune Färbung, ein bröckeliges Gefüge und wies wenige hellbräunliche Flecken auf. Im oberen Bereich waren einzelne Sandbänder eingeschaltet. Im Löß zwischen der Ostheimer Zone und den hangenden Bruchköbeler Naßböden konnte noch häufiger als in Hahnstätten verschwemmtes Material in Form leicht gewellter, kurzer Sandbänder beobachtet werden. Es zeigt sich somit auch im Profil Münzenberg eindeutig, daß nach Ausbildung der Fließerde über den Weilbacher Humuszonen eine Zeit mit starken Abschwemmphasen folgte.

Eine dunkelbraune, den beschriebenen Umlagerungszonen ähnliche Zone wurde ebenfalls in Dolinenfüllungen bei Gundersheim (Rheinhessen) unter einem fossilen B_t und zwei den Rißnaßböden vergleichbaren Horizonten von MÜLLER (1972: 61) beschrieben. Das Material zeigt auch hier durch ein blättriges Gefüge sowie eingelagerte Massenkalkbrocken deutliche Umlagerungsmerkmale.

Kräftig verbraunte, autochthone Innerrißböden lassen sich somit in dem untersuchten stratigraphischen Bereich nicht nachweisen, wenngleich ihre Existenz wegen der geringen Zahl an Aufschlüssen nicht vollkommen auszuschließen ist.

Während in den bisher erläuterten Profilen zumeist mächtiger Jungrißlöß und nur vereinzelt älterer Rißlöß vorhanden ist, sind durch SEMMEL (1968: 117; 1969: 89) in der Gegend von Weilbach Aufschlüsse bekannt geworden, in denen nur die Weilbacher Humuszonen vorliegen und der jüngere Rißlöß fehlt. Am locus typicus, in der Kiesgrube südlich der Straße Weilbach-Hattersheim, liegen die beiden Humuszonen in einem vollkommen ausgefüllten, dellenartigen Tälchen zwischen dem letzt- und vorletztinterglazialen B_t-Horizont. Zwischen die ältere Humuszone und den liegenden B_t-Horizont schaltet sich eine aus Terrassenkiesen bestehende Fließerde ein, die den feuchtkalten Beginn der vorletzten Kaltzeit anzeigt. Auch während bzw. zwischen der Ausbildung der Humuszonen dürfte es zu schwachen Umlagerungsvorgängen gekommen sein, da beide Humuszonen auf kiesigem Löß ausgebildet sind.

Nachdem vorwiegend Profile aus dem Rhein-Main-Wetteraugebiet und dem Limburger Becken zur Darstellung gelangten, soll kurz auf die Frage eingegangen werden, inwieweit einzelne der beschriebenen Gliederungshorizonte auch außerhalb dieser Lößgebiete verbreitet sind.

3. Vergleichende Untersuchungen in anderen Lößgebieten

3.1. Mittel- und Niederrhein

In dem relativ trockenen, aber schon zur niederrheinischen Lößprovinz überleitenden Neuwieder Becken liegt mächtigerer Rißlöß in der ehem. Ziegelei Bendorf (Abb. 4) an der Straße nach Höhr-Grenzhausen vor. Unter ca. 1,30 m Löß ist unter einem in eine Rinne hineinziehenden Basalttuff (SEMMEL & ROHDENBURG 1971: 248), der mineralogisch dem Eltviller Tuff entspricht, ein z. T. umgelagerter B_t-Rest mit einer 80 cm mächtigen Lamellenfleckenzone erhalten [2]). Der Parabraunerde-Rest wird von einem Löß unterlagert, in dem die gesamte Jungriß-Naßbodenserie in typischer Form ausgebildet ist. Der B_6-Naßboden liegt im unteren Bereich der Lamellenfleckenzone, die Naßböden B_5 bis B_3 treten dicht übereinander auf und zwischen den als kräftige, fahle Bahnen an der Aufschlußwand sehr gut zu erkennenden B_1 und B_3-Naßböden ist der schwach rostfleckige B_2-Naßboden entwickelt. Unter der Naßbodenserie folgen nach einer erneuten Lößzwischenlage zwei dicht übereinanderliegende, von kiesigen Fließerden gekappte B_t-Horizonte. Erwähnenswerterweise setzen an der Obergrenze des älteren, stark pseudovergleyten Bodens Eiskeile an, die mit einem glimmerführenden Bims-Tuff gefüllt sind [2]). In Bendorf liegt somit bis auf das Fehlen der basalen Fließerde und Humuszone eine mit dem Profil Hahnstätten vollkommen identische Rißlößabfolge vor.

Im Gegensatz zur Zgl. Bendorf liegt in dem Deckschichten-Profil der Tongrube Kärlich Rißlöß wohl nur lokal als Füllung in einer ehemaligen Depression an der NE-Wand vor. Im Herbst 1972 war unmittelbar am Plateaurand zum Rheintal in der Nähe des von SCHIRMER (1970) eingehend untersuchten Profils nachfolgende Serie aufgeschlossen (Abb. 5).

Unter dem stark erodierten und mit vielen Laacher Bimsbröckchen durchsetzten Rest der rezenten Parabraunerde folgte nach einer geringmächtigen Lößlage ein sehr intensiver, stark verwürgter Bodenrest. Offensichtlich handelte es sich hierbei um den von SCHIRMER (1970: 271, Beilage) als „rötlichbraunen Boden" bezeichneten Horizont, der von ROHDENBURG & SEMMEL (1971: 247 f.) als der Rest der letztinterglazialen Parabraunerde angesehen wird. Aufgrund der noch deutlich erhaltenen Tonhäutchen und eines kräftigen C_c-Horizontes aus Lößkindeln kann für die näher untersuchte Stelle aus bodenkundlicher Sicht die Auffassung von ROHDENBURG & SEMMEL bestätigt werden. Unmittelbar unter

---

[2]) Die mineralogischen Untersuchungen wurden dankenswerterweise von Herrn Prof. Dr. J. Frechen, Bonn, durchgeführt.

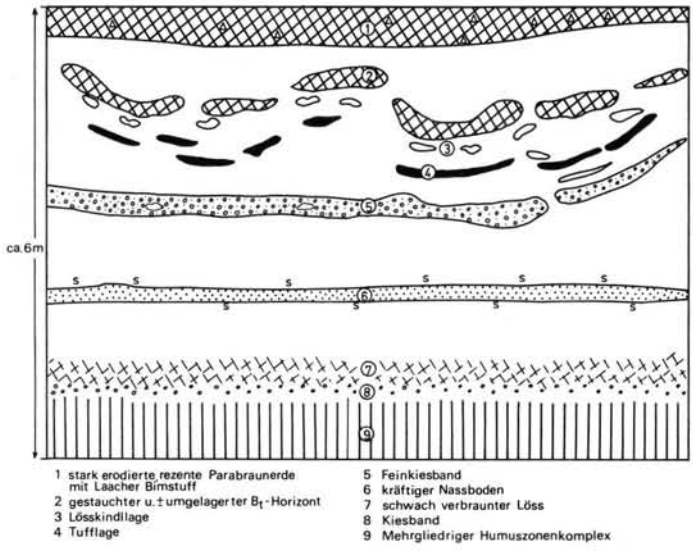


Abb. 5. Die jüngeren pleistozänen Löß-Deckschichten am Ostrand der Tongrube Kärlich (Aufnahme am 8. 4. 1973).

dem gestauchten Parabraunerde-Rest, teilweise sogar in den C_c-Horizont eingelagert, trat ein dunkler, glimmerführender Tuff auf. Das feingeschichtete, vulkanische Material war ähnlich wie der hangende Bodenrest verwürgt und in einzelne Schmitzen ($\phi < 10$ cm) aufgelöst. Im unterlagernden Löß schaltete sich eine feinkiesige Lage und ein fahlgrauer Naßboden mit randlichen Rostschlieren ein. Der Naßboden war in seiner Intensität mit den bisher beschriebenen Jungriß-Naßböden vergleichbar. Nach mineralogischen Untersuchungen von FRECHEN (1972: 2) handelte es sich bei dem Tuff unter dem intensiven Boden um ein Gemisch aus Basalt- und Bimstuff mit folgenden Bestandteilen: Olivin, Augit, Hornblende, Biotit, Sanidin, Anorthoklas, Plagioklas, basaltische Lapilli (mit Olivin, Augit, Hornblende und Magnetit), braune Lapilli (mit Augit und Magnetit) sowie viele Partikel kristalliner Schiefer[2]). Der Tuff könnte durch eine Umlagerung und Vermischung des Brockentuffs mit dem Bims IV (Bezeichnung nach FRECHEN 1971: 93) oder dem alleröd-zeitlichen Laacher Bimstuff entstanden sein. Gerade der letzte Fall wird von FRECHEN (1972: 2) für die Rinnenfüllungen an der NE-Wand der Kärlicher Tongrube durch Umlagerungsvorgänge in der Jüngeren Tundrenzeit für wahrscheinlich angesehen. Entschieden sprechen allerdings gegen eine solche Deutung die oben dargelegten bodenkundlichen Befunde. Nicht vollkommen kann m. E. auch die Möglichkeit ausgeschlossen werden, daß es sich bei dem Vorkommen um einen eigenständigen Tuff handelt, da in sehr ähnlicher stratigraphischer Position im Rhein-Main-Gebiet von SEMMEL (1967: 107; 1968: 12) der noch weiter unten zu besprechende Krifteler Tuff gefunden wurde.

Im Niederrheingebiet sind durch SCHIRMER & STREIT (1967: 92; vgl. auch BRUNNACKER 1966: 34 ff.; 1968: 322) aus der Zgl. Gillrath in Erkelenz unter dem letztinterglazialen Boden mindestens 5 kräftige Vergleyungshorizonte bekannt geworden, die nach ihren Merkmalen als Naßböden bzw. Tundragleye anzusehen sind. Der älteste Boden liegt unmittelbar einer sandigen Rinnenfüllung auf und ist in mehrere grüngraue Bänder zerflossen. Der jüngste, von daumengroßen Rostflecken durchsetzte Naßboden beginnt unmittelbar unter der 1. fossilen Parabraunerde. In einem Vergleich mit dem Untermain-Gebiet zeichnen sich die Naßböden von Erkelenz durch eine intensivere Bleichung und wesentlich größere Mächtigkeiten aus (ϕ bis 1,80 m).

3.2. Süddeutschland

Von BRUNNACKER (1959: 139) wurde aus der Nähe von Kitzingen (Zgl. Pavel & Becker, Straße nach Kaltensondheim) aus dem dort bis 8 m mächtigen Rißlöß eine als „Altriß-Jungriß-Boden" bezeichnete Bildung erwähnt. Dieser Horizont, der auch in einem Löß-Aufschluß am Kitzinger Friedhof (SEMMEL & STÄBLEIN 1971: 25 ff.) auftritt, besitzt neben Naßboden-Merkmalen eine schwache Verbraunung. In der Lößgrube am Kitzinger Friedhof wird der verbraunte Boden von einem schwach violetten, rostfleckigen Naßboden unter- und von zwei fahlen, mit $CaCO_3$-Konkretionen durchsetzten Bleichbahnen überlagert.

Während die neu gefundenen Horizonte in ihrer Ausbildung mit Profilen in der Wetterau vergleichbar sind, weicht der von BRUNNACKER erwähnte Boden durch seine schwache Verbraunung von allen bisher erwähnten Naßböden ab.

Weiterhin wurde auf der Süddeutschland-Exkursion der DEUQUA-Tagung 1972 in der Zgl. Mauern im Wellheimer Trockental von BLEICH ein Profil vorgeführt, in dem unter einer parautochthonen, fossilen Parabraunerde ein kräftiger Naßboden über einer Humuszone auftrat. In ähnlicher stratigraphischer Lage konnte auch in der von LEGER erläuterten Zgl. Offingen ein intensiver Naßboden beobachtet werden (SEMMEL 1973: 368).

4. Der Krifteler Tuff und seine mögliche stratigraphische Stellung

Abschließend soll auf den Krifteler Tuff eingegangen werden, der von SEMMEL (1968: 13, 46; 1967: 107) an wenigen Stellen im Rhein-Main-Gebiet und in der Wetterau in geringem Abstand unter dem letztinterglazialen Boden gefunden wurde. Leider sind augenblicklich keine Profile zugänglich, in denen der Tuff mit eindeutiger Sicherheit nachzuweisen ist.

Das in der Ziegelei Ostheim-West in einer Naßbodenserie auftretende Bimstuffband, welches von SEMMEL (1968: 46) mit dem Krifteler Tuff parallelisiert wurde (vgl. auch Bibus 1973: 352), dürfte nach neuesten Untersuchungsergebnissen nicht im jüngsten Rißlöß liegen. Unter dem Tuffband wurde nämlich eine weitere, von vielen Schieferfragmenten durchsetzte Tufflage gefunden, die mineralogisch [2]) mit dem unter 2 fossilen, kräftigen Böden nachgewiesenen Heuchelheimer Bimstuff übereinstimmt (BIBUS 1974). Darüber hinaus treten im Bereich der Naßbodenserie, welche sich nicht mit dem Bruchköbeler Bodenkomplex vergleichen läßt, Molluskenfaunen auf, die sich in ihrem klimatischen Aussagewert deutlich von den Formen der in der näheren Umgebung untersuchten Rißlöß-Profile unterscheiden [3]). Es liegen somit Hinweise vor, daß der bislang bekannte obere Bimstuff von Ostheim bereits schon mindestens in der drittletzten Kaltzeit zur Ablagerung gelangte.

Zweifelsfrei im Rißlöß eingelagert konnte dagegen in Hangschürfen am Rand eines Hohlweges westlich von Münzenberg (Wetterau) ca. 50 cm unter dem Eemboden ein in grauschwarze Flecken aufgelöstes Band gefunden werden, das makroskopisch starke Ähnlichkeit mit einem kryoturbat gestauchten, tuffitischen Schicht besaß. Mineralogische Analysen durch Herrn Prof. Dr. FRECHEN (schriftl. Mitt. v. 13. 6. 72) haben jedoch gezeigt, daß sich in den grauschwarzen Flecken nur vereinzelt vulkanische Minerale nachweisen lassen (Olivin mit Hahnenkammstruktur; Plagioklas gerundet und eckig; verwachsene Aggregate von Plagioklas-Plagioklas, Plagioklas-Olivin-Magnetit und wahrscheinlich Pla-

[3]) mündl. Mitt. von Herrn Prof. Dr. H. Remy, Bonn.

gioklas-Klinopyroxen). Wegen des geringen Anteils an vulkanischen Bestandteilen und der starken Lößbeimengung kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob es sich um aufgearbeitete Reste des Krifteler Tuffs oder um einfache Anreicherungen von aus Basaltgebieten verblasenen Schwermineralen handelt. Wenn der „tuffitische Horizont" allerdings dem Krifteler Tuff entspricht, so ließe sich dessen genauere stratigraphische Position in dem vorgeführten Riß-Gliederungsschema angeben. In Münzenberg liegt nämlich der vollständige Rißlöß mit den Bruchköbeler Böden, der Ostheimer Zone einschließlich der hangenden Schwemmsandbänder sowie eine der Weilbacher Humuszonen unter dem „tuffitischen Horizont". Er müßte demnach in das allerjüngste Riß gehören.

Eine eindeutige Tufflage, die möglicherweise dem Krifteler Tuff in den hessischen Profilen entspricht, läßt sich z. Z. nur, wie bereits erwähnt, in der Tongrube Kärlich unter einem als Eem-Boden angesehenen Bodenrest nachweisen. In Kärlich liegt das ebenfalls in Flecken aufgelöste Material im C_c-Horizont der letztinterglazialen Parabraunerde und dürfte somit gleichfalls dem jüngsten Abschnitt der Riß-Kaltzeit zuzuordnen sein (s.o., vgl. Abb. 5).

5. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Untersuchungen von in günstigen Reliefpositionen erhaltenem Löß zwischen dem letzt- und vorletztinterglazialen Boden haben gezeigt, daß die kaltzeitliche Lößsedimentation in dem der Riß-Kaltzeit zugeordneten Abschnitt durch mehrfache Abtragungs- und Bodenbildungsphasen unterbrochen wurde. Insgesamt zeichnen sich dabei interessante Parallelen zum klimatischen Ablauf der Würm-Kaltzeit ab, worauf bereits Semmel (1963: 363) für den Aufschluß Hahnstätten hingewiesen hat (vgl. Abb. 6).

Der häufig rötlichbraun gefärbte B_t-Horizont der vorletztinterglazialen Parabraunerde ist zumeist nur reliktisch vorhanden und zeigt an seiner Oberfläche durch das Auftreten von Kiesen oder eine Gefügezerstörung deutliche Abtragungsmerkmale. Die ersten Umlagerungsvorgänge erfolgten bereits vor Ausbildung der Weilbacher Humuszonen, wie sich anhand eines von Semmel (1968: 117) beschriebenen Aufschlusses bei Weilbach zeigen läßt. Dort werden die beiden Humuszonen von Solifluktionsmaterial unterlagert, z. T. sind sie selbst auf kiesigem Löß entwickelt. In Aufschlüssen mit nur einer Humuszone ist zwischen der Schwarzerde und dem unterlagernden B_t-Horizont immer eine Diskordanz vorhanden. Die Umlagerungsvorgänge können ähnlich wie im Altwürm als Anzeichen eines feuchtkalten Beginns der vorletzten Kaltzeit gedeutet werden. Nach dieser Abtragungsphase folgte eine geringe Lößsedimentation, die durch zwei wärmere, kontinentalere Abschnitte mit Bildung der Weilbacher Humuszone unterbrochen wurde. Die älteren Straten des Rißlösses sind nur in wenigen Aufschlüssen und dann zumeist — wie in Hahnstätten und Ostheim — mit nur einer Humuszone erhalten geblieben. Als Ursache hierfür müssen spätere Abtragungsphasen verantwortlich gemacht werden, denen die wohl einstmals flächenhaft verbreiteten Humuszonen bis auf wenige erosionsgeschützte Lagen wieder zum Opfer fielen. Es handelt sich dabei zunächst um eine Solifluktionsphase, die teilweise bis in den vorletztinterglazialen Boden eingriff. In der Fließerde, die als Ostheimer Zone bezeichnet worden ist, wurde vor allem Solummaterial der unterlagernden Böden aufgearbeitet, weshalb sie selbst einer schwächeren Bodenbildung ähnelt. Da diese Zone jedoch nachweislich die unterlagernden Böden kappt und selbst deutliche Anzeichen einer Umlagerung aufweist, kann in ihr kein schwächerer Innerrißboden gesehen werden. Auch lassen sich keine Hinweise für eine syn- oder postsedimentäre Bodenüberprägung der Fließerde beobachten. Ein Vergleich dieser Zone mit den von Paas (1942: 34) aus dem Niederrhein-Gebiet beschriebenen Innerrißböden (Rheindahlener Boden, Wegberger Boden) scheint nicht möglich zu sein, da die von Paas in die Saalekaltzeit eingeordneten Böden einen deutlichen B_t-Charakter besitzen sollen. Wenn eine dem Rheindahlener Boden

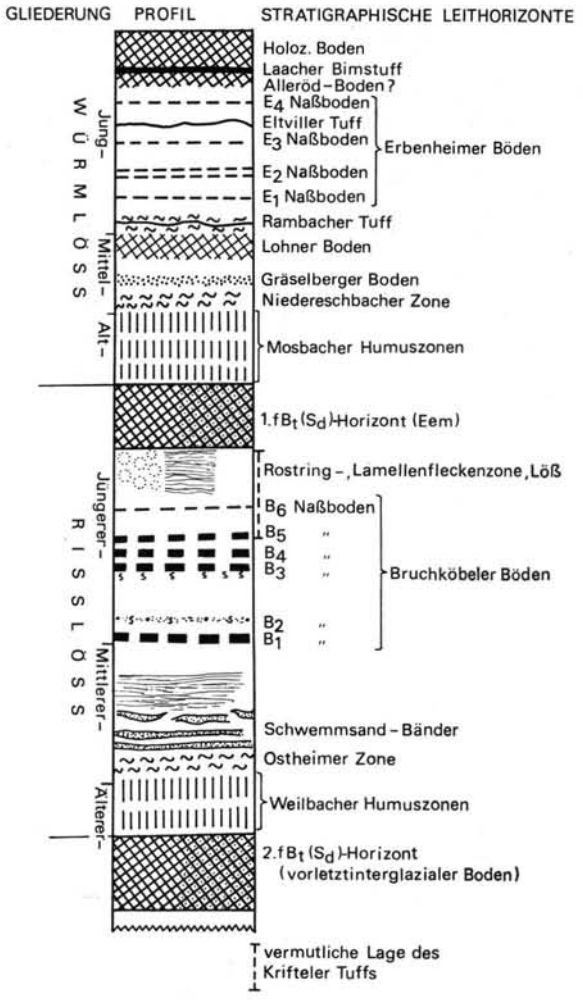


Abb. 6. Stratigraphische Gliederung des Würm- und Rißlösses (Würmlöß nach SEMMEL 1968).

entsprechende Bildung nicht in allen untersuchten Profilen wieder abgetragen wurde, was ziemlich unwahrscheinlich ist, dann dürfte der Rheindahlener Boden aufgrund seiner Merkmale am ehesten mit der Parabraunerde im Liegenden der Weilbacher Humuszonen verglichen werden.

Über der Solifluktionsdecke herrschten im Hangenden der Weilbacher Humuszonen in den mittleren Profilabschnitten weiterhin Umlagerungsvorgänge vor. Zunächst kam es zur Ausbildung einer lamellenstreifigen Zone, in deren oberen Teil sowie im darüberlagernden Löß eingeschaltete Sand- und Kiesbänder verstärkte Abschwemmphasen anzeigen. Die damit verbundene Diskordanz dürfte in den meisten Profilen recht erheblich gewesen sein, da die jüngeren Schichten sehr häufig auf den Resten der vorletztinterglazialen Parabraunerde oder auf wesentlich älteren, z. T. auch nichtäolischen Gesteinen liegen. Allerdings läßt sich schwer einschätzen, in welchem Grad die vorausgegangene Solifluktionsphase für die Größe der Diskordanz Vorarbeit geleistet hat.

Nach den starken Umlagerungsvorgängen in den mittleren Profilabschnitten, die Anzeichen eines relativ feuchteren Klimas sind, führte im jüngeren Riß eine verstärkte Lößsedimentation zur Ablagerung mehrere Meter mächtiger Lößdecken, die von unterschiedlichen Vergleyungsmerkmalen überprägt sind. Von der Fazies her gehören Teile dieses Schichtgliedes zu dem von BRUNNACKER (1966: 347) aus dem Niederrhein-Gebiet und Süddeutschland beschriebenen Fleckenlehmen. Wegen der relativ häufigen Erhaltung des jüngeren Rißlösses konnte durch ein genaueres Studium eine differenzierte Abfolge erkannt werden. Während oder zwischen der Lößsedimentation, die sicherlich durch ein trockeneres Klima verursacht war, kam es in kurzen kaltfeuchten Phasen mindestens sechs Mal zur Ausbildung schwächerer Böden. Diese sind vom Typ her als Naßböden zu bezeichnen und wurden als Bruchköbeler Böden ausführlich beschrieben. Syngenetische Eiskeile, Verwürgungen und eingesunkene Tropfen sowie ein sehr geringer Humusgehalt beweisen eine Bildung über Dauerfrostboden bei einer spärlichen Vegetation. Als grüngraue bis fahlviolette Zonen, die zumeist Mollusken und Kalkkonkretionen führen und vereinzelt randliche G_o-Säume besitzen, übertreffen sie mit Ausnahme des B_2-Naßbodens die aus dem Jungwürm-Löß bekannten Erbenheimer Böden. Die stärkere Verwitterungsintensität zeigt sich auch in einem deutlichen Tonanstieg gegenüber dem Rohlöß.

Neben der Lößsedimentation und Naßboden-Bildung traten im jüngeren Abschnitt der Riß-Kaltzeit auch kurzfristig Abtragungszeiten auf, wie die durch Sande und Kiese belegte Diskordanz im Liegenden des B_2-Naßbodens anzeigt. Insgesamt weist der obere Rißlöß in einzelnen Aufschlüssen ein feinblättriges bis welliges Gefüge auf, welches oft als ein Anzeichen für schwache, synsedimentäre Umlagerungsvorgänge angesehen wird. Nach eigenen Beobachtungen in rezenten Periglazialgebieten können entsprechende Strukturen auch allein durch Austauen von schichtig angeordnetem Bodeneis entstehen (WEIDENBACH 1965).

An der Basis des Eembodens läßt sich in einigen Profilen an zumeist stärker geneigten Hängen eine Lamellenfleckenzone mit grobschluffigen grauen, lehmigen braunen und vereinzelt sandig-kiesigen Bändern beobachten. In anderen Profilen tritt in diesem Bereich dagegen eine Rostringzone oder unveränderter Löß auf. An steiler geneigten Hängen am westlichen Basaltrand des Vogelsberges (Basaltbruch Nickel Dreihausen, Ziegelei Watzenborn-Steinberg) ist unmittelbar an der Basis des letztinterglazialen Bodens eine aus Basalten bestehende Grobblock-Schuttdecke ausgebildet, die ganz deutlich den Umschlag zu feuchteren Bedingungen in der ausgehenden vorletzten Kaltzeit anzeigt. Im jüngsten Riß kam es außerdem zur Ablagerung des Krifteler Tuffs, dessen stratigraphische Stellung zu den Bruchköbeler Naßböden wegen der z. Z. fehlenden Aufschlüsse nicht sicher angegeben werden kann.

Vergleichende Begehungen an z. T. von anderen Autoren beschriebenen Profilen in weiter entfernt liegenden Lößprovinzen erbrachten auch in diesen Gebieten Gliederungshorizonte im Rißlöß. Allerdings soll abschließend nicht unerwähnt bleiben, daß bei einer Reihe von Untersuchungen keine vergleichbaren Differenzierungen im Rißlöß beobachtet wurden (LIEBEROTH 1963: 178; PAAS 1962; BRONGER 1966, 1969; KHODARY-EISSA 1968 u. a.). In einem überregionalen Vergleich weist die beschriebene Bodenabfolge jedoch deutliche Parallelen zu der auf zyklisch angeordneten Bodenkomplexen basierenden Lößgliederung innerhalb der Tschechoslowakei auf (DEMEK & KUKLA 1969).

Schriften

ANDRES, W.: Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. — Rhein-Main. Forsch. **61**, 88 S., 23 Abb., 15 Bild., 2 Tab., 1 Kte., Frankfurt a. M. 1967.

ARNAUD, R. J. St. & WHITESIDE, E. P.: Physical Breakdown in Relation to Soil Development. — Journ. Soil Science **14**, 267—281, 3 Abb., 3 Tab., 1 Bild, Oxford 1963.

Bibus, E.: Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **101**, 346—361, 6 Abb., Wiesbaden 1973.
— : Das Quartärprofil im Braunkohlentagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **102**, 159—167, 3 Abb., Wiesbaden 1974.

Bronger, A.: Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden — ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schrift. Geogr. Institut Univ. Kiel, XXIV, 2, 104 S., 7 Abb., 16 Bild., 7 Tab., Kiel 1966.
— : Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Pet. geogr. Mitt. **113**, 112—124, 2 Fig., 1 Taf., Gotha 1969.

Brunnacker, K.: Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken). — Germania **34**, 3—11, 3 Abb., 1 Tab., Berlin 1956.
— : Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica **34**, 1—95, München 1957.
— : Das Profil „Westwand" der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen. — Bonner Jb. **116**, 344—356, 3 Abb., 2 Tab., Bonn 1966.
— : Loess stratigraphy at the Lower Rhine. — Loess and related eolian deposits of the world. Vol. **12**, 321—322, 2 Abb., VII Congress Inqua 1965, Lincoln, Nebraska 1968.

Fink, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 49—77, 9 Abb., Öhringen 1956.

Frechen, J.: Maargebiet der Westeifel — Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — Samml. geol. Führer **56**, 2. Aufl., 195 S., 46 Abb., 5 Tab., Berlin - Stuttgart 1971.
— : Schriftl. Mitt. vom 8. 8. 1972.

Freising, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. — Jh. geol. Abt. Württemberg. Stat. L.-Amt, 1. Jg., 54—59, Stuttgart 1951.

Guenther, E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen von Lössen. — Fundamenta **1**, 91 S., Köln 1961.

Haase, G., Lieberoth, I. & Ruske, R.: Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. — In: Periglazial - Löß und Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. — Ergh. 274 zu Pet. geogr. Mitt., 99—212, Gotha-Leipzig 1970.

Khodary-Eissa, O.: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freib. bodenkdl. Abh. **2**, 29 Abb., 15 Tab., Freiburg i. Br. 1968.

Kopp, E.: Die stratigraphische Aussage rezenter und fossiler Bodenbildungen aus saalezeitlichen Sedimenten in Norddeutschland. — Diss. Univ. Bonn, 236 S., 42 Abb., Bonn 1968.

Kopp, E. & Woldstedt, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthestadial in Norddeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, 37—46, 4 Abb., Öhringen 1965.

Kukla, J.: Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Löß-Serien; in Demek, J. & Kukla, J. (Hrsgb.): Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei, 156 S., 50 Abb., 12 Tab., Brno 1969.

Lieberoth, I: Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. — Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkde., **86**, 141—155, 4 Abb., 2 Tab., Weinheim 1959.
— : Die jungpleistozänen Lösse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete — Ein Beitrag zur Würmchronologie. — Pet. geogr. Mitt. **106**, Jg. 3, 188—198, 5 Abb., 1 Diagr., 2 Kte., Gotha 1962.
— : Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geol. **12**, 2, 149—187, 13 Abb., 6 Tab., Berlin 1963.

Lüttig, G.: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. — Geol. Jb. **75**, 419—430, Hannover 1958.

Müller, W.: Verbreitung und Eigenschaften von tertiären Verwitterungsrelikten im Rheinhessischen Plateau. — Unveröffl. Staatsexamensarb. Univ. Ffm., 115 S., 54 Abb., 9 Tab., Frankfurt a. M. 1972.

Paas, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **12**, 165—230, Öhringen 1962.
— : Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. — Decheniana **121**, 1/2, 9—38, 10 Abb., 2 Tab., Bonn 1968.

Picard, K.: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 259—272, Stuttgart 1959.
— : Gletscherrandlagen im Westen Schleswig-Holsteins. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 273—281, Stuttgart 1962.
— : Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **112**, 2. Teil, 165—230, Hannover 1960.

Remy, H.: Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. — Eiszeitalter u. Gegenwart **11**, 107—120, Öhringen 1960.

Rohdenburg, H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Götting. bodenkdl. Ber., **6**, 3—107, 39 Abb., Göttingen 1968.

Rohdenburg, H. & Meyer, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. deutsch. bodenkdl. Ges. **5**, 1—137, Hannover 1966.

— : Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — Götting. bodenkdl. Ber. **6**, 127—212, 12 Abb., Göttingen 1968.

Rohdenburg, H. & Semmel, A.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**, 246—252, 2 Abb., Wiesbaden 1971.

Schirmer, W.: Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. — Mz. naturw. Arch. **9**, 257—284, 6 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Mainz 1970.

Schirmer, W. & Streit, R.: Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **13**, 81—94, 1 Abb., 1 Tab., Köln 1967.

Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A.: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **15**, 199—206, 1 Abb., Öhringen 1964.

Semmel, A.: Mitteilungen über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). — Notizblatt hess. L.-Amt Bodenforsch. **91**, 359—365, Wiesbaden 1963.

— : Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **95**, 104—108, 1 Abb., Wiesbaden 1967.

— : Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **95**, 239—241, Wiesbaden 1967 a.

— : Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankf. geogr. Hefte **45**, 133 S., 35 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. 1968.

— : Bericht über die 16. Wissenschaftliche Tagung der Deutschen Quartärvereinigung. — Z. Geom. **17**, 3, 367—370, Berlin - Stuttgart 1973.

Semmel, A. & Stäblein, G.: Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — Eiszeitalter u. Gegenwart **22**, 23—34, 6 Abb., Öhringen 1970.

Stremme, H. E.: Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. — Z. deutsch. geol. Ges. **112**, 299—308, Hannover 1960.

— : Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (Westl. Flensburg). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 237—274, Stuttgart 1964.

Weidenbach, F.: Über Frostblättrigkeit in Lössen und ihre Entstehung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 113—118, Öhringen 1965.

Woldstedt, P.: Der Ablauf des Eiszeitalters. — Eiszeitalter u. Gegenwart **17**, 153—158, 1 Abb., 1 Taf., Öhringen 1966.

Manuskript eingeg. 9. 8. 1974.

Anschrift des Verf.: Dozent Dr. Erhard Bibus, Geographisches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität, 6 Frankfurt/Main, Senckenberganlage 36.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 183-205	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

Zur 25jährigen Geschichte der Deutschen Quartärvereinigung

(Namen, Daten und wissenschaftliche Veranstaltungen 1948–1973)

Von Ernst Schönhals, Gießen

Mit einer Abbildung

Einleitung

Als die Deutsche Quartärvereinigung 1948 gegründet wurde, konnten bereits zahlreiche naturwissenschaftliche Gesellschaften auf eine lange Geschichte zurückblicken. Erwähnt seien nur die folgenden: Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt am Main (gegr. 1817), Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte (1822), Naturhistorischer Verein der Rheinlande und Westfalens, Bonn (1834), Deutsche Geologische Gesellschaft (1848), Deutsche Botanische Gesellschaft (1882) und die Deutsche Meteorologische Gesellschaft (1883).

Die Deutsche Quartärvereinigung gehört daher wie andere in den ersten Nachkriegsjahren gegründete wissenschaftliche Gesellschaften zu den jüngsten in Deutschland.

25 Jahre sind im Leben einer wissenschaftlichen Gesellschaft eine verhältnismäßig kurze Zeitspanne; man macht daher auch im allgemeinen von diesem Jubiläum nicht viel Aufhebens, obgleich Gesellschaften im ersten Vierteljahrhundert meistens weit größere Schwierigkeiten zu überwinden haben als in den darauffolgenden Jahrzehnten. Eine neugegründete Gesellschaft verfügt zunächst nur über eine kleine Anzahl von Mitgliedern; ferner stehen ihr für eine erfolgreiche Arbeit außer den Mitgliedsbeiträgen keine weiteren finanziellen Mittel zur Verfügung. Sie muß auch nach geraumer Zeit die Notwendigkeit ihrer Gründung durch eine entsprechend große Mitgliederzahl, ein angesehenes Publikationsorgan und durch wissenschaftliche Veranstaltungen mit hohem Niveau unter Beweis stellen. Im Gegensatz dazu haben viele Jahrzehnte bestehende Gesellschaften im allgemeinen einen ansehnlichen Mitgliederbestand und eine gesicherte finanzielle Grundlage; sie besitzen außerdem eine gewisse Tradition und hohes Ansehen, was nicht zuletzt auch durch die Namen bekannter Wissenschaftler, die durch Ehrungen ausgezeichnet wurden, zum Ausdruck kommt.

Zur Gründungsgeschichte

Die deutschen Quartärforscher waren in den ersten Nachkriegsjahren allmählich zu der Überzeugung gekommen, daß ein Zusammenschluß zweckmäßig, ja notwendig sei. Zu dieser Ansicht waren auch die 1947 auf Einladung von Frau Edith Ebers in Tittmoning a. d. Salzach zusammengekommenen Quartärforscher gelangt.

Ein wichtiger Anlaß zur Gründung der Deutschen Quartärvereinigung war auch die Erkenntnis, daß wenige Jahre nach Kriegsende eine engere Zusammenarbeit der deutschen Quartärforscher mit dem Ausland — trotz der Bereitschaft hierzu von seiten mehrerer Kollegen — sehr erschwert war [1]). An das Zustandekommen einer internationalen Veranstal-

---

1) Dies geht aus einem Brief von Herrn Prof. Dr. C. Troll hervor, wofür ich bestens danke (vgl. auch den Nachruf auf P. Woldstedt von C. Troll in „Eiszeitalter u. Gegenwart", Bd. 23/24, S. 447).

tung, etwa im Rahmen der vorangegangenen drei INQUA-Kongresse, war zum damaligen Zeitpunkt nicht zu denken. Und in der Tat gelang es nicht, einen solchen Kongreß 1948 in Budapest zu organisieren. Eine Reihe deutscher Quartärforscher kam infolgedessen in der zweiten Jahreshälfte 1947 und Anfang 1948 zu der Ansicht, daß es an der Zeit sei, einen Zusammenschluß ins Auge zu fassen, obgleich diesem Vorhaben wenige Monate nach der Währungsreform mancherlei Schwierigkeiten, besonders solche der Finanzierung, im Wege standen.

Die Initiatoren der Gründung hatten aber nicht nur wirtschaftliche Sorgen; sie hatten auch — um nur dieses zu erwähnen — Bedenken zu zerstreuen, die von Vertretern der Geologie wegen der Gründung einer weiteren geowissenschaftlichen Gesellschaft geäußert wurden.

Trotz alledem gingen die Vorbereitungen weiter und in einem Rundschreiben vom 1. 12. 1947 rief P. WOLDSTEDT zusammen mit R. GRAHMANN und K. RICHTER zur Gründung der Deutschen Quartärvereinigung auf. Wegen der zahlreichen zustimmenden Antworten versandte P. WOLDSTEDT bereits am 1. 3. 1948 ein zweites Rundschreiben, in dem er zur Gründungsversammlung nach Hannover einlud. Die Gründung erfolgte am 24. 3. 1948. Quartärforscher von internationalem Ansehen wie PAUL WOLDSTEDT, CARL TROLL, RUDOLF GRAHMANN, RICHARD FINSTERWALDER und KONRAD RICHTER wurden bei der Gründungsversammlung in Hannover zu Vorstandsmitgliedern gewählt. Namen von ebenfalls hohem wissenschaftlichen Rang weist auch der erste Beirat auf, so z. B. EDITH EBERS, FRANZ FIRBAS, KARL GRIPP, FRITZ KLUTE und MAX PFANNENSTIEL.

Die zur Gründung versammelten Mitglieder genehmigten den Entwurf einer Satzung und beschlossen, ein „Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung" herauszugeben; der erste Band von „Eiszeitalter und Gegenwart" erschien 1951. Das Jahrbuch wurde von P. WOLDSTEDT bis zum Jahre 1967 herausgegeben, von 1963 an zusammen mit M. SCHWARZBACH.

Wie bereits erwähnt, fand der Aufruf zur Gründung der Deutschen Quartärvereinigung ein starkes Echo; das kommt auch im Mitgliederbestand zum Ausdruck; denn bereits am 1. 6. 1949 gehörten der Deutschen Quartärvereinigung etwa 200 Mitglieder an. Auch in den 50er und 60er Jahren stieg die Mitgliederzahl weiter an; sie betrug 1957 433, und am Beginn des zweiten Vierteljahrhunderts hat unsere Vereinigung mehr als 700 Mitglieder, unter ihnen eine beachtliche Anzahl von ausländischen Quartärforschern und Instituten.

Der große Mitgliederbestand bildet die finanzielle Basis der Vereinigung, die — und das haben gerade die letzten Jahre gezeigt — vor allem für die Herausgabe des Jahrbuches „Eiszeitalter und Gegenwart" gesichert sein muß. Als die Mitgliederzahl noch wesentlich kleiner war und die eingehenden Beiträge für die Druck- und Papierkosten nicht ausreichten, wurde die Deutsche Quartärvereinigung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert. Für die in vielen Jahren gewährten finanziellen Mittel sowie für die bereitwillige Unterstützung bei der Herausgabe von Sonderbänden unseres Jahrbuches aus Anlaß der INQUA-Kongresse in Paris (1969) und Neuseeland (1973) gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft aufrichtiger Dank. Sie hat damit wesentlich zur Erfüllung der Aufgaben der Deutschen Quartärvereinigung beigetragen.

Die von der Deutschen Quartärvereinigung im ersten Vierteljahrhundert ihres Bestehens geleistete Arbeit war nur durch die Unterstützung aller Mitglieder und die ehrenamtliche Tätigkeit der Mitglieder von Vorstand und Beirat möglich. Außerdem haben zahlreiche Universitätsinstitute, Geologische Landesanstalten, Museen, Ministerien und Dienststellen Anteil an der erfolgreichen Arbeit; das sei an dieser Stelle dankbar erwähnt.

Gedankt sei auch dem Verlag FERD. RAU und der Druckerei H. WOLF KG in Öhringen für die langjährige gute Zusammenarbeit.

Das 25jährige Jubiläum unserer Vereinigung ist nicht durch eine Festveranstaltung begangen worden [2]); das Jubiläum war für mich jedoch der Anlaß zu der folgenden Dokumentation, bei der allerdings aus verschiedenen Gründen eine Vollständigkeit der Angaben nicht möglich war. Ich hoffe, daß diese Übersicht über die Arbeit in 2½ Jahrzehnten für die Mitglieder und besonders die jüngeren Mitglieder sowie für die in Zukunft unserer Vereinigung beitretenden Quartärforscher von einigem Interesse und Nutzen ist.

Vorstand und Beirat als leitende Organe der Vereinigung

Der Vorstand

Nach der Satzung obliegt dem Vorstand die Leitung der Vereinigung, ihre Vertretung nach außen und die Erledigung der laufenden Geschäfte. Er setzt sich aus 7 stimmberechtigten Mitgliedern zusammen, die nach besonderer Geschäftsordnung von der Mitgliederversammlung gewählt werden.

Die Mitglieder des Vorstands 1948–1973

1948–1950

(gewählt bei der Gründungsversammlung am 24. 3. 1948 in Hannover)

1. Vorsitzender:	P. WOLDSTEDT, Hannover [3])
2. Vorsitzender:	C. TROLL, Bonn
1. Schriftführer:	R. GRAHMANN, Bielefeld
2. Schriftführer:	R. FINSTERWALDER, Hannover, † 1963 [4])
Kassenwart:	K. RICHTER, Hannover

Nach der Übersiedlung von R. FINSTERWALDER von Hannover nach München 1948 trat K. KAYSER, Hannover, an seine Stelle.

1951–1952

(gewählt in München, September 1950)

1. Vorsitzender:	C. TROLL, Bonn
2. Vorsitzender:	P. WOLDSTEDT, Hannover
1. Schriftführer:	H. POSER, Braunschweig
2. Schriftführer:	R. GRAHMANN, Bielefeld
Kassenwart:	K. RICHTER, Hannover

---

[2]) Im Jahre 1973 fand keine Hauptversammlung statt; bei der 1974 turnusgemäß veranstalteten Versammlung in Hofheim a. Ts. wurde jedoch der Wiederkehr des 25. Gründungstages gedacht (vgl. auch SCHÖNHALS, E.: 25 Jahre Deutsche Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, I–IV, Öhringen 1974.

[3]) Bei den Orten handelt es sich um den Wohnort oder um den Sitz der Dienststelle zum Zeitpunkt der Wahl.

[4]) Das Todesjahr wird nur bei jenen Vorstandsmitgliedern angegeben, deren Name bei den Mitgliedern des Beirats, den Ehrenmitgliedern und den Inhabern der Albrecht-PENCK- Medaille nicht noch einmal erscheint.

1953–1954

(gewählt in Krefeld, Oktober 1952)

1. Vorsitzender:	C. Troll, Bonn
2. Vorsitzender:	P. Woldstedt, Bonn (gleichzeitig Schriftleiter des Jahrbuches)
1. Schriftführer:	H. Poser, Braunschweig
2. Schriftführer:	R. Grahmann, Koblenz
Kassenwart:	K. Richter, Hannover

1955–1956

(gewählt in Stuttgart, September 1953)

1. Vorsitzender:	F. Weidenbach, Stuttgart
2. Vorsitzender:	M. Schwarzbach, Köln
1. Schriftführer:	W. Panzer, Mainz
2. Schriftführer:	P. Groschopf, Stuttgart
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. Woldstedt, Bonn
Schatzmeister:	K. Richter, Hannover
Archivar:	W. Dechend, Hannover

1957–1958

(gewählt in Marburg, September 1956)

1. Vorsitzender:	H. Louis, München
2. Vorsitzender:	P. Schmidt-Thomé, München
1. Schriftführer:	I. Schaefer, München-Gräfelfing
2. Schriftführer:	K. Brunnacker, München
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. Woldstedt, Bonn
Schatzmeister:	K. Richter, Hannover
Archivar:	G. Lüttig, Hannover

1959–1960

(gewählt in Überlingen, September 1958)

1. Vorsitzender:	M. Schwarzbach, Köln
2. Vorsitzender:	C. Rathjens, Saarbrücken
1. Schriftführer:	K. Kaiser, Köln
2. Schriftführer:	R. Schütrumpf, Köln
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. Woldstedt, Bonn
Schatzmeister:	K. Richter, Hannover
Archivar:	G. Lüttig, Hannover

1961–1962

(gewählt in Karlsruhe, Juni 1960)

1. Vorsitzender:	H. SCHWABEDISSEN, Köln
2. Vorsitzender:	M. SCHWARZBACH, Köln
1. Schriftführer:	R. SCHÜTRUMPF, Köln
2. Schriftführer:	K. KAISER, Köln
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. WOLDSTEDT, Bonn
Schatzmeister:	K. RICHTER, Hannover
Archivar:	G. LÜTTIG, Hannover

1963–1964

(gewählt in Nürnberg, September 1962)

1. Vorsitzender:	K. RICHTER, Hannover
2. Vorsitzender:	H. POSER, Göttingen
1. Schriftführer:	O. SICKENBERG, Hannover, † 1974
2. Schriftführer:	A. TODE, Braunschweig
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. WOLDSTEDT, Bonn
	M. SCHWARZBACH, Köln
Schatzmeister:	W. MÜLLER, Hannover
Archivar:	G. LÜTTIG, Hannover

1965–1966

(gewählt in Lüneburg, Oktober 1964)

1. Vorsitzender:	E. SCHÖNHALS, Hannover
2. Vorsitzender:	H. GRAUL, Heidelberg
1. Schriftführer:	R. HUCKRIEDE, Marburg
2. Schriftführer:	H. ROHDENBURG, Gießen
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. WOLDSTEDT, Bonn
	M. SCHWARZBACH, Köln
Kassenwart:	W. MÜLLER, Hannover
Archivar:	G. LÜTTIG, Hannover

1967–1968

(gewählt in Göttingen, August 1966)

1. Vorsitzender:	H. GRAUL, Heidelberg
2. Vorsitzender:	E. SCHÖNHALS, Gießen
1. Schriftführer:	H. ROHDENBURG, Gießen
2. Schriftführer:	W. KLAER, Heidelberg
Schriftleiter des Jahrbuches:	P. WOLDSTEDT, Bonn
	M. SCHWARZBACH, Köln
Schatzmeister:	G. LÜTTIG, Hannover
Archivar:	H. SCHNEEKLOTH, Hannover

Mit dem Erscheinen von Band 18 (1967) beendeten P. WOLDSTEDT und M. SCHWARZBACH ihre Arbeit als Schriftleiter. Aufgrund eines Vorstandsbeschlusses übernahmen E. SCHÖNHALS und R. HUCKRIEDE von Band 19 an die Aufgaben der Schriftleitung.

1969–1970

(gewählt in Biberach a. d. Riß, August 1968)

1. Vorsitzender:	A. Dücker, Kiel
2. Vorsitzender:	B. Frenzel, Stuttgart-Hohenheim
1. Schriftführer:	K. Picard, Kiel
2. Schriftführer:	H.-J. Beug, Stuttgart-Hohenheim
Schriftleiter des Jahrbuches:	E. Schönhals, Gießen
	R. Huckriede, Marburg
Schatzmeister:	H. Schneekloth, Hannover
Archivar:	L. Benda, Hannover

Ende 1969 traten folgende Änderungen ein: An die Stelle des am 5. November 1969 verstorbenen 1. Vorsitzenden trat K. Picard; die Aufgaben des 1. Schriftführers übernahm B. Menke, Kiel, und die des 2. Schriftführers H. Müller-Beck, Tübingen.

1971–1972

(gewählt in Kiel, Oktober 1970)

1. Vorsitzender:	B. Frenzel, Stuttgart-Hohenheim
2. Vorsitzender:	A. Semmel, Frankfurt
1. Schriftführer:	H. Müller-Beck, Tübingen
2. Schriftführer:	K.-H. Pfeffer, Frankfurt
Schriftleiter:	E. Schönhals, Gießen
	R. Huckriede, Marburg
Schatzmeister:	H. Schneekloth, Hannover
Archivar:	L. Benda, Hannover

1973–1974

(gewählt in Stuttgart-Hohenheim, September 1972)

1. Vorsitzender:	A. Semmel, Frankfurt
2. Vorsitzender:	J. Niedermayer, Hamburg
1. Schriftführer:	K.-H. Pfeffer, Frankfurt
2. Schriftführer:	F. Grube, Hamburg
Schriftleiter:	E. Schönhals, Gießen
	R. Huckriede, Marburg
Schatzmeister:	H. Schneekloth, Hannover
Archivar:	L. Benda, Hannover

Der Beirat

Die Mitglieder des Beirats sollen nach Möglichkeit die einzelnen Disziplinen der Quartärforschung repräsentieren. Der Beirat hat die Aufgabe, den Vorstand bei der Wahrnehmung seiner Aufgaben zu unterstützen.

Dem Beirat gehören 9 Mitglieder an; sie werden von der Hauptversammlung gewählt. Bei der Hauptversammlung scheiden diejenigen Mitglieder aus, deren Wahl sechs Jahre zurückliegt.

Im folgenden werden die Namen der 50 Beirats-Mitglieder in alphabetischer Reihenfolge mitgeteilt. Auf Angaben über den Zeitraum der Zugehörigkeit zum Beirat wurde verzichtet.

Die Mitglieder des Beirats 1948–1973

F. Berckhemer, Stuttgart, † 1954
G. von der Brelie, Krefeld
K. Brunnacker, Köln
J. Büdel, Würzburg
F. Dewers, Bremen, † 1961
A. Dücker, Kiel, † 1969
E. Ebers, Haunshofen, † 1974
J. Fink, Wien, Österreich
F. Firbas, Göttingen, † 1964
F. Florschütz, Velp, Niederlande, † 1965
B. Frenzel, Stuttgart-Hohenheim
H. Gallwitz, Halle/Saale, † 1958
K. Gripp, Kiel
H. Graul, Heidelberg / Gutenzell
H. Gross, Bamberg, † 1968
E. Guenther, Kiel
F. Gullentops, Leuven, Belgien
R. Hantke, Zürich, Schweiz
F. Heller, Nürnberg
R. Huckriede, Marburg
H. Illies, Karlsruhe
K. H. Jacob-Friesen, Hannover, † 1960
J. D. De Jong, Haarlem, Niederlande
F. Klute, Mainz, † 1952
J. Knauer, München, † 1967
W. Kubiëna, Reinbek, † 1970
H. Lembke, Berlin
H. Louis, München
V. Ložek, Prag, Tschechoslowakei
W. Lüdi, Zürich, Schweiz, † 1968
G. C. Maarleveld, Wageningen, Niederlande
H. Mensching, Hannover
T. Nilsson, Lund, Schweden
W. Panzer, Heidelberg
M. Pfannenstiel, Freiburg i. Br.
K. Picard, Kiel
H. Poser, Braunschweig
C. Rathjens, Saarbrücken
A. Rust, Ahrensburg
E. Schönhals, Wiesbaden
R. Schütrumpf, Köln
H. Schwabedissen, Köln
H. Spreitzer, Wien, Österreich, † 1973
A. Steeger, Krefeld, † 1958
W. Taute, Tübingen
C. Troll, Bonn
G. Viete, Freiberg i. Sa.
F. Weidenbach, Stuttgart
O. Wittmann, Lörrach
P. Woldstedt, Bonn, † 1973

Ehrungen

Die Deutsche Quartärvereinigung hat gemäß § 16 der Satzung die Möglichkeit, für besondere Verdienste um die Deutsche Quartärvereinigung und die Quartärforschung Ehrenmitglieder zu ernennen und die Albrecht-Penck-Medaille zu verleihen. Vorschläge für die Ehrung kann jedes Mitglied machen. Über die Ehrungen entscheidet ein Ausschuß nach besonderer Geschäftsordnung.

Ehrenmitglieder

Frans Florschütz, Velp, Niederlande, ernannt 1960 in Karlsruhe, † 1965
Emmy Mercedes Todtmann, Hamburg, ernannt 1962 in Nürnberg, † 1973
Friedrich Solger, Berlin, ernannt 1962 in Nürnberg, † 1965
Edith Ebers, Haunshofen, ernannt 1964 in Lüneburg, † 1974
Helmut Gams, Innsbruck, ernannt 1966 in Göttingen
Fritz Weidenbach, Stuttgart, ernannt 1968 in Biberach a. d. Riß
Adolf Luttropp, Ziegenhain, ernannt 1970 in Kiel
Florian Heller, Erlangen, ernannt 1972 in Stuttgart-Hohenheim
Herbert Louis, München, ernannt 1972 in Stuttgart-Hohenheim.

ALBRECHT PENCK-Medaille

Anläßlich der 100. Wiederkehr des Geburtstages von ALBRECHT PENCK am 25. September 1958 stiftete die Deutsche Quartärvereinigung die ALBRECHT-PENCK-Medaille. Sie wurde zum ersten Mal bei der 9. Wissenschaftlichen Hauptversammlung im September 1958 in Überlingen am Bodensee verliehen. Bisher erhielten 15 Wissenschaftler diese Auszeichnung.

Inhaber der ALBRECHT-PENCK-Medaille

Verliehen in Überlingen 1958

ABBÉ HENRI BREUIL, Paris, † 1961
FRANZ FIRBAS, Göttingen, † 1964
RUDOLF GRAHMANN, Koblenz, † 1962
RAIMUND v. KLEBELSBERG, Innsbruck, † 1967
PAUL WOLDSTEDT, Bonn, † 1973

Verliehen in Nürnberg 1962

KNUD JESSEN, Kopenhagen, † 1971
WLADYSLAW SZAFER, Krakau, † 1970

Verliehen in Lüneburg 1964

CARL TROLL, Bonn

Verliehen in Göttingen 1966

RICHARD FOSTER FLINT, New Haven, USA
ALFRED RUST, Ahrensburg

Verliehen in Biberach a. d. Riß 1968

KARL GRIPP, Kiel
JULIUS BÜDEL, Würzburg

Verliehen in Kiel 1970

KONRAD RICHTER, Hannover

Verliehen in Stuttgart 1972

ANDRÉ DE CAILLEUX, Paris und Québec, Canada
WALDO H. ZAGWIJN, Haarlem, Niederlande

Nachrufe

Den Ehrenmitgliedern und den Inhabern der ALBRECHT PENCK-Medaille sind in den verschiedensten Publikationsorganen Nachrufe gewidmet worden, in denen ihr Lebensweg aufgezeigt und ihre wissenschaftliche Arbeit gewürdigt werden. Nicht jedem Quartärforscher, der sich über den Werdegang und die Persönlichkeit eines Geehrten sowie seine Forschungen unterrichten möchte, sind die Zeitschriften bekannt, in denen Nachrufe erschienen sind. Es wird daher im folgenden eine begrenzte Übersicht über die Nachrufe gegeben. Die Reihung der Zitate erfolgt nach dem Jahr, in dem das Ehrenmitglied ernannt bzw. die ALBRECHT PENCK-Medaille verliehen wurde.

VAN DER HAMMEN, T.: In memoriam Prof. Dr. Mr. F. Florschütz. — Geologie en Mijnbouw **44**, 364—365, 1965.

Schwarzbach, M.: Emmy Mercedes Todtmann 1888—1973. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 444—445, Öhringen 1973.

Dr. Emmy Mercedes Todtmann. — Abh. u. Verh. d. Naturwiss. Ver. in Hamburg (NF) 17 — 1972, 5—7, 1 Bild u. Schriftenverzeichnis, Hamburg 1974.

Heck, H.-L.: Friedrich Solger zum Gedenken. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläontol. **11**, 745—746, 1 Bild, Berlin 1966.

Vidal, H.: Edith Ebers 1894—1974. Ein Leben für die Eiszeitforschung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **25**, Öhringen 1974 (mit Schriftenverzeichnis).

Lantier, R.: L'abbé Henri Breuil 1877—1961. — Bulletin de la Societé préhistorique française **58**, 650—653, 1 Bild, Paris 1961.

Die Hugo Obermaier-Gesellschaft widmete den Band 13 von Quartär (Bonn 1961) „dem Andenken an den größten Altsteinzeitforscher, den Freund Hugo Obermaiers, unser Ehrenmitglied Henri Edouard Prosper Breuil".

Beug, H.-J.: Franz Firbas 1902—1964. — Taxon **14** (3),77—78, 1965.

Bornkamm, R. & J. Braun-Blanquett: Franz Firbas 1902—1964. — Vegetatio **13**, 175—178, 1965/66.

Lange, O. L.: Franz Firbas 1902—1964. — Ber. Dtsch. Bot. Ges. **77**, 224—237, 1964 (mit Schriftenverzeichnis).

Becksmann, E.: Dem Gedächtnis an Rudolf Grahmann. — gwf-Fachbl. f. Gastechnik u. Gaswirtschaft sowie für Wasser und Abwasser. — 103. Jg., H. 44, 137, München 1962.

Heissel, W.: Raimund von Klebelsberg. — Mitt. geol. Ges. Wien **60**, 117—124, 1 Bild, Wien 1967.

Kinzl, H.: Raimund von Klebelsberg (1886—1967). — Z. f. Gletscherkde. u. Glaziologie **5**, 134—136, Innsbruck 1968.

Duphorn, K.: Paul Woldstedt 14. 10. 1888 — 7. 7. 1973. — Geol. Jb. A **25**, 3—12, Hannover 1974 (mit Verzeichnis seiner Schriften).

Troll, C.: Paul Woldstedts Lebenswerk (1888—1973). — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 446—448, Öhringen 1973.

Overbeck, F.: Knud Jessen 1884—1971. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 438, Öhringen 1973.

Gams, H.: Wladyslaw Szafer 1886—1970. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 211—212, Öhringen 1970.

—: Der letzte universelle Geobotaniker Wladislaw Szafer. — Natur und Mensch, Schweizerische Bl. f. Natur- und Heimatschutz Jg. 13, Nr. 1, 41—42, 1971.

Die Hauptversammlungen

Sie finden in zweijährigem Turnus statt; ihr Zweck ist, die Mitglieder mit neuen quartärgeologischen Forschungsergebnissen und -methoden bekannt zu machen. Das geschieht durch Vorträge, die im allgemeinen 2—3 Tage in Anspruch nehmen, und durch Exkursionen. Diese führen in die nähere und weitere Umgebung des Tagungsortes, gelegentlich auch in das benachbarte Ausland.

Wichtige Aufgaben hat die gleichzeitig stattfindende Mitgliederversammlung zu erfüllen, denn sie entscheidet über die Zusammensetzung des Vorstands und Beirats und nimmt Stellung zu den Berichten der Vorstandsmitglieder sowie zur Geschäftsführung und zu Anträgen von Mitgliedern.

Von 1948—1973 wurden 16 Hauptversammlungen veranstaltet, über die im folgenden einige Angaben gemacht werden. Eine allgemeine Kennzeichnung des Inhalts der bei den einzelnen Tagungen gehaltenen Vorträge ist wegen der sehr unterschiedlichen Themen nicht möglich.

Von Bedeutung halte ich die durchgeführten Exkursionen, die daher kurz beschrieben werden. Sie geben einen guten Überblick über die in den vergangenen 25 Jahren besuch-

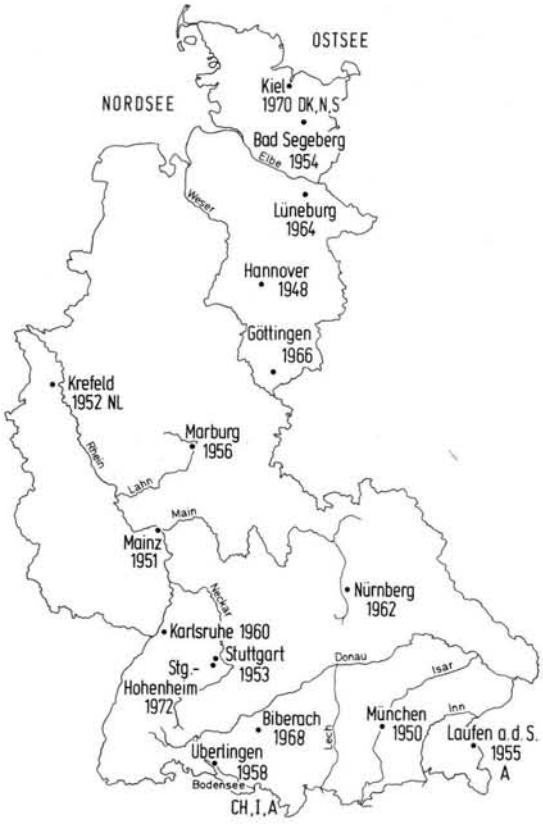


Abb. 1. Die 16 Tagungsorte der Deutschen Quartärvereinigung 1948—1973. Bei den Hauptversammlungen in Krefeld, Laufen an der Salzach, Überlingen und Kiel wurden Auslandsexkursionen unternommen. Die besuchten Länder sind durch die internationalen Kraftfahrzeug-Kennzeichen angegeben.

ten Landschaften und ihre quartärgeologischen Probleme. Aus der Abbildung 1 ist zu ersehen, daß die Tagungsorte ziemlich gleichmäßig über das gesamte Bundesgebiet verteilt sind. Die verbliebenen „leeren" Räume werden nach weiteren 25 Jahren nicht mehr vorhanden oder zumindest wesentlich kleiner sein.

Die folgenden Ausführungen beruhen auf meiner Teilnahme an fast allen DEUQUA-Tagungen, den Exkursionsführern und den Tagungsberichten, die in „Eiszeitalter und Gegenwart" und an anderer Stelle erschienen sind (vgl. Schrifttum).

1. Hauptversammlung in Hannover vom 7.–11. Oktober 1948

Vorbereitung und Geschäftsführung: P. Woldstedt und K. Richter.

Etwa 80 Teilnehmer; 18 Vorträge und 2 Exkursionen.

Exkursionen: Bei der zweitätigen Exkursion (27 Teilnehmer) in das Altmoränengebiet der Lüneburger Heide standen außer den Kieselgurlagern des oberen Luhetals und von Oberohe mehrere Interglazialvorkommen im Vordergrund, vor allem die Mergelvorkommen von Lehringen und Honerdingen. Eine eintägige Exkursion (60 Teilneh-

mer) führte in das Leinetal und galt in erster Linie der Mittleren Terrasse und ihrer Beziehung zur Saalevereisung sowie den Fundstätten von Artefakten des Acheul. Besucht wurde außerdem das Interglazial- und Laacher-See-Tuffvorkommen von Wallensen.

Schrifttum

BÜDEL, J.: Neue Wege der Eiszeitforschung. Gedanken zur Quartär-Tagung in Hannover vom 7.—10. Oktober 1948. — Erdkunde **3**, 82—96, Bonn 1949.

WOLDSTEDT, P.: Die Quartärforschung in Deutschland. Ihre Entwicklung und ihre Aufgaben. — Z. deutsch. geol. Ges. **100**, 379—399, Stuttgart 1948.

WOLDSTEDT, P.: Bericht über die bisherige Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart **1**, 186—187, Öhringen 1951.

2. Hauptversammlung in München vom 3.–8. September 1950

Vorbereitung und Durchführung: I. SCHAEFER.

28 Vorträge und 3 Exkursionen.

Die Tagung fand anläßlich der Hundertjahrfeier des Bayerischen Geologischen Landesamts zusammen mit den Hauptversammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft, der Paläontologischen Gesellschaft und der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft statt.

Exkursionen: Eine dreitägige Exkursion vor der Tagung unter Führung von H. GRAUL, I. SCHAEFER und F. WEIDENBACH war der stratigraphischen Gliederung der Ablagerungen der Iller-Riß-Lech-Platte gewidmet. Zwei eintägige Exkursionen nach der Tagung führten in das Inngletschergebiet (Leitung J. BÜDEL und E. EBERS) und in den Bereich des Isargletschers zwischen Bad Tölz und Mittenwald (Leitung J. KNAUER), wo abschließend die Entstehung der Buckelwiesen diskutiert wurde.

Schrifttum

EBERS, E. & BÜDEL, J.: Quartärgeologische Exkursion in den Inngletscherbereich. Geologica Bavarica **6**, 127—129, München 1951.

EBERS, E.: Quartärgeologische Exkursion in das alpine Isargletschergebiet zwischen Bad Tölz und Mittenwald. — Geologica Bavarica **6**, 125—126, München 1951.

GRAUL, H., SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lech-Platte. — Geologica Bavarica **6**, 91—120, München 1951.

RATHJENS, C.: Quartärgeologische Exkursion durch das Gebiet des diluvialen Iller-Lech-Isar-Gletschers. — Geologica Bavarica **6**, 121—125, München 1951.

WEIDENBACH, F.: Geologische Exkursionen in das Quartär des nördlichen Alpenvorlandes. — Z. Deutsch. Geol. Ges. **102**, 317—327, Hannover 1951.

Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung, Hauptversammlung in München 6.—9. September 1950. — Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, 190—191, Öhringen 1952.

3. Hauptversammlung in Mainz vom 16.–20. September 1951

Vorbereitung und Geschäftsführung: F. KLUTE, F. MICHELS und E. SCHÖNHALS.

Etwa 80 Teilnehmer, 21 Vorträge und 3 Exkursionen.

Exkursionen: Die erste eintägige Exkursion bot unter der Leitung von W. WAGNER und K. W. GEIB Gelegenheit zur Diskussion über die Rhein- und Naheterrassen im Raum Bingen—Bad Kreuznach—Bad Münster am Stein. Eine zweite Exkursion führten W. WAGNER und W. WEILER in das Gebiet von Wallertheim, Alzey, Pfeddersheim und in das Pfrimmtal mit der Besichtigung der paläolithischen Jagdstation von Wallertheim sowie von Aufschlüssen zur Stratigraphie des Lösses und der Terrassen. Eine eintägige

Exkursion unter Leitung von F. MICHELS und E. SCHÖNHALS in die großen Aufschlüsse der Fa. Dyckerhoff bei Wiesbaden-Biebrich und in stratigraphisch wichtige Ziegeleigruben des Rheingaues beschloß die Hauptversammlung.

Schrifttum

Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung — Hauptversammlung in Mainz vom 16.—20. September 1951. — Eiszeitalter u. Gegenwart **2**, 192, Öhringen 1952.

4. Hauptversammlung in Krefeld vom 9.–12. Oktober 1952

Vorbereitung und Geschäftsführung: A. STEEGER und U. REIN.

Etwa 100 Teilnehmer, 18 Vorträge und 3 Exkursionen.

Exkursionen: Unter der Leitung von A. STEEGER wurde im Anschluß an die Vortragsveranstaltung eine Reihe von Aufschlüssen in der Stauchmoräne des Hülser Berges besucht. Am zweiten Tag stand unter Führung von A. STEEGER, R. WOLTERS und K. NARR der Aufbau der linksrheinischen Stauchmoräne, des Viersener Horstes und von Aufschlüssen im Brachter Wald im Mittelpunkt. Die holländischen Kollegen R. D. CROMMELIN und G. C. MAARLEVELD erläuterten bei der dritten Tagesexkursion mehrere Aufschlüsse in der Veluwe, wobei spätglaziale Sedimente und periglaziale Erscheinungen im Vordergrund der Diskussion standen.

Schrifttum

WOLDSTEDT, P.: Bericht über die Hauptversammlung in Krefeld vom 9.—12. Oktober 1952. — Eiszeitalter u. Gegenwart **3**, 223—224, Öhringen 1953.

Anläßlich der Tagung erschien ein Sonderheft der Zeitschrift „Der Niederrhein", 19, H. 3/4, 53-88, Krefeld 1952.

5. Hauptversammlung in Stuttgart vom 18.–21. September 1953

Vorbereitung und Geschäftsführung: F. WEIDENBACH.

15 Vorträge und 3 Exkursionen.

Exkursionen: Bei der ersten Exkursion unter Führung von K. D. ADAM und H. ALDINGER wurden die von Löß überlagerten Sauerwasserkalke im Stadtgebiet von Bad Cannstatt besichtigt. Die zweite Exkursion, die von K. D. ADAM, H. FREISING und H. WILD geleitet wurde, beschäftigte sich vor allem mit der Lößstratigraphie im Raum Mühlacker—Lauffen a. N.—Böckingen—Heilbronn und Steinheim a. d. Murr.

Eine weitere ganztägige Exkursion unter der Leitung von F. WEIDENBACH und R. WETZEL galt den altpleistozänen Ablagerungen bei Aalen, der Entwicklung des Brenztales und den Höhlen am Büschelesberg, Bockstein, Hohlestein und Vogelherd mit den steinzeitlichen Funden.

Schrifttum

GROSS, H.: Bericht über die Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Stuttgart vom 18.—21. September 1953. — Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, 229—233, Öhringen 1954.

6. Hauptversammlung in Bad Segeberg vom 20.–25. September 1954

Vorbereitung und Geschäftsführung: A. Dücker und K. Gripp.

Etwa 120 Teilnehmer, 16 Vorträge und 4 Exkursionen.

Exkursionen: Die erste Tagesexkusion führte unter Leitung von A. Dücker und H. Illies in das südliche Holstein, wo vor allem Aufbau und Alter der rißeiszeitlichen Bildungen (Moränen und Sander) im Vordergrund standen. Morphologie und Entstehung der Jungmoränen-Landschaften Ostholsteins waren Gegenstand einer weiteren Exkursion, bei der K. Gripp, G. Seifert, A. Rust und G. H. Brückner führten. Eine Fahrt entlang der äußersten Grenze der Weichselvereisung (Rendsburg—Eckernförder Zunge) bis zu den Stauchmoränen der Hüttener Berge fand am dritten Tag statt; sie wurde mit einem Museumsbesuch in Schleswig beendet. Es führten K. Gripp, E. Kolumbe, A. Rust und H. Schwabedissen. Das Ziel des letzten Exkursionstags war die Insel Sylt, wo unter Führung von H. Illies und A. Rust das Morsumkliff und das Rote Kliff sowie Maßnahmen des Küstenschutzes und der Landgewinnung besichtigt wurden.

Schrifttum

Bericht über die Tätigkeit der Deutschen Quartärvereinigung — Hauptversammlung in Bad Segeberg vom 20.—25. September 1954. — Eiszeitalter u. Gegenwart **6**, 190—192, Öhringen 1955.

7. Hauptversammlung in Laufen a. d. Salzach (Obb.) am 3. und 4. September 1955

Vorbereitung und Geschäftsführung: I. Schaefer.

Etwa 80 Teilnehmer, 13 Vorträge, eine fünftägige Exkursion und eine zweitägige urgeschichtliche Sonderexkursion in Österreich.

Die Hauptversammlung in Laufen a. d. S. ist die einzige von den 16 Tagungen, die nur einen Vortragstag aufweist. Das ist jedoch nicht auf einen Mangel an Vortragsthemen zurückzuführen, sondern es war die Absicht des Vorstandes, eine wesentlich längere Zeit als üblich auf die Besichtigung stratigraphisch wichtiger Aufschlüsse und Landschaften zu verwenden.

In Österreich, wo — wie in anderen Ländern — die Quartärforschung in den ersten 10 Jahren nach dem Krieg zahlreiche neue Ergebnisse erzielt hatte, sollten die mit Hilfe von Moränen, Flußterrassen, Lössen, Paläoböden und urgeschichtlichen Funden gewonnenen Erkenntnisse im Gelände zur Diskussion gestellt werden. Eine gute Einführung in die Probleme gaben die Vorträge von J. Fink „Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich", von F. Brandtner „Lößgliederung und paläolithische Kulturabfolge in Nieder-Österreich und in den angrenzenden Gebieten" sowie von H. Freising „Gliederung und Alter des Lösses im Wiener Becken". Für die Exkursionsteilnehmer war der von der Geologischen Bundesanstalt in Wien herausgegebene Exkursionsführer besonders wertvoll (vgl. Schrifttum). Die fünftägige Exkursion führte von der Salzach zur March und — nach einer eintägigen Unterbrechung — zum Neusiedler See. Zunächst wurde unter der Führung von L. Weinberger das Salzachgletscher-Gebiet besucht, wo glazialmorphologische und chronologische Fragen im Vordergrund standen; längere Diskussionen ergaben sich im weiteren Verlauf der Fahrt in Aufschlüssen mit detaillierter Gliederung, insbesondere durch Lösse und fossile Böden, die sich beide nach dem trockener und wärmer werdenden Wiener Becken hin in kennzeichnender Weise verändern, so z. B. durch Abnahme der Staunässemerkmale und Zunahme des Humusgehalts. — Ein Höhepunkt der Exkursion war Willendorf, wo F. Brandtner die Abfolge der Lösse und fossilen Böden erläuterte und F. Felgenhauer anhand von Fundstücken über seine Grabungsergebnisse berichtete.

In der Umgebung von Wien boten mehrere eindrucksvolle Aufschlüsse Gelegenheit zur Diskussion der stratigraphischen Probleme dieser bekannten Terrassen- und Lößlandschaft; als Führer standen J. FINK, H. KÜPPER und H. MAJDAN zur Verfügung. Mit nicht geringerem Interesse sahen dann die Teilnehmer den bekannten Aufschlüssen in der Lößlandschaft am Westrand des Marchtals entgegen, wo bei Stillfried die fossilen Böden, ihre Bildungsbedingungen und stratigraphische Stellung im Mittelpunkt der Aussprache standen. (Die gleichen Fragen wurden auch anläßlich einer zweitägigen urgeschichtlichen Sonderexkursion unter der Führung von F. BRANDTNER erörtert, so z. B. in den Aufschlüssen von Krems und St. Pölten). — Die Auswirkung pleistozäner Tektonik auf die Abfolge und Fazies der Sedimente in der Mitterndorfer Senke und bei Nickelsdorf an der ungarischen Grenze östlich des Neusiedler Sees erläuterte H. KÜPPER und A. WINKLER VON HERMADEN. H. FRANZ gab einen Überblick über die Bodentypen und die besonderen ökologischen Verhältnisse des nördlichen Burgenlandes.

Um die in Laufen gehaltenen Vorträge und die bei den Exkursionen aufgetauchten Fragen zu diskutieren, wurde am 9. September in der Geologischen Bundesanstalt unter Leitung von P. WOLDSTEDT eine Aussprache veranstaltet. Der Schwerpunkt war die Gliederung der Würmeiszeit.

Schrifttum

FINK, J.: Verlauf und Ergebnisse der Quartärexkursion in Österreich 1955. — Mitt. Geogr. Ges. Wien **97**, H. III, 209—216, Wien 1955.

FINK, J., GRILL, R. & KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft D, 157 S., Wien 1955.

GROSS, H.: Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Laufen a. d. Salzach (Oberbayern) am 4. September 1955, die Exkursionen in Österreich und die Spätpleistozän-Diskussion in Wien am 9. September 1955. — Eiszeitalter u. Gegenwart **7**, 225—229, Öhringen 1956.

8. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 22.–29. September 1956

Vorbereitung und Geschäftsführung: E. SCHÖNHALS und H. UENZE.
Etwa 80 Teilnehmer, 15 Vorträge und 4 Exkursionen.

Exkursionen: Bei der ersten Tagesexkursion (Leitung: H. UDLUFT, E. SCHÖNHALS, A. LUTTROPP und O. UENZE) wurden zunächst die von 1938—1940 von A. LUTTROPP entdeckten altpaläolithischen Schlag- und Lagerplätze von Ziegenhain und Lenderscheid besichtigt. Dann ging die Fahrt in die Braunkohlentagebaue Dillich und Altenburg, wo über stratigraphische Probleme des Alt- und Mittelpleistozäns sowie frostdynamische Erscheinungen und fossile Böden (Pseudogleye) diskutiert wurde. — Der zweite Exkursionstag (Leitung: E. SCHÖNHALS, O. UENZE) machte die Teilnehmer mit periglazialen Bildungen und präwürmzeitlichen fossilen Böden (Parabraunerde-Pseudogley und Pseudogley) sowie mit zwei Quarzitfundstellen am Nordrand des Vogelsbergs bekannt. Großes Interesse fanden die jungtundrenzeitlichen äolischen Deckschichten im Hohen Vogelsberg und die daraus entstandene Lockerbraunerde. — Die problematische Quarzitstation am Todtenberg bei Treis und das Fundgebiet um Münzenberg (Wetterau) sowie Lößprofile in den Ziegeleien von Watzenborn-Steinberg und Laubach waren Ziele des dritten Exkursionstages (Leitung: E. SCHÖNHALS und H. KRÜGER). Die letzte Fahrt (Leitung: O. SCHMITT und E. SCHÖNHALS) führte an die Bergstraße, wo die stratigraphische Stellung der „Bergsträßer Diluvialterrasse" und die Gliederung von Löß- und Flugsanddecken im Mittelpunkt standen. Höhepunkt des Nachmittags war die Besichtigung der Sandgrube Mauer mit der Erläuterung der Stratigraphie durch E. BECKSMANN und der Artefakte des *Homo heidelbergensis* durch A. RUST.

Schrifttum

Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Marburg (Lahn) vom 22.—29. September 1956. — Eiszeitalter u. Gegenwart **8**, 212—215, Öhringen 1957.

9. Hauptversammlung in Überlingen/Bodensee vom 15.–17. September 1958

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. Louis und I. Schaefer.

11 Vorträge, eine sechstägige Alpenvorland- und Alpenexkursion.

Exkursion: Unter Führung der Schweizer Kollegen R. Hantke, Bugmann und Leemann wurden am ersten Tag glazialmorphologische und stratigraphische Probleme im Gebiet zwischen dem Bodensee und der Aaremündung erörtert. Der zweite Tag galt zunächst den Schieferkohlevorkommen im alten Linthgletscherbecken, wo Andresen, Hantke und Woldstedt die stratigraphischen Erläuterungen gaben. Am Nachmittag wurde das Gebiet des Walensees und das Rheintal bei Chur besucht; von einem Aussichtspunkt bei Pfäfers (etwa 3 km westsüdwestlich von Bad Ragaz) gaben die Schweizer Kollegen Hantke und Jäckli einen Überblick über die Landschaftsgeschichte und ihre Probleme. Am dritten Tag erreichten die Exkursionsteilnehmer von Chur aus über Lenzerheide, Oberhalbstein, Julierpaß und Malojapaß den Comer-See und bei Lecco den Südrand der Alpen. Die eindrucksvollen Aufschlüsse von Paderno a. d. Adda und Leffe gehörten zu den Höhepunkten der Exkursion; die Erläuterungen gaben die italienischen Kollegen Nangeroni und Venzo. Die glazigenen und glazifluvialen Formen und Ablagerungen des westlichen Gardaseebeckens lernten die Teilnehmer am fünften Tag unter der sachkundigen und lebendigen Führung von Venzo kennen.

Die Rückfahrt am letzten Tag erfolgte durch das Etschtal und über den Brenner nach Innsbruck. Unvergeßlich sind die anschaulichen Erläuterungen über die Talverbauung von Kaltern und Eppan durch Georg Wagner. Den Abschluß der Exkursion bildete die Besichtigung der Gschnitz-Endmoräne von Trins, der Inntal-Terrasse bei Igls und der Höttinger Breccie. An allen zuletzt genannten Stellen gab Herr Prof. Paschinger die Erläuterungen.

Schrifttum

Louis, H.: Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Überlingen (Bodensee) vom 15.—17. September 1958. — Eiszeitalter u. Gegenwart **10**, 230—231, Öhringen 1959.

10. Hauptversammlung in Karlsruhe vom 7.–12. Juni 1960

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. Illies.

Etwa 100 Teilnehmer, 15 Vorträge und 5 Exkursionen.

Exkursionen: Die erste Tagesexkursion (Leitung: Sittler, Frau Sittler-Becker und Frau Wernert) führte über Straßburg nach Hangenbieten, Achenheim und Holtzheim, wo in mehreren Ziegeleigruben die über Mittel- und Niederterrassen folgenden, teils über 30 m mächtigen Lösse mit mehreren fossilen Böden besichtigt wurden. Die Diskussion betraf vor allem das Alter und die Genese der Lösse und Böden. — Die zweite Exkursion (Leitung: Illies, Kolumbe und Kuss) war den Fundstellen altpleistozäner Wirbeltiere bei Jockrim, Rheinzabern und Herxheim sowie periglazialen Erscheinungen in würmzeitlichen Schottern des Bienwaldes und in der Umgebung von Bergzabern gewidmet; hier wurden an einem stark gegliederten Lößprofil die großen Unterschiede der Bildungsfaktoren, die zwischen dem Lößgebiet bei Achenheim und der Randzone des Pfälzer Waldes bestanden haben, deutlich. — Am ersten Tag der 3tägigen Schlußexkur-

sion (Leitung: BILHARZ, ILLIES und KOLUMBE) wurde den Teilnehmern in dem Gebiet zwischen Karlsruhe und Steinbach die infolge tektonischer Bewegungen am Ostrand des Rheintalgrabens bestehenden Schwierigkeiten bei der Datierung von Terrassen und periglazialer Bildungen erläutert. Am Vormittag des zweiten Tages (Leitung: F. FEZER, G. LANG, R. MEINIG und M. PFANNENSTIEL) ging die Fahrt von Bühl über die Schwarzwald-Hochstraße und durch das Renchtal nach Freiburg. Im Vordergrund der Diskussion stand die Glazialmorphologie des Nordschwarzwalds, vor allem die Kar- und Talvergletscherung. Am Nachmittag ging die Fahrt durch das Höllental in die Umgebung von Hinterzarten und des Titisees, wo in mehreren Aufschlüssen die verschiedenen Ablagerungen am Rand des Titisee-Gletschers besichtigt wurden (Endmoräne, Sander, Stausee- und Deltaschichten). Von St. Blasien aus, wo übernachtet wurde, führten M. PFANNENSTIEL und G. RAHM die Exkursionsteilnehmer am letzten Tag in das Albtal und auf die östlich angrenzenden Höhen, die aus Buntsandstein und Muschelkalk bestehen. Im Mittelpunkt der Fahrt stand die würm- und rißzeitliche Vergletscherung des Albtals. Besonderes Interesse fanden die auf dem Paß zwischen Unteralpfen und Birndorf erhaltenen rißzeitlichen Geschiebereste aus kristallinen Schwarzwald- und alpinen Gesteinen. Weitere wichtige Besichtigungspunkte waren der Friedhofhügel von Birndorf, wo alpine Deltakiese zu beobachten waren, und die Felder in der Gewann „First" (1 km westlich Birndorf), wo aus der Geschiebezusammensetzung der Übergang zwischen Schwarzwald- und Alpengrundmoräne nachgewiesen wurde. Die am letzten Exkursionstag geführte Diskussion über die rißzeitliche Vergletscherung im südlichen Schwarzwald ist — wie die Vorträge von M. PFANNENSTIEL und G. RAHM bei der Tagung in Hofheim zeigten — auch heute noch im Gange (vgl. die Kurzfassungen der beiden Vorträge im Bericht über die Tagung in diesem Band).

Schrifttum

KAISER, K.: Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Karlsruhe vom 7.—12. Juni 1960. — Eiszeitalter u. Gegenwart **11**, 226—238, Öhringen 1960.

11. Hauptversammlung vom 21.–27. September 1962 in Nürnberg

Vorbereitung und Geschäftsführung: F. HELLER.

Etwa 80 Teilnehmer, 16 Vorträge und 4 Exkursionen.

Exkursionen: Unter der Führung von K. BRUNNACKER, J. BÜDEL und F. HELLER wurden am ersten Tag zunächst bei Kitzingen (am Schwanberg) morphogenetische Probleme der „Steigerwald- und Gäufläche" sowie des Maintals und seiner Nebentäler erörtert. Mit der Besichtigung von Aufschlüssen in den Solifluktionsdecken am Westhang des Schwanberges und in den Flugsanden des Klosterforstes (mit subfossilen Böden) wurde die Exkursion fortgesetzt. Am Nachmittag stand die Lößgliederung im Vordergrund; besichtigt wurden die Ziegeleien Pavel & Becker II und Korbacher in Kitzingen, wo die würmzeitlichen Bildungen durch typische Böden und Fließerden zu gliedern sind. — Am zweiten Exkursionstag lernten die Teilnehmer unter der ausgezeichneten Führung von F. HELLER die wichtigsten Höhlen der Nördlichen Frankenalb kennen, so die Rosenmüllershöhle am Kupferberg und die Sophienhöhle. — Am Beginn der zweitägigen Exkursion in den Bayerischen Wald (Führung: K. BRUNNACKER, F. HELLER, K. LINDNER und G. PRIEHÄUSER) wurden die Ergebnisse der Ausgrabungen in den quartären Füllungen der Weißjura-Steinbrüche bei Hunas mitgeteilt (Höhlenprofil des Riß-Würm und Riß mit Faunaresten und paläolithischen Kulturen) sowie bei Sulzbach und Gebenbach altpleistozäne Frostspalten und Schotter besichtigt. An das Mittagessen in Kötzing schloß sich eine Besichtigung der Ausstellung „Paläolithikum und Mesolithikum im Bayerischen Wald" an. Weiterfahrt nach Zwiesel, wo übernachtet wurde.

Der zweite Tag galt vor allem der Besichtigung von Aufschlüssen in der Umgebung von Zwiesel und im Arbergebiet, wo G. PRIEHÄUSER seine Auffassungen über die Vergletscherung und die Genese der mehrgliedrigen Schuttdecken darlegte.

Nach dem offiziellen Ende der Tagung wurde unter der Leitung von J. BÜDEL noch eine Exkursion in das Gebiet des Ammersee- und Würmsee-Vorlandgletschers durchgeführt, um spezielle glazialmorphologische und stratigraphische Fragen zu diskutieren, wobei die von E. C. KRAUS als „Mittelwürm-Boden" gedeuteten braunen Verwitterungstaschen im obersten „Würm-Vorrückungsschotter" im Mittelpunkt standen.

Schrifttum

KAISER, K.: Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21.—27. September 1962. — Eiszeitalter u. Gegenwart **14**, 227—240, Öhringen 1963.

12. Hauptversammlung vom 8.–12. Oktober 1964 in Lüneburg

Vorbereitung und Geschäftsführung: K. RICHTER.

Etwa 150 Teilnehmer, 28 Vorträge und 3 Exkursionen.

Exkursionen: Im Anschluß an die Vortragstagung fand am Nachmittag des 10. Oktober unter Leitung von R. HALLIK, K. RICHTER und R. SCHMIDEK ein Rundgang durch die Stadt Lüneburg und ihre unmittelbare Umgebung statt, um im Gebiet des Lüneburger Salzstocks den Einfluß der Subrosion auf die Ausbildung der pleistozänen Ablagerungen kennenzulernen. Außerdem wurden Gebäudeschäden besichtigt, die auf Absenkung und Horizontalverschiebung als Folge der Subrosion zurückzuführen sind. — Zu dem umfangreichen Programm der ersten ganztägigen Exkursion (Leitung: R. HALLIK, G. LÜTTIG, W. NOWOTHNING, PLOETZ, K. RICHTER und S. SCHNEIDER) gehörten das Melbecker Moor und seine Vegetationsentwicklung, außerdem Erdfälle mit Torfmächtigkeiten bis über 11 m im Gebiet des Salzstocks von Kolkhagen und die eemzeitlichen Kieselgurvorkommen bei Grevenhof und Hützel im oberen Luhetal. Die Besichtigung frostdynamischer Erscheinungen und von Besiedlungsresten der Hamburger und Ahrensburger Stufe nördlich Deimern auf Bl. Bispingen sowie der großen Kieselgurgrube in Münster-Breloh mit mehr als 10 m mächtiger Kieselgur, die unter drenthezeitlichen Sedimenten folgt, nahm den größten Teil des Tages in Anspruch.

Die zweite ganztägige Exkursion führten J. H. BENZLER, K. D. MEYER, E. MICHAEL und K. RICHTER in das Gebiet nördlich und nordöstlich von Lüneburg. Besucht wurden Aufschlüsse mit limnischen und marinen Ablagerungen des Holstein-Interglazials, das Elbsteilufer westlich Lauenburg, wo drenthezeitliche Sedimente von eemzeitlichem Torf diskordant überlagert werden, sowie Flugsande im Bereich der Lüneburger Elbmarsch (bei Bütlingen) und des Elbtals (nördlich Neumühlen); hier konnte durch ^{14}C-Bestimmungen das Alter der Flugsandbildungen als Alleröd ermittelt werden. Über die Ursache der Rotfärbung mehrerer Geschiebemergelbänke, die bei Neetze zu beobachten waren, wurde lebhaft diskutiert (lithogen oder pedogen bedingt).

Schrifttum

GROETZNER, J.-P.: Die 12. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Lüneburg vom 8.—12. Oktober 1964. — Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, 252—261, Öhringen 1965.

KAISER, K.: Eiszeitforschung in Deutschland. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1964 in Lüneburg. — Z. f. Geomorph. **9**, 356—384, 1965.

13. Hauptversammlung in Göttingen vom 8.–13. August 1966

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. Poser und E. Schönhals.

Etwa 170 Teilnehmer, 32 Vorträge und 3 Exkursionen.

Das Hauptthema der Tagung lautete „Das Quartär der deutschen Mittelgebirge".

Die erste Exkursion in das Untereichsfeld (Führung H. Poser, J. Hövermann, H.-J. Beug, H. Streif, H. Müller, O. Sickenberg, D. Meischner und J. Merkt) beschäftigte sich zunächst mit den Formungsvorgängen an Schichtstufen sowie mit den Sedimenten in den Salzauslaugungssenken im Untereichsfeld. Der wohl wichtigste Besichtigungspunkt der Exkursion war die Tongrube Jacobi, südlich Bilshausen, wo unter „Älterem" und „Jüngerem" Löß verschiedene Tone (Gelkenbach-Ton, Roter Ton und Bilshäuser Ton) aufgeschlossen waren. Die stratigraphische Stellung der über Buntsandstein folgenden Schichtglieder löste eine längere Diskussion aus. Mit der Vorführung von Geräten für limnogeologische Untersuchungen am Seeburger See wurde die Exkursion beendet. Ein Höhepunkt der Tagung war die Exkursion in den Harz, bei der K. Duphorn, J. Hövermann und H. Poser die Führung übernommen hatten. Sie galt der seit über 100 Jahren strittigen Frage, ob dieses Mittelgebirge vergletschert war oder nicht. Bei der Exkursion konnten nun aufgrund einer sorgfältigen und auf zahlreichen Bohrungen beruhenden Kartierung von K. Duphorn Beweise für eine Vergletscherung erbracht werden, und zwar vor allem im Odertal, wo eine Besichtigung von Aufschlüssen und charakteristischen Geländeformen stattfand.

Von Göttingen aus bot sich eine ausgezeichnete Gelegenheit, die in der niederhessischen Senke erzielten neuen Ergebnisse der Lößstratigraphie in mehreren Aufschlüssen zu erläutern. Diese Aufgabe hatten bei der Abschlußexkursion B. Meyer und H. Rohdenburg übernommen. Besucht wurden die Ziegeleien Niedervellmar (nördlich Kassel), Kirchberg (nördlich Fritzlar), Großenritte (südwestlich Kassel) und ein Profil bei Lohne (nördlich Fritzlar). An diesen Stellen wurde gezeigt, daß eine detaillierte Gliederung des Würmlösses mit Hilfe von eingeschalteten Böden, Fließerden, Eiskeilen und Tuff möglich ist. Auch Fragen der holozänen Bodenbildung wurden erörtert.

Schrifttum

Huckriede, R.: Die 13. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 8.—13. August 1966 in Göttingen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **17**, 205—217, Öhringen 1966.

14. Hauptversammlung in Biberach a. d. Riß vom 5.–10. August 1968

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. Graul und H. Eichler.

Etwa 170 Teilnehmer, 31 Vorträge und 3 Exkursionen.

Vor der Vortragstagung wurden unter der Führung von W. Kimmig die Ausgrabungen des keltischen Fürstensitzes Heuneburg am Rand des Donautals vorgeführt und erläutert.

Die Halbtagsexkursion am zweiten Vortragstag unter der Führung von R. German, P. Filzer, A. Rieth und K. D. Adam folgte zunächst dem in alt- und mittelpleistozäne Ablagerungen bis zu 50 m Tiefe eingeschnittenen Rißtal aufwärts und querte dann bei Winterstettenstadt, also unmittelbar an der Äußeren Jungendmoräne die mäandrierende Riß; zur Diskussion standen hier und auf der Weiterfahrt glazialmorphologische Fragen. Bei einem Halt etwa 1 km nördlich Bad Schussenried gab R. German Erläuterungen zur Landschaftsgeschichte, insbesondere zur Entstehung des Federseebeckens und der Schussenquelle sowie zu den dort ausgegrabenen menschlichen Werkzeugen und Faunenresten.

Den Abschluß der Exkursion bildete der Besuch des Federsee-Museums in Bad Buchau mit Erläuterungen zur Geologie, Vorgeschichte, Botanik und Zoologie.

Die zweitägige Exkursion führte H. GRAUL in das Altmoränengebiet und ins Schottervorland des nördlichen Rheingletschers. Von den bekannten großen Aufschlüssen an den Talrändern der Riß nördlich Biberach ging die Fahrt in die Riß-Illerplatte, und zwar in das Gebiet zwischen der Straße Biberach—Erolzheim im Süden und Weihungszell—Biberach im Norden.

Am zweiten Exkursionstag wurden zunächst auf einer Fahrt nach Westen bis nördlich Uttenweiler und zurück bis zum Riß-Tal Aufschlüsse unmittelbar südlich und nördlich der Riß- und Mindelmoränen besichtigt; der Rest des Tages galt wieder Aufschlüssen im südlichen Teil des am vorhergehenden Tag kennengelernten Gebiets.

An beiden Exkursionstagen wurden in zahlreichen Aufschlüssen und an Haltepunkten die Auffassungen über die Entstehung der Landschaften und ihrer Sedimente seit den 90er Jahren erläutert, wobei auch die neueren Untersuchungsmethoden berücksichtigt wurden.

Schrifttum

FEZER, F.: Die 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 5.—10. August 1968 in Biberach a. d. Riß. — Eiszeitalter u. Gegenwart **19**, 301—311, Öhringen 1968.

GRAUL, H.: Beiträge zu den Exkursionen anläßlich der DEUQUA-Tagung August 1968 in Biberach an der Riß. — Heidelb. Geogr. Arb., H. 20, 124 S., Heidelberg 1968.

15. Hauptversammlung in Kiel vom 23. September – 2. Oktober 1970

Vorbereitung und Geschäftsführung: A. DÜCKER, K. PICARD, W. FUNK und B. MENKE.

Etwa 200 Teilnehmer, 44 Vorträge und 6 Exkursionen.

Exkursionen: Der Vortragstagung gingen 3 Exkursionen voraus. Eine fünftägige Exkursion nach Westschweden unter der technischen Leitung von W. FUNK und unter Führung der schwedischen Kollegen C. CULLBERG, C. FREDÉN, A. HILLEFORS, E. MOHRÉN und P. WEDEL (Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm, und Univ. Göteborg). Bei der Fahrt durch Dänemark gaben die dänischen Kollegen N. NIELSEN und A. SCHOU (Univ. Kopenhagen) allgemeine Erläuterungen zur Landschaftsgeschichte. Das umfangreiche Besichtigungsprogramm in Schweden wird durch folgende Angaben gekennzeichnet: In Südschweden standen die Grundgliederung des Pleistozäns und seine sehr verschiedenartigen Bildungen sowie glazifluviale Bildungen und Sedimente des Küstenbereichs im Mittelpunkt. Die weitere Fahrt galt dann besonderen quartärgeologischen Vorkommen und Klimazeugen im Gebiet nördlich Göteborg und in der Umgebung des Vänersees (Schalenbänke, Gletscherschliffe auf Gesteinen der präkambrischen Rumpffläche, eisenzeitliches Gräberfeld, Felszeichnungen).

Im gleichen Zeitraum besuchte eine Exkursion Dänemark. Unter der technischen Leitung von H. STREMME und unter Führung der dänischen Kollegen S. HANSEN und F. C. SURLYK (beide Danmarks Geologiske Undersögelse, Kopenhagen) wurden die Inseln Lolland, Falster, Seeland und Mön besucht. Die vier Tage boten in überreichem Maße Gelegenheit zum Studium von Landschaften mit beispielhaft schönen glaziären Oberflächenformen; besonderes Interesse fanden die großen Oser und ihre Entstehung sowie die Strukturen und Sedimente in Möns Klint.

Am 28. 9. 70 fand eine meeresgeologische Exkursion mit zwei Forschungsschiffen statt, wobei von F. C. KÖGLER und F. WERNER verschiedene Untersuchungsmethoden vorgeführt wurden. Außerdem bestand die Möglichkeit zu einer Exkursion in die südliche Um-

gebung von Kiel (Führung: A. HERRMANN), zum Besuch des Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte (Führung: K.-H. STRUVE) und der ehemaligen Wikingerstadt Haithabu (Führung: K. GRIPP und K.-E. BEHRE).

Nach der Vortragstagung fanden noch drei eintägige Exkursionen statt. Die Fahrt am ersten Tag nach Westholstein hatte die Pleistozän-Stratigraphie als Hauptaufgabe. An der Führung waren beteiligt: S. BRESSAU, H. REGENHARDT, H. STREMME, F.-R. AVERDIECK, B. MENKE, G. SCHLÜTER und J. HOIKA. Begonnen wurde mit dem ältesten Pleistozän in Lieth-Elmshorn, das — im Bereich des Salzstockes — über Kaolinsand folgt. In Wacken fanden die marinen Ablagerungen der Holstein-Warmzeit und die darüber folgenden Bildungen großes Interesse. Denn aus der Vegetationsentwicklung in den marinen Sedimenten und im hangenden Torf der Wacken-Warmzeit wird auf eine Kaltzeit (Mehlbeck-Kaltzeit) zwischen Holstein- und Wacken-Warmzeit geschlossen. Bei Odderade besichtigten die Teilnehmer eine frühweichselzeitliche Sedimentserie und 3 darin eingeschaltete „Böden", die als Odderade II, III und IV bezeichnet werden.

Eine ebenfalls große Anzahl von Mitgliedern nahm an der Exkursion nach Ostholstein teil (Führung: H. J. STEPHAN, H. SCHWABEDISSEN, J. HOIKA und R. SCHÜTRUMPF). Die Fahrt nach Heiligenhafen vermittelte einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit der jungpleistozänen Landschaft und ihrer Entwicklung. Stauch- und Seitenmoränen, Zungenbekken, Drumlins und das Heiligenhafener Kliff sowie die Grabung Rosenhof (meso-/neolithische Siedlung) waren Ansatzpunkte für rege Diskussionen.

Die am gleichen Tag stattfindende Eiderstedt-Exkursion diente dem Studium der Marschen, ihrem Aufbau und den Faktoren ihrer Bildung, vor allem dem eustatischen Anstieg des Meeresspiegels, sowie der Besiedlung durch den urgeschichtlichen Menschen.

An der Führung waren beteiligt: S. BRESSAU, D. ELWERT, D. HOFFMANN, K.-E. BEHRE, K. H. DITTMANN und B. MENKE.

Schrifttum

MENKE, B.: Die 15. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23. September — 2. Oktober 1970 in Kiel. — Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 182—197, Öhringen 1970.

16. Hauptversammlung in Stuttgart-Hohenheim vom 23.–30. September 1972

Vorbereitung und Geschäftsführung: B. FRENZEL.

Etwa 160 Teilnehmer, 34 Vorträge, zwei eintägige Exkursionen vor der Tagung und eine drei- bzw. fünftägige Exkursion im Anschluß an die Tagung.

Die im Stadtgebiet von Stuttgart vorkommenden Travertine, früher als Sauerwasserkalke bezeichnet, waren Gegenstand einer Exkursion, die von W. REIFF geleitet wurde. In mehreren Aufschlüssen wurde gezeigt, daß die Travertine aufgrund ihrer Höhenlage über Neckarschottern und mit Hilfe von Tier- und Pflanzenresten eine Datierung und Gliederung des Pleistozäns ermöglichen und außerdem wichtige Anhaltspunkte für die Entstehungsbedingungen liefern. Die Travertine wurden in mehreren Warmzeiten des Quartärs und im Holozän gebildet (vgl. REIFF 1973).

Geomorphologische Probleme und insbesondere die Flußgeschichte des Keuperberglandes in der Umgebung von Aalen standen im Mittelpunkt der zweiten Eintagesexkursion, die R. ZEESE leitete. Die an 5 Stellen besichtigten lithologisch sehr unterschiedlichen Ablagerungen (Sand, Kies, Schotter, Schutt, Schluff und Ton, meist pedogenetisch stark überprägt) sind — auch aufgrund synchroner frostdynamischer Erscheinungen — zum größten Teil kaltzeitliche Bildungen, so z. B. die „Goldshöfer Sande", die als prämindelkaltzeitlich betrachtet werden (ZEESE 1973).

Die nach der Tagung durchgeführte fünftägige Exkursion sollte dazu dienen, den Teilnehmern die heutigen Auffassungen über die Gliederung des Pleistozäns und Holozäns im bayerisch-schwäbischen Alpenvorland zu erläutern. In diesem Raum sind in neuerer Zeit durch eine Reihe von Bearbeitern Ergebnisse erzielt worden, die unsere Kenntnisse wesentlich vermehrt und infolgedessen auch zu neuen Anschauungen geführt haben. Die folgenden Quartärforscher waren an der Exkursion beteiligt: K. D. ADAM, B. BECKER, K. BLEICH, W. BOGNER, BRANDE, K. BRUNNACKER, B. FRENZEL, R. GERMAN, H. GRAUL, E. GRÜGER, H.-CH. HÖFLE, H. JERZ, M. LÖSCHER, H. MÜLLER-BECK, P. PESCHKE, M. PRÖBSTL, L. SCHEUENPFLUG, P. SINN, W. STEPHAN und C. TROLL.

Zu den Zielen des ersten Tages gehörte zunächst eine Kiesgrube östlich Ulm im Iller-Schwemmkegel, wo B. BECKER die Schichtenfolge und die Position der von ihm untersuchten Eichenstämme erläuterte. Aufbau und stratigraphische Stellung von Schotterkörpern im Tal der Iller nordwestlich Memmingen und im unteren Mindel-Tal sowie am Rand des Donau-Tals wurden in Kiesgruben und Ziegeleien ausführlich diskutiert. Der Besuch von Aufschlüssen im Gebiet der südlichen Zusamplatte beschloß den ersten Tag. Sie besteht aus Oberer Süßwassermolasse und wird von altpleistozänen Schottern überlagert, die aus südlichen Gebieten stammen.

Am zweiten Tag wurde zunächst eine Kiesgrube im Bereich des Nordteils der Zusamplatte besucht; auch hier überlagern in einer Höhe von knapp 500 m altpleistozäne Schotter die Obere Süßwassermolasse. Die mehrere Meter tief entkalkten Schotter stellen Ablagerungen der Donau dar und gehören nach LÖSCHER der fünftletzten Kaltzeit an. Die Geschichte des Wellheimer Trockentals und die bei Mauern erzielten geologischen und pollenanalytischen sowie archäologischen Ergebnisse (BLEICH, BRANDE, MÜLLER-BECK) fesselten die Teilnehmer auf der Fahrt nach Neuburg a. d. Donau. Durch das Donaumoos und das tertiäre Hügelland bei Schrobenhausen erreichte die Exkursion über die Autobahn die letzteiszeitlichen Endmoränen des Ammersee-Beckens, wo glazialmorphologische Fragen und das Alter eines vor der äußeren Würm-Moräne (im Gebiet der Rißvergletscherung) erbohrten Interglazials diskutiert wurden (bearbeitet von P. PESCHKE).

Ein Teil der Exkursion beschäftigte sich am nächsten Tag mit glazialmorphologischen Fragen und dem Alter von Schieferkohlevorkommen zwischen Murnau und Penzberg; erstes Ziel der übrigen Teilnehmer am nächsten Tag war der Nordrand der Chiemgauer Alpen, wo im Gebiet des Samerbergs (etwa 600 m NN) ein Interglazialvorkommen besichtigt und sein Alter erörtert wurde (Bearbeiter M. PRÖBSTL, E. GRÜGER und W. JUNG). Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Wasserburg am Inn wurden anschließend aufgrund neuerer Untersuchungen von H. JERZ erläutert. Nach seiner Ansicht ist das Oszillieren des Gletschers die Ursache für die Entstehung von Eisstauseen, die später vom Gletscher überfahren wurden.

Großen Raum nahm die Diskussion über das Alter der Schieferkohlen in Anspruch. Die bisherige Annahme eines letztinterglazialen Alters der Schieferkohlevorkommen in der Umgebung von Wasserburg kann nach pollenanalytischen Untersuchungen von FRENZEL (1973) nicht mehr aufrecht erhalten werden. Die Diskussion über dieses Thema wurde am nächsten Tag in der Umgebung von Penzberg fortgesetzt, wo Schieferkohlen in Vorstoßschottern eingeschaltet sind und als interstadiale Bildungen unterschiedlichen Alters anzusehen sind. Eine weitere Aussprache über diesen Problemkreis schloß sich später an einem Haltepunkt an der Autobahn nach Garmisch-Partenkirchen an, wobei neue pollenanalytische Ergebnisse die Grundlage bildeten (W. STEPHAN und B. FRENZEL). Den Abschluß des Tages bildete der Besuch des Pfefferbichls bei Füssen, wo K. BRUNNACKER und H. JERZ die geologischen Verhältnisse aufgrund neuer Untersuchungen erläuterten.

Am letzten Tag ging es zunächst ins Ammergebirge, wo in der „Wasserscheid" lakustrine Sedimente erbohrt und von W. BOGNER pollenanalytisch untersucht wurden. Auf

der Rückfahrt wurde das zwischen Riß-Endmoränen liegende Füramoos besucht und seine Entstehung unter Heranziehung pollenanalytischer Daten ausführlich diskutiert (Führer: H. EICHLER, MADER und B. FRENZEL). H. GRAUL und P. SINN gaben auf der Fahrt durch das Günz-Tal Erläuterungen zum Terrassensystem, wobei die als Ältestpleistozän datierten höchstgelegenen Schotter auf der Ostseite der Günz eine lebhafte Diskussion auslösten (ausführliche Beschreibung der Exkursion vgl. FRENZEL 1973a).

Schrifttum

FRENZEL, B.: Die 16. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 23.—30. September 1972 in Stuttgart-Hohenheim. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 390—400, Öhringen 1973.

— : Bericht über die im Anschluß an die DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte mehrtägige quartärgeologische Exkursion in das bayerisch-schwäbische Alpenvorland. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 401—409, Öhringen 1973 (1973a).

REIFF, W.: Bericht über die vor der DEUQUA-Tagung 1972 durchgeführte Exkursion zu den Travertinen von Stuttgart. — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 410—412, Öhringen 1973.

ZEESE, R.: Bericht über die am 23. September 1972 durchgeführte geomorphologische Exkursion in die Umgebung von Aalen (Thema: Goldshöfer Sande, Keuperflächen und Albrand). — Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 413—414, Öhringen 1973.

Das Jahrbuch „Eiszeitalter und Gegenwart"

Die Herausgabe des Jahrbuches wurde bei der Gründungsversammlung in Hannover am 24. 3. 1948 beschlossen. Zwischen diesem Beschluß und dem Erscheinen des ersten Bandes 1951 vergingen demnach noch mehr als 2 Jahre, was vor allem auf Schwierigkeiten bei der Mittelbeschaffung für den Druck zurückzuführen ist. Außerdem wurde für die Suche nach einem leistungsfähigen Verlag und einer preisgünstig arbeitenden Druckerei eine längere Zeit benötigt. Der Vertrag mit dem Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau in Öhringen/Württ. wurde am 28. 9. 1950 geschlossen; den Druck übernahm die Buchdruckerei H. Wolf KG. in Öhringen.

Im Jubiläumsjahr 1973 lagen 24 Bände vor mit über 400 wissenschaftlichen Aufsätzen und Mitteilungen sowie Tagungsberichten und Personennachrichten.

Die meisten Arbeiten beschäftigen sich mit geomorphologischen und stratigraphischen Problemen der ehemals vergletscherten Gebiete Europas, aber auch anderer Kontinente. Die Paläobotanik ist in den Bänden I—VI stark vertreten, dann erst wieder seit Mitte der 60er Jahre. Themen aus der Ur- und Frühgeschichte werden in den ersten 7 Bänden jeweils in mehreren Aufsätzen behandelt; von 1956 an ist dieses wichtige Teilgebiet der Quartärforschung bedauerlicherweise nur noch mit wenigen Arbeiten vertreten, ja seit 1961 weisen 6 Bände keine urgeschichtlichen Arbeiten mehr auf.

Mit bis zu 2 Aufsätzen hat die Periglazialforschung, einschließlich Löß- und Terrassenstratigraphie, an fast allen Bänden Anteil, während über Ergebnisse der Paläopedologie und Paläoklimatologie nur in etwa der Hälfte der Bände berichtet wird.

Etwas zahlreicher vertreten sind Abhandlungen aus der Paläozoologie, besonders seit Anfang der 60er Jahre. Fragen des Holozäns (einschließlich Bodenkunde) werden von 1959 an in den meisten Bänden behandelt (bis zu 4 Aufsätze je Band).

Sehr selten sind Arbeiten erschienen über Eiszeithypothesen, Sedimentologie, spezielle quartärgeologische Untersuchungsmethoden, Neotektonik, Küstenmorphologie und eustatische Meeresspiegelschwan-

k u n g e n , einschließlich Strandterrassen. Nur wenige Autoren äußern sich über die Ziele und Aufgaben der Quartärforschung und ihre Bedeutung für andere naturwissenschaftliche Disziplinen. Arbeiten über die absolute A l t e r s b e s t i m m u n g und ihre Anwendung finden sich fast nur in den seit 1965 erschienenen Bänden (je ein Beitrag).

Diese nur in großen Zügen gekennzeichnete Struktur des Inhalts der 24 Bände hat verschiedene Ursachen, auf die jedoch an dieser Stelle nicht eingegangen werden kann.

Die Schriftleitung ist bemüht, alle wichtigen Teilgebiete der Quartärforschung in „Eiszeitalter und Gegenwart" zu Wort kommen zu lassen. Um dies zu erreichen, sind in den vergangenen Monaten Kontakte mit den in Betracht kommenden Wissenschaftlern hergestellt worden. Wie bisher, so steht auch zukünftig ausländischen Quartärforschern, insbesondere aus den benachbarten Ländern, „Eiszeitalter und Gegenwart" für die Veröffentlichung ihrer Ergebnisse zur Verfügung.

Schlußbemerkungen

Über wichtige Veranstaltungen der Deutschen Quartärvereinigung und über Vorgänge, die die Mitglieder betreffen, wird in „Eiszeitalter und Gegenwart" in sehr unterschiedlichem Umfang berichtet. So sind die Berichte über die Hauptversammlungen z. T. sehr ausführlich, z. T. aber auch sehr kurz und unvollständig; Angaben über Veränderungen in der Zahl der Mitglieder werden nur selten gemacht. Lückenhaft sind auch die Mitteilungen über Ehrungen und den Tod von Mitgliedern.

Bei der Abfassung des Manuskriptes mußte ich daher auf Unterlagen unserer Vereinigung zurückgreifen und Kollegen um Auskünfte bitten, die ich dankenswerterweise von G. von der Brelie (Krefeld), J. Fink (Wien), K. W. Geib (Mainz), E. Grüger (Göttingen), K. Kaiser (Berlin), K. Picard (Kiel), I. Schaefer (München-Gräfelfing), H. Schneekloth (Hannover), W. Taute (Tübingen) und C. Troll (Bonn) erhielt. Herzlichen Dank spreche ich Herrn R. Huckriede (Marburg) aus, der sich freundlicherweise bereit erklärte, das Manuskript durchzusehen. Er unterstützte mich außerdem bei der Vervollständigung der Daten und Literaturzitate.

Manuskr. eingeg. 29. 1. 1975.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. E. Schönhals, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität, 6300 Gießen, Ludwigstraße 23.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 206-222	Ohringen/Württ., 31. Oktober 1974

B. Berichte – Tagungen

Die 17. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 20. — 24. September 1974 in Hofheim am Taunus

Am 21. 9. 1974 konnte Prof. Dr. A. SEMMEL 189 Wissenschaftler aus dem In- und Ausland zur 17. Tagung der DEUQUA in Hofheim begrüßen. Besonders erfreulich war, daß eine Anzahl Quartärforscher aus der UdSSR und anderen Ostblockstaaten an der Tagung teilnahm.

Nach Grußworten eines Vertreters des Main-Taunus-Kreises und des Vizepräsidenten des Deutschen Bundestages, Herrn Dr. SCHMITT-VOCKENHAUSEN, zeigte Prof. SCHÖNHALS anläßlich der ersten Tagung nach der 25. Wiederkehr der DEUQUA-Gründung in einem sehr informativen Referat, wie sich die Deutsche Quartärvereinigung seit ihrer Gründung zu einer international angesehenen wissenschaftlichen Gesellschaft entwickelt hat (vgl. d. Bd. I—IV).

Die Tagung in Hofheim, deren Durchführung dank finanzieller Unterstützung durch das hessische Kultusministerium und die Deutsche Forschungsgemeinschaft sowie durch die tatkräftige Hilfe des Geographischen Instituts der Universität Frankfurt am Main sehr erleichtert wurde, hatte als Themenschwerpunkt „Das Quartär in den Mittelgebirgen".

Vier Exkursionen mit insgesamt 360 Teilnehmern — wobei der erste Exkursionstag eine Gemeinschaftsexkursion mit der INQUA-Lößkommission war —, dienten dem Zweck, die Lößstratigraphie im Rhein-Main-Gebiet und in der Wetterau, die Terrassenvorkommen und -stratigraphie im Untermaingebiet sowie Schuttdecken im Taunus und nördlichen Rheinhessen vorzuführen und zu erörtern.

Die Exkursionen, die sich dank des Einsatzes der Mitarbeiter des Geographischen Instituts Frankfurt und unter Mithilfe von Mitarbeitern der Geographischen Institute Mainz und Gießen sowie des Instituts für Bodenkunde und Bodenerhaltung Gießen durch gut präparierte Aufschlüsse auszeichneten, wurden geführt von den Herren BIBUS, FROMM, HEIM, SEMMEL, ANDRES, VON DER BRELIE, BRÜNING, IGEL, BOENIGK, BRUNNACKER, KRÜGER, SABELBERG, SCHÖNHALS und STÖHR.

An den zwei Vortragstagen zeigte sich wieder einmal die Vielseitigkeit der Quartärforschung in ihrer gesamten Breite (vgl. die Kurzfassungen der Fachvorträge).

Am Abend des 21. 9. 1974 hielt Prof. SEMMEL einen öffentlichen Vortrag, in dem er die Landschaftsentwicklung des Rhein-Main-Gebiets während des Eiszeitalters und die Veränderungen durch Einflüsse des Menschen darstellte.

Die Hauptversammlung fand am 22. 9. 1974 unter der Leitung von A. SEMMEL statt; der Vorsitzende und die übrigen Mitglieder des Vorstandes berichteten über ihre Tätigkeit während der beiden letzten Jahre. Die Wahlen zum Vorstand und Beirat hatten folgendes Ergebnis:

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

Für die laut Satzung aus dem Beirat ausgeschiedenen Mitglieder VON DER BRELIE, GRAUL, LOŽEK und MENSCHING wurden SEMMEL, BRUNNACKER und DUPHORN gewählt. Der Beirat hat daher folgende Zusammensetzung:

Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Köln	Dr. K. PICARD, Kiel
Prof. Dr. K. DUPHORN, Kiel	Prof. Dr. R. SCHÜTRUMPF, Köln
Prof. Dr. B. FRENZEL, Hohenheim	Prof. Dr. A. SEMMEL, Frankfurt/M.
Prof. Dr. R. HANTKE, Zürich	Dr. W. TAUTE, Tübingen

Abschließend ist noch zu erwähnen, daß im Anschluß an die Exkursion am 23. 9. 1974 ein Empfang durch die Stadt Hofheim im neuerbauten und offiziell noch nicht eingeweihten Rathaus stattfand, dessen gelockerte Atmosphäre die persönlichen Kontakte der Quartärforscher untereinander weiter vertiefte.

K.-H. Pfeffer.

Fachvorträge

BRUNNACKER, K. (Köln): **Quartärstratigraphie am Niederrhein.** Es wurde über den Stand der Quartär-Stratigraphie am Rhein insbesondere anhand folgender Arbeiten berichtet:

BOENIGK, W., G. v. d. BRELIE, K. BRUNNACKER, E. K. KEMPF, A. KOČI, W. SCHIRMER, G. STADTLER, R. STREIT & H. TOBIEN (1974): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Vogelsberg. — Abh. Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. — Wiesbaden (in Druck).

BOENIGK, W., G. v. d. BRELIE, K. BRUNNACKER, A. KOČI, W. R. SCHLICKUM & Fr. STRAUCH (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). — Newsletters on Stratigraphy **3**; Leiden.

BURGHARDT, E. & K. BRUNNACKER (1974): Quarzzahl und -rundung in Schottern der Niederrheinischen Bucht. — Decheniana **126**, 333—352, Bonn.

MUSA, I. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **13**, Bonn.

SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. — Forschungsber. d. Landes Nordrhein-Westfalen **2399**, Opladen.

SCHNÜTGEN, A., W. BOENIGK, M. BRUNNACKER, A. KOČI & K. BRUNNACKER (1974): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. — Decheniana. Bonn (in Druck).

ZAGWIJN, W. H. (Haarlem): **Die paläogeographische Entwicklung der Niederlande während des Quartärs.**

Anhand einer Reihe von 12 paläogeographischen Rekonstruktionen wird die Entwicklung des niederländischen Sedimentationsbeckens ab Ende des Pliozäns wiedergegeben. Die Ablagerungsräume der marinen Nordsee- und der fluviatilen Rhein-, Maas-, Weser-, Elbe-Sedimente sind in diesen Rekonstruktionen enthalten. Der Vortrag wird in englischer Sprache veröffentlicht in Geologie en Mijnbouw, Dezemberheft 1974, mit einer Kartenbeilage.

VON DER BRELIE, G. (Krefeld): **Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes.**

GROOTES, P. M. (Groningen): **Über einige Ergebnisse der ^{14}C-Anreicherungsdatierung von Proben der ersten zwei Weichselinterstadiale.**

Die Anreicherungsdatierung sehr alter Proben ergibt 4 Probleme, namentlich (i) die Probenverunreinigung; (ii) die Laborverunreinigung; (iii) die Bestimmung der erreichten Anreicherung und (iiii) die Sicherung der Datierung eines Ereignisses durch Datierung mehrerer korrelierter Proben.

Die Laborverunreinigung kontrolliert man durch die Verarbeitung einer Probe (fast) ohne ^{14}C-Aktivität (Anthrazit). Nachdem die erste Probe eine meßbare Aktivität zeigte, ist die Probenverbrennung untersucht und verbessert worden. Drei weitere Proben zeigten nachher keine meßbare ^{14}C-Aktivität (älter als 66 300 resp. 71 700 Jahre).

Die Sicherung der Datierung ist notwendig wegen der Möglichkeit der Probenverunreinigung in situ und kann dadurch erfolgen, daß man: (i) im selben Profil mehrere Proben in verschiedener Höhenlage mißt; (ii) von verschiedenen stratigraphisch und/oder pollenanalytisch korrelierten Fundstellen Proben datiert und (iii) das während der Säure- und Laugevorbehandlung extrahierte Material auch datiert.

Insgesamt 15 Datierungen an frühglazialen Proben von verschiedenen Stellen sind jetzt vorhanden: Amersfoort und Voorthuizen (Niederlande); Odderade (Schleswig-Holstein), Breinetsried, Höfen und Pömetsried (Alpenvorland), Aschersleben (Harzvorland) und Voglans (Gresviaudan). Die Datierungen liegen im Bereich 45 000 bis 50 000 Jahre (3 x) und im Bereich 57 500 bis 68 300 Jahre (12 x) und scheinen untereinander konsistent zu sein.

MÜLLER, H. (Hannover): **Die Bestimmung der Dauer des Eem- und des Holstein-Interglazials durch Jahresschichtenzählung.**

Mehrere Kernbohrungen durch eem- und holstein-zeitliche Kieselgur der Lüneburger Heide wurden pollenanalytisch untersucht. Das Eem-Vorkommen von Bispingen/Luhe weist eine vollständige, für das Eem-Interglazial in NW-Deutschland charakteristische Vegetationsfolge auf. Zählungen von Jahresschichten aus einem etwa 3000 Jahre umfassenden, von der Birkenzeit bis in die ausgehende eibenreiche Linden-Ulmen-Hasel-Zeit (= I bis IIIc nach SELLE 1962) reichenden Intervall lassen durch Extrapolation die Dauer des Eem-Interglazials auf etwa 10 000 bis 11 000 Jahre bestimmen. Untersuchungen von 4 Kernbohrungen und 3 Aufschlußprofilen erbrachten eine

genaue pollenfloristische Gliederung des Holstein-Interglazials. Die bereits von GISTL (1929) in Ohe festgestellten beiden Birken-Kiefern-Vorstöße konnten auch hier nachgewiesen werden. Der ältere dieser beiden nach Jahresschichtenzählungen im Abstand von 3000 Jahren aufeinanderfolgenden Klimarückschläge dürfte mit dem eigenartigen Rückschlag im jüngeren Teil des Abschnitts Ho IIb der englischen Holstein-Vorkommen von Hoxne und Marks Tey übereinstimmen. Insgesamt konnte durch Auszählung von Jahresschichten in drei überlappenden Kernbohrungen für die Dauer des von der frühen Eiben-Hasel-Fichten-(Kiefern-Erlen-)Zeit bis in die Eichen-Tannen-(Kiefern-Erlen-)Zeit reichenden Intervalls 6900 Jahre ermittelt werden. Durch Extrapolation und unter Einbeziehung eines von Herrn K.-J. MEYER/Hannover bearbeiteten und auf 2200 Jahresschichten ausgezählten Kernabschnitts aus dem Kieselgur-Vorkommen von Hetendorf läßt sich die Dauer des — pollenanalytisch abgegrenzten — Holstein-Interglazials (vom Beginn der Baumbirkenausbreitung bis zur Kiefernzeit am Ausgang des Interglazials, also ohne die „Nachschwankungen") mit etwa 15 000 bis 16 000 Jahren angeben. Ein Vergleich der aus der Vegetationsabfolge geschlossenen, durch Untersuchungen der Limnofauna ergänzten Kenntnis des Klimaablaufs zeigt, daß dem anscheinend relativ einfachen, fast sinuskurvenartigen Klimaablauf im Eem wesentlich unregelmäßigere Klimaabläufe im Holstein- und Bilshausen-Interglazial gegenüberstehen.

RASMUSSEN, Leif Aabo (Kopenhagen): **Moränenstratigraphie im nördlichen Öresundgebiet.**

Zuunterst in der Stratigraphie finden wir in NO-Seeland sowie auf Ven und in SW-Schonen den grauen oder blauen blockhaltigen Ton. Es ist meine Hypothese, daß diese Ablagerungen zu demselben stratigraphischen Niveau gehören, vielleicht verschiedene Fazies eines „drop-till" sind. Ebenfalls glaube ich, daß die darüberliegenden glaziofluviatilen Kies- und Sandformationen in NO-Seeland, Ven und Schonen jünger sind als der blaue/graue Ton, und daß die Formation von einem avancierenden NO-Eis abgelagert wurde. Der blaue/graue Ton und die Kies- und Sandformation sind gewöhnlich in NO-Seeland und auf Ven vom NO-Eis deformiert. Die Stauchmoränen des NO-Eises sind auf Ven erodiert eben; die NO-Moräneablagerungen ist borterodiert, und die Moräneablagerungen des baltischen Eises sind diskordant auf den prä-NO-Eis-Sedimenten abgelagert. In NO-Seeland sind die Stauchmoränen des NO-Eises ein wesentlicher Faktor in der topographischen Gestaltung (SJØRRING 1973). Hier hat das baltische Eis weder die früheren Stauchmoränen noch die NO-Eis-Moränenformation wegerodiert. Zeugnisse des baltischen Eises sehen wir aber in der gefalteten Moränenformation von Dragstrup und den größeren Deformationen von Hindebjerg. In SW-Schonen (Glumslöv bakker) waren die prä-NO-Eis-Sedimente und die darüberliegende NO-Eis-Moränenablagerung ungestört bis bas baltische Eis die Stauchmoränen, Glumslöv bakker, aufgebügelt und überschritten hat.

SJØRRING, S. (1973): Some Problems in the Till Stratigraphy of the Northeastern part of Sjaelland. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala **5**.

SJÖRRING, S. (Kopenhagen): **Über spätpleistozäne Glazialdynamik und -stratigraphie in Ost-Dänemark.**

Durch Untersuchungen der Foraminiferen-Vorkommen in glazialen Sedimenten und des strukturellen Aufbaus dieser Sedimente lassen sich einige neue Auffassungen über den Verlauf der Weichsel-Vereisungen in Dänemark ableiten:

Zwei interglaziale marine Serien der Eem-Zeit sind vorhanden. Im südlichen Teile des Vereisungsgebietes gibt es den sogenannten Cyprinenton; im nördlichen Gebiet (Nordjütland und Kattegat) findet man die marine Skärumhede-Serie. Von diesen Ablagerungen gehörten die *Turritella terebra*-Zone und die *Abra nitida*-Zone zum Eem-Interglazial, während die *Portlandia arctica*-Zone mehreren Weichsel-Interstadialen und Stadialen entspricht.

Wenn man die charakteristische Foraminiferen-Fauna dieser marinen Ablagerungen in glazialen Sedimenten findet, ist dadurch ein klares Maximalalter der Sedimente gegeben.

In struktureller Hinsicht ist eine Verfeinerung der Untersuchungsmethoden angewandt worden. Die erneuten Untersuchungen ergaben, daß eine Eisüberschreitung nicht ein reliefbildender Faktor zu sein braucht. Aus diesem Grund führen rein morphologische Studien nicht immer zu einer korrekten Aussage über die stratigraphische Entwicklungen der Oberflächenbildungen.

Aufgrund stratigraphischer Faktoren wie auch der strukturellen Verhältnisse ist eine neue Gliederung der Weichsel-Vereisungen in Dänemark im Entstehen. Das zugrundeliegende Prinzip ist die von Asger Berthelsen (Universität Kopenhagen) aufgestellte „K i n e t o s t r a t i g r a p h i s c h e E i n h e i t", die alle Sedimente beim Vordringen, bei Stillstand und beim Abschmelzen einer Eisdecke umfaßt. Von diesem Gesichtspunkt aus ergibt sich folgende neue Gliederung:

1. Eem-Interglazialbildungen mit marinen Sedimenten .
2. Weichsel-Interstadialbildungen mit oberer Zone der Skärumhede-Serie.

3. Ein Eisstrom aus Norden und ein Eisstrom aus Südosten (der „Altbaltische Strom"). Die beiden Eisströme sind eventuell gleichzeitig und entsprechen wahrscheinlich dem Brandenburger Stadium.
4. Nach einem Interstadial mit eisfreiem Gebiet wurden mächtige Sandschichten vor dem vorwärtsschreitenden „Nordost-Eis" abgelagert. Das Nordost-Eis drang bis zur Hauptstillstandslinie in Mitteljütland vor und entspricht dem Frankfurter Stadium.
5. Nach einem Interstadial mit ganz oder teilweise eisfreiem Gebiet folgt der „Jungbaltische Eisstrom" bis zur Ostjütländischen Linie, dem Pommerschen Stadium entsprechend.

Bei mehreren Lokalitäten fehlen eine oder mehrere Einheiten dieser Folge, zum Beispiel findet man an der Nordküste Seelands vom Pommerschen Stadium keine Spur.

Literatur: Berthelsen, A. (1973): On Weichselian Ice Advances and Drift Succession in Denmark. Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala **5**, 21—29; Sjörring, S. (1973): Some Problems in the Till Stratigraphy of the Northeastern Part of Sjaelland. Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala **5**, 31—35.

Jerz, H. (München): **Ein Pleistozän-Profil im Isargletschergebiet bei Wangen nordöstlich von Starnberg.**

Im Gebiet des Isarvorland-Gletschers im Bereich zwischen der Autobahn München—Starnberg und dem Isartal bei Baierbrunn erbrachten Baugrubenaufschlüsse (Milchwerk Schorn bei Wangen), verschiedene Wasser- und Baugrundbohrungen sowie Untersuchungsbohrungen für einen Stollen einer Trinkwasserfernleitung (Garmisch—München) wertvolle Hinweise für eine Untergliederung der Altmoränen. Mit Hilfe fossiler Böden — es handelt sich um wenige dm bis 2,70 m mächtige Reste einer interglazialen Bodenbildung — können von den hangenden Rißmoränen mindelzeitliche Moränen und Schotter im Liegenden unterschieden werden. Ob in dem Liegendkomplex noch günzzeitliche Ablagerungen enthalten sind, ist hier nicht erwiesen. Eine 1974 begonnene geologische und bodenkundliche Neuaufnahme des Großraumes München durch das Bayerische Geologische Landesamt soll neben der Verbreitung der mittel- und altpleistozänen Schotter auch die Ausdehnung der riß- und mindelzeitlichen Vergletscherung genauer erfassen.

Zech, W. (München): **Die Paläoböden von Hörmating, Oberbayern.**

Die Paläoböden von Hörmating wurden bisher unterschiedlich gedeutet. So hielt sie E. Ebers für würminterstadiale Bildungen, K. Brunnacker für Zeugen des R/W-Interglazials, und I. Schaefer glaubte 3 warmzeitliche Böden nachweisen zu können.

Der intensive Kiesabbau in den letzten Jahren und die Anlage von zwei weiteren großen Aufschlüssen erlaubten Beobachtungen, die wahrscheinlich machten, daß im Drumlin von Hörmating nur ein warmzeitlicher Bodenrest, nämlich ein R/W-interglazialer Boden erhalten ist. Er ragt mit mächtigen, bis zu 4 m tiefen Zapfen in den liegenden Rißschotter. Die Vorstellung, daß im R/W-Interglazial nur etwa 2 m mächtige Verwitterungszapfen entstanden, bedarf somit einer Revision.

Nagel, G. (Frankfurt): **Periglaziale Talentwicklung im zentralen Westspitzbergen.**

Dank der Unterstützung durch die DFG konnten wir im Sommer 1973 vom Geographischen Institut in Frankfurt aus eine Expedition nach Westspitzbergen unternehmen. Unter der Leitung von Prof. Semmel nahmen an dieser Forschungsreise E. Bibus, W. Müller, G. Nagel und G. Seidenschwann teil. In erster Linie wurden Untersuchungen zur Tal- und Hangentwicklung durchgeführt, um die rezenten periglazialen Formungsvorgänge erfassen zu können. In dem Vortrag konnte nur auf die Talentwicklung näher eingegangen und zu J. Büdels These von einer generellen excessiven Talbildung in den rezenten Periglazialgebieten Stellung genommen werden. In dem Bereich des Adventdalen und seiner Nebentäler wurden neben intensiven Kartierungsarbeiten mehr als 50 Grabungen und etwa 150 Bohrungen durchgeführt, die sämtlich in den Dauerfrostboden reichten. Im Gegensatz zu den der Abtragung stark ausgesetzten oberen Hangpartien, wo wir häufig schon im Bereich des Auftaubodens das anstehende Gestein erreichten, wurde in den Talböden selbst 1 m unter der Dauerfrostboden-Obergrenze an keiner Stelle das anstehende Gestein angetroffen.

Aufgrund unserer Befunde kommen wir zu dem Schluß, daß Täler mit sanft auf dem Talboden auslaufenden Hängen Aufschüttungsformen sind. Unter den gegenwärtigen Bedingungen dominiert in den von uns untersuchten periglazialen Tälern mit dem beschriebenen Querschnitt Akkumulation und nicht Erosion.

FUCHS, Friderun (Frankfurt): **Der Einfluß quartärer Klimaschwankungen auf die Reliefentwicklung in Süd-Italien.**

Ausgehend von den neuesten Forschungsergebnissen zur quartären Klima- und Reliefentwicklung im mediterranen Raum werden anhand von ERTS-Fotos die in der Basilicata und in Kalabrien untersuchten Gebiete, für die vergleichsweise wenig neuere Forschungen existieren, vorgestellt. Nach einer Zusammenfassung der 1971 gemeinsam mit Prof. SEMMEL ermittelten Ergebnisse bezügl. kaltzeitlicher Formungsprozesse (erscheinen ausführlich in H. 2 der „Catena") wurden von weiteren Untersuchungen (1973, 1974) als Schwerpunkte herausgegriffen:

1. Der Schwemmschuttkegelsaum unterhalb der M.Pollino-Gruppe bei Castrovillari, der sich morphologisch und stratigraphisch in verschieden alte Schwemmschuttkegel gliedern läßt. Vor weit ins Gebirge zurückreichenden Tälern: Ausräumung des älteren Schuttes und Ausbildung weit hinabreichender jüngerer Schwemmschuttkegel (= Würm, gegliedert durch zwei Horizonte mit umgelagertem Bodenmaterial); vor kurzen Tälern: Überdeckung des jeweils älteren Schwemmschuttes (Mindel-Schutt — zu Brekzie verfestigt und noch tektonisch verstellt, darüber jüngerer Schwemmschutt, gegliedert durch zwei fossile Böden mit kräftigen Cc-Horizonten und zwei Tufflagen. Schwemmschutt — kaltzeitlich, Böden — warmzeitlich).

2. Ein auf den verschiedensten Gesteinen und auf kaltzeitlichen Schuttdecken häufig zu beobachtendes äolisches Sediment mit hohem Tuffanteil (Korngrößen-Maximum im Schluff, hoher Augitanteil, sehr locker, hält Feuchtigkeit, über dem Liegenden meist Wulst bildend) zeigt eine Bodenentwicklung vom Typ Andosol. Als oberster Horizont ist es nur in günstiger Position erhalten und gibt damit einen Hinweis auf das Ausmaß der rezenten Abtragung.

SABELBERG, U. & ROHDENBURG, H. (Gießen): **Holozäne und jungpleistozäne Sediment-Boden-Serien in Marokko und Spanien.**

Jungpleistozäne Serien wurden vor allem in Kliffprofilen Südmarokkos und der Balearen untersucht. Sie zeigen einen im Prinzip stets gleichartigen Aufbau. Über marinen Sedimenten des letzten präholozänen Transgressionsmaximums lagern Serien, die in ihrem basalen Abschnitt Reste mehrerer kräftiger Böden eines Pedokomplexes enthalten. Dieser umfaßt einerseits den Ausgang der vorangehenden Kaltzeit als auch interglaziale und frühglaziale Abschnitte. Im Hangenden des Pedokomplexes treten nur noch schwache oder keine Böden mehr auf. Dagegen wird zunächst Schwemmfächertätigkeit mit Erosion dominant, später Akkumulation von Schottern. Nach oben werden die Serien durch eine Kalkkruste mit dem jüngsten kräftigen roten Boden abgeschlossen.

Nach vorläufigen Untersuchungen in Südmarokko und Spanien muß für das Holozän eine weit stärkere klimatisch induzierte stratigraphische Gliederung vorausgesetzt werden als bisher angenommen. In Südmarokko wurden nach Bildung des letzten roten Bodens (Spätglazial?) mehrere Phasen mit Erosion, Akkumulation und Bodenbildung verbreitet wirksam. Nach einer frühholozänen Phase mit mächtigen Lehmakkumulationen und sehr kräftigen feuchthumosen Böden können im mittleren und jüngeren Holozän mindestens drei fluviale Terrassen unterschieden werden, die ebenfalls humose Böden tragen. Vergleichbare, wenn auch weniger differenzierte Befunde ergeben sich in Spanien. Holozäne Schuttdecken, darin entwickelt humose (auch braune) Böden über den roten Böden des Spätglazial und Altholozän können nur zum Teil durch anthropogenen Einfluß bedingt sein; man braucht klimatische Ursachen zur Erklärung.

Die Befunde machen deutlich, daß das bisherige Interpluvial - Pluvial - Konzept endgültig revidiert werden muß. Aus den stratigraphischen Vergleichen läßt sich ableiten, daß die klimatische Entwicklung über mehrere Klimazonen gleichsinnig verlaufen sein könnte. Für Phasenverschiebungen größeren Ausmaßes gibt es keine Hinweise.

BRONGER, A. (Kiel): **Zur Löß-Boden-Stratigraphie und pleistozänen Klimageschichte des Karpatenbeckens unter Berücksichtigung mikromorphologischer und tonmineralogischer Untersuchungen.**

Für eine Löß-Boden-Stratigraphie und daraus folgend für eine pleistozäne Klimageschichte SE-Mitteleuropas eignen sich die großen Lößaufschlüsse im ungarischen und jugoslawischen Donauabschnitt einmal infolge der sehr günstigen Aufschlußverhältnisse besonders gut. Zum anderen sind hier die jungpleistozänen Böden — im Gegensatz zu den jungpleistozänen Böden NW-Mitteleuropas — den rezenten Böden des Karpatenbeckens im ganzen recht ähnlich, 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 sichere stratigraphische Korrelation der jungpleistozänen Paläoböden-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, damit in das Riß/Würm-Interglazial gestellt wird.

Für paläoklimatische Aussagen sind darüber hinaus Untersuchungen notwendig, die Aussagen über Art und Intensität der Verwitterung gestatten. Da hierfür sonst übliche bodenchemische Methoden, einschließlich der Untersuchung der pedogenen Eisenoxide, ausscheiden, blieb 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", 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 ($< 0{,}2\ \mu$) das der rezenten Böden gleichen Typs; sie müssen daher jeweils Warmzeiten (Interstadialen mit warmzeitlichem Klima von jeweils mehreren tausend Jahren Dauer) entsprechen.

Hädrich, F. (Freiburg): **Ergebnisse geochemischer Untersuchungen an Lößaufschlüssen im südlichen Oberrheingebiet.**

Mittels geochemischer Methoden läßt sich das Gesamtcarbonat von Lössen fraktionieren und der Dolomitgehalt berechnen. Der Dolomitgehalt nimmt mit zunehmendem Alter der Lösse deutlich und sprunghaft von ca. 12,5 bis auf 2—3 % ab. Es konnten über die Dolomitgehalte drei Lößaltersgruppen unterschieden und statistisch gegeneinander gesichert werden. Nur bei den jüngeren Lössen (Würm) sind die Dolomitgehalte eindeutig positiv mit dem Gesamtcarbonatgehalt korreliert. Die Dolomitverteilung in den verschieden alten Lössen wird aus der Dolomitanreicherung in Feinsand und Schluff innerhalb von Moränen und glazifluvialen Schottern des Herkunftsgebietes durch Dolomitvergrusung (Tiefenverwitterung im Sinne von F. Fezer 1969) erklärt.

Bibus, E. (Frankfurt): **Stratigraphische Leithorizonte in präwürmzeitlichen Lössen.**

An der Basis kompletter Rißlöß-Profile treten vorwiegend in Hessen über der zumeist gekappten 2. fossilen Parabraunerde maximal 2 Schwarzerden (Weilbacher Humuszonen i. S. von Semmel 1968) auf. Darüber folgt eine Fließerde (Ostheimer Zone), in der vorwiegend Solummaterial der liegenden Böden aufgearbeitet wurde. Den mittleren Profilbereich im Rißlöß zeichnen feuchtere Klima-Abschnitte mit starken Verschwemmungsphasen aus. Die damit verbundene Diskordanz ist in den meisten Profilen recht erheblich. Im jüngeren Riß herrschte Lößsedimentation vor, wobei es in mindestens 6 kaltfeuchten Abschnitten zur Ausbildung von z. T. sehr kräftigen Naßböden (Bruchköbeler Böden) kam. Im jüngsten Rißlöß ist wenige Dezimeter unter dem Eemboden der Krifteler Tuff (vgl. Semmel 1968) eingelagert. Zwischen der 2. und 3. fossilen Parabraunerde wurden bislang in der Wetterau 4 unterschiedliche Tuffe nachgewiesen. Es handelt sich in der Reihenfolge ihrer relativen Altersstellung um den Ostheimer Bimstuff, den Heuchelheimer Bimstuff und den Heuchelheimer Palagonittuff. Die Altersstellung des im gleichen Abschnitt vorkommenden Bellersheimer Basalttuffs zu den oben genannten Tuffiten muß z. Z. noch offen bleiben. Unter 3 fossilen Parabraunerden (oder Pseudogleyen) tritt der Friedberger Bimstuff auf, der Mächtigkeiten bis 0,5 m erreicht. In altpleistozänen Sedimenten wurde der Bellersheimer Selbergittuff nachgewiesen, der nach pollenanalytischen Untersuchungen wahrscheinlich zwischen Tegelen und Waal einzustufen ist.

Remy, H. (Bonn): **Molluskenfaunen in hessischen Lössen und ihr paläoklimatischer Aussagewert.**

Aus den letzten drei kaltzeitlichen Abschnitten des Pleistozäns werden die Molluskenfaunen einiger Lößprofile des Rhein-Main-Gebietes untersucht: Lößablagerungen zwischen dem B_t des rezenten Bodens und dem jüngsten fossilen B_t (I = Würm), zwischen dem jüngsten fossilen B_t und dem nächst älteren 2. fossilen B_t (II) und zwischen dem 2. und 3. fossilen B_t (III).

I. Im Altwürm Faunen, die neben *Pupilla muscorum, Succinea oblonga* und *Trichia hispida* besonders *Helicopsis striata, Chondrula tridens, Vallonia costata* und *V. pulchella* führen. Im Mittelwürm Faunen mit *P. muscorum, S. oblonga* und *Tr. hispida,* die im Bereich schwacher Bodenhorizonte eine stärkere Häufung von *V. costata* oder *Clausilia parvula* aufweisen. Gegen Ende Mittelwürm (unter dem Lohner Boden) in einigen Faunen erstmals hochglaziale Formen wie *Columella columella.* Diese Art stärker und regelmäßiger in den Faunen des Jungwürm, die i. w. durch *P. muscorum, S. oblonga, Tr. hispida, Pupilla sterri* und *Pupilla loessica* gebildet werden. Im Bereich von Bodenhorizonten deutlicher Rückgang der hochglazialen Formen. Gegen Ende der Würmzeit fehlen die hochglazialen Formen und *P. loessica; V. costata* und besonders *V. pulchella* u. a. Formen treten in den Faunen auf.

II. In diesem Abschnitt im unteren Teil Faunen von *P. muscorum, P. loessica* und *S. oblonga* verbreitet, die außerdem die hochglazialen Formen *C. columella, Vertigo parcedentata, Vallonia tenuilabris* in beträchtlicher Anhäufung führen. Im höheren Teil fehlen die hochglazialen Formen.

III. Der Abschnitt zwischen 2. und 3. fossilen B_t hat Faunen mit *P. muscorum, S. oblonga, Tr hispida* u. a. geliefert. In keiner Probe konnten bisher hochglaziale Formen wie *C. columella, V. parcedentata* und *V. tenuilabris* nachgewiesen werden.

Die mitgeteilten Befunde zeigen, daß faunistische Unterschiede bestehen zwischen den einzelnen durch B_t-Horizonte getrennten Lößschichten, die jeweils verschiedenen Kaltzeiten zugeordnet werden (die regionalen Differenzierungen z. B. Rheinhessen und Hessen können hier nicht herausgestellt werden). Die faunistischen Unterschiede dürften dabei Ausdruck unterschiedlicher klimatischer Verhältnisse während der letzten drei Kaltzeiten im Zwischengebiet sein, deren Abfolge in der klimatischen Bewertung sich im gleichen Sinne in den Vereisungsgebieten abzeichnet.

KRÜGER, H. (Gießen): **Neue Belege für die Datierung der altpaläolithischen Geröllgeräte-Industrie vom Münzenberger Typ.**

Seit 1953 werden in der oberhessischen Wetterau weitflächig Hunderte von Artefakten einer bis dahin in Deutschland in dieser Massierung unbekannten paläolithischen Geröllgeräte-Industrie „vom Münzenberger Typ" geborgen. Es wäre methodisch nicht zu vertreten, lediglich aus der morphologisch-typologischen Übereinstimmung mit den ältestafrikanischen Paläolith-Kulturen auch unseren Wetterauer Oberflächenfunden ein etwa villafrancazeitliches Alter zuzusprechen. Das aus den Grabungen von 1961 und 1968 ff. gewonnene reiche Fundgut bestätigte zwar die Typengleichheit mit den Oberflächenfunden; eine hinreichend sichere Datierung war jedoch nicht zu erreichen, weil den Grabungsplätzen ein stratigraphisch zu bestimmendes Hangendes fehlt.

Eine Datierung gelang erst, als in der benachbarten Rockenberger Didier-Grube aus einem Schotterhorizont typengleiche Artefakte geborgen werden konnten, die hier in Superposition unter Riß-, Eem- und Würmhorizonten lagern. Demgemäß ist der Gesamtkomplex der Münzenberger Geröllgerät-Industrie als „postmindel-präriß" (nach WOLDSTEDT) zu datieren (nach BIBUS: vor die drittletzte Kaltzeit zu veranschlagen). Die für die C-Exkursion (Di. 24. 11. 74) der XVII. Deuqua-Tagung in Münzenberg angesetzten drei Schürfungen bestätigen den stratigraphischen Befund in kaum erwarteter Eindeutigkeit. Mögliche Artefaktfunde in dem hier aufgeschlossenen primären Schotterkörper würden es erlauben, unsere Datierung auf das Mindel I/Mindel II-Interstadial zu präzisieren, während wir anderenfalls auf das „Holstein" angewiesen sind.

HOFFMANN, R. (Berlin): **Bodenentwicklung polygenetischer Parabraunerden mit Periglazialerscheinungen und Flugsandüberdeckung aus jungpleistozänem Geschiebemergel im Berliner Raum.**

Untersuchungen an Böden auf periglaziär beeinflußtem Geschiebemergel der Barnim-Hochfläche sollten die Entstehung der sandigen Deckzone (nach D. KOPP) und der lehmigen B-Horizonte klären.

Korngrößenverteilung, Korngrößenparameter und Körnungsquotienten deuten bei geringmächtigen Deckschichten auf eine Vermischung von Flugsand und Geschiebelehm, die mit zunehmender Tiefe stärker wird, und auf eine anschließende Tonauswaschung. Unter mächtigeren Deckschichten, die aus Flugsand bestehen, erfolgte keine Vermischung.

Die mikromorphologischen Ergebnisse, ein Vergleich zwischen ihnen und den Feintongehalten und eine Tonbilanz, mit der der ursprüngliche (?) Tongehalt in der Deckschicht errechnet werden sollte, ließen auf eine bevorzugte Tonverlagerung im Holozän schließen, die wahrscheinlich schon vor der Flugsandablagerung im Spätpleistozän begann.

LESER, H. (Basel) & MAQSUD, N. (Mainz): **Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildungen und Klimaentwicklung im Südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland.**

In Rheinhessen, einem der wärmsten und trockensten Gebiete Deutschlands, bestehen seit dem ausgehenden Würm besondere Klimabedingungen. Die trockene Lößlandschaft im Südosten Rheinhessens, ein Terrassenriedelland, weist heute zwischen 400 und 450 mm Jahresniederschlag auf. Aufgrund von Analogieschlüssen zu anderen oberrheinischen Lößlandschaften werden für die postglazialen Steppenzeiten im Präboreal und Boreal mindestens vergleichbare hygrische Bedingungen angenommen. Aus diesen Zeiten stammen auch die reliktischen Steppenböden mit ihrem A-C-Profil. Die Degradationsmerkmale wurden in der Regradationsphase weitgehend wieder aufgehoben. Keineswegs nur in ökologischer Gunstlage, sondern auch in ausgesprochenen Erosionspositionen konnten u n t e r den reliktischen Steppenböden z. T. bis 100 cm mächtige Steppenboden-A-Horizonte gefunden werden, deren Bildung vermutlich im Alleröd erfolgte. Ein Tuffbändchen, das diese Datierung erhärten könnte, wurde nicht gefunden. Gleichzeitig wird mit dieser Vermutung vorausgesetzt, daß während der Jüngeren Dryaszeit eine Lößaufwehung erfolgte. Auf diesem Löß entwickelte sich dann während der später folgenden postglazialen Steppenzeiten der schon von ZAKOSEK (1962) als solcher angesprochene Steppenboden.

(Die erweiterte Fassung des Vortrages erscheint in Eiszeitalter u. Gegenwart **26**, 1975.)

ZEESE, R. (Köln): **Die Goldshöfer Sande und die quartären Reliefgeneration im Vorland der Alb Ostwürttembergs.**

Der Vortrag widmete sich der Grobgliederung der Goldshöfer Sande, Resten eines danubisch orientierten Gewässernetzes im Vorland der Schwäbischen Alb und der ihnen zugeordneten Landschaftsteile. Diese Ablagerungen aus Hangschutt, Restschottern (Angulatensandsteine, Hornsteine, Eisenschwarten) und Sanden zusammengesetzt, lagern in mehreren Niveaus. Die beiden jüngsten, um Ellwangen/Jagst mit Auflagerungsflächen bei 463 m NN und ca. 480 m NN, sind nach dem Sedimentcharakter und anderen Indizien (s. a. ZEESE 1972) in die Plio/Pleistozänwende zu datieren, die jüngeren Goldshöfer Sande sind sicher pleistozän. Über den erwähnten Niveaus finden sich weitere Reste von Kappungsflächen aus älteren Abschnitten der Erdgeschichte. Die Goldshöfer Sande erlauben die Rekonstruktion einer korrelaten Landoberfläche, die im Vorland der Alb gekennzeichnet ist durch die Dominanz eines Flachreliefs, überragt von der markant aufragenden Schichtstufe des Lias alpha und den Doggerbergen (Dogger beta). Die Täler waren sowohl im Keuper als auch im Lias flache Sohlenmuldentäler mit weiten Ursprungsmulden. Eine traditionelle Weiterbildung älterer Hohlformen (Flachmuldentäler?) ist wahrscheinlich. Sie wurden durch die Kerbtalzerschneidung der jüngeren Kaltzeiten in ihren Unter- und Mittelläufen teilweise zerstört.

Die Stufenhänge des Lias alpha und die Talhänge waren in dieser Phase der Reliefentwicklung schon deutlich asymmetrisch (Schatthang flacher als Sonnhang), bedingt durch die Unterschiede des Ökotops (Diskussionsbeitrag STÄBLEIN). Diese Asymmetrie wurde durch die leeseitige Ablagerung von heute intensiv pseudovergleytem Löß über den Sedimenten der Spülsolifluktion am Schatthang verstärkt.

Der dargestellte Formenschatz entspricht weder den Vorstellungen von den Ergebnissen eines Flächenspülklimas noch denen von der Auswirkung des excessiven Talbildungsprozesses. Er nimmt zeitlich wie auch im Formengefüge eine eigene Stellung bei der Reliefentwicklung des südwestdeutschen Stufenlandes ein.

Literatur: ZEESE, R. (1972): Die Talentwicklung von Kocher und Jagst im Keuperbergland. Tübinger Geogr. Studien **49**, 121 S.

BECK, N. (Mainz): **Neuere Untersuchungen zur Geomorphologie des nördlichen Rheinhessen.**

Um den inneren Bereich des Nord- und Westrheinhessischen Plateaus entstand in Abhängigkeit von der Basisdistanz stellenweise ein zerschnittener, örtlich in Sequenzen ausgebildeter Kranz von Vorlandflächen. Er ist zusammengesetzt aus zentrifugal abfallenden, gerichtet nebeneinander liegenden langgestreckten Riedelplatten. In den Plateaurandbuchten westlich und östlich des Wißbergs, wo die Zurückverlegung der Schichtstufe große Beträge erreichte, bildeten sich im Pleistozän vor der miozänen Kalktafel, die mit oberpliozänen *Arvernensis*-Schottern bedeckt ist, Glacis aus, die auf die Mittelterrasse des Wiesbachs eingestellt sind.

Aufgrund des unmittelbar der Glacisterrasse aufliegenden eemzeitlichen Bodens, einer pseudovergleyten Parabraunerde, und dem folgenden Würmlößprofil in der Ziegelei Schnell, Sprendlingen, konnte die Flächenbildung in die Rißkaltzeit datiert werden.

Periodisch abfließende Gerinne schufen vor der Schichtstufe eine Kappungsfläche, die über die geomorphologisch weichen tertiären Sand- und Mergelschichten hinweggriff. Die Glacisschotter stellen korrelate Ablagerungen des Restplateaus dar, die mit abgetragenem Material des Flächensockels vermischt sind. Örtlich kommen auch solifluidal bewegte Großblöcke vor. Neben dem Auftreten von Eiskeilen, Kryoturbationserscheinungen läßt die morphometrische und situmetrische Analyse der kantengerundeten Hydrobienkalk-Gerölle eine dominant fluviatile Abtragung im feucht periglazialen Klimabereich erkennen.

Westlich und südwestlich von Wörrstadt sind am Plateaurand auch in noch höherer Lage Flächenreste erhalten, die auf die Hauptterrasse des Wiesbachs eingestellt waren. In den Deckschichten der höchstgelegenen Flächenreste, die zum großen Teil im Kalkstein angelegt sind, fand WAGNER (1972) einen Molarrest des *Elephas meridionalis,* nach dem die Flächen ins Altpleistozän zu stellen sind.

Für die Nomenklatur ist aus diesen Beobachtungsergebnissen zu folgern, daß man im nördlichen Rheinhessen statt von einem Tafel- und Hügelland besser von einem „Tafel- und Glacis"- oder rein morphologisch von einem „Plateau- und Plattenland" sprechen sollte.

SCHLÜCHTER, C. (St. Catharines, Ontario/Canada): **Pleistozänstratigraphie im Aaretal südlich von Bern, Schweiz.**

Unter Berücksichtigung der Schlüsselprofile Kanderschlucht, Thungschneit/Räbeli, Jaberg, Thalgut und Märchlingen bei Muri ergibt sich folgendes stratigraphisches Gerüst: I. Letzte Eiszeit: eine erste (19 500—14 000 B. P.) und eine zweite (?50 000—?60 000 BP.) glaziale Phase sind durch das

Thalgut Interstadial getrennt. Frühglaziale Ablagerungen (Silte und Sande mit Schieferkohlen) sind im Glütschtal nachgewiesen. — II. Letztes Interglazial: belegt durch Thungschneit- und Jaberg Seetone. — III. Ablagerungen der vorletzten Eiszeit durch Verwitterungshorizont in eine erste und zweite glaziale Phase gliederbar. Die Ablagerungen der ersten glazialen Phase (Hahnimoräne, Bümbergschotter) könnten noch älter sein. — Einzelheiten in:

Schlüchter, C.: Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern, Schweiz. — Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie **9** (im Druck).

— : Quartärgeologische Untersuchungen im Aaretal südlich von Bern. Druckfassung der Dissertation, in Vorbereitung (erscheint 1975).

Hantke, R. (Zürich): **Zur Vergletscherung der Schwäbischen Alb.**

Aufgrund von Schwarzwald-Geröllen bis an den Albtrauf und der dort einsetzenden breiten Täler durch die sanft gegen SE einfallende Schichtstufen-Tafel ist der präwürmzeitliche Vorstoß von Schwarzwald-Eis erwiesen. Daß damals auch die Schwäbische Alb vereist war, vorab die Hochflächen des Großen Heubergs, wird belegt durch weit nach N verfrachtete Weißjura-Gerölle und durch das Auftreten von Trockentälchen am Rande des Donautales. Diese lassen sich zwanglos als Schmelzwasserrinnen deuten. Ihr Einsetzen zwischen 820 bis 860 m spiegelt die Lage des Riß-Eisrandes wider. Lokal hatten sich gar S der Donau kleine Firnfelder gebildet.

Selbst in der Würm-Eiszeit waren die über 900 m gelegenen Hochflächen verfirnt. Um 920 m setzt eine zweite, markantere Reihe von Trockentälchen ein. Sie bekunden eine klimatische Schneegrenze um gut 900 m. Von NW bis E entwickelten sich Kare und Zungenbecken, die infolge der zu Rutschungen neigenden Unterlage nur von undeutlichen Moränen begrenzt sind; von ihnen gehen mächtige Sanderkegel aus. Die vereisten Flächen dürften insgesamt rund 30 km² eingenommen haben.

Damit fügt sich die westliche Schwäbische Alb gut ins riß- und würmzeitliche Bild zwischen Alpenvorland, Jura, Schwarzwald und Vogesen ein.

Pfannenstiel, M. (Freiburg): **Die rißzeitliche Vergletscherung des Hochblauen bei Badenweiler.**

Seit 1842 ist bekannt, daß im Markgräflerland eine Geröllstreu aus Kristallin des Hochblauen (1160 m) sich über Berg und Tal legt, sich auf Keuper, Lias und Dogger ausbreitet und von Löß und Lößlehm zugedeckt ist. In den Feldern der Dörfer Nieder- und Obereggenen treten große Granitblöcke von 1 cbm und mehr auf. Schon Steinmann hat diese Geröllstreu für glazigenen Ursprungs angesehen, und C. Schmidt aus Basel sah um die Jahrhundertwende bei größeren Erdbewegungen in Obereggenen eine Moräne von 3 m Mächtigkeit auf roten Keupertonen liegend. W. Deecke widersprach der Vorstellung, Gletscherströme seien vom Blauenmassiv in die markgräfler Vorbergzone vorgedrungen. K. Schnarrenberger hat bei Kartierung des Blattes Kandern die Geröllstreu in seiner Karte vermerkt, lehnt aber eine glaziale Entstehung ab, gibt aber sonst keine Erklärung. Bei Kanalisationsarbeiten und Kelleraustiefungen in Obereggenen im Jahre 1972 war nun eine echte Blockmoräne bis 3 m Mächtigkeit in den Dorfstraßen aufgeschlossen. Zwischen den kleinen und großen, kantengerundeten und zugeschliffenen Blöcken waren geschichtete Sand- und Kieslinsen eingelagert. Ein verkieselter Buntsandsteinblock aus der Hauptverwerfungszone trug noch einige Zentimeter lange Schleifspuren. Es kann keine Frage sein, daß der Blauen in der Rißeiszeit lange Talgletscher nach Westen, Süden und Norden entsandte. Es gab 5 Eisströme in den Tälern, 1.) von Vogelbach bis Schweighof, 2.) von Lipburg nach Nieder- und Oberweiler, 3.) von Schallsingen nach Ober- und Niedereggenen, 4.) von Käsacker über Sitzenkirch nach Kandern und 5.) von Marzell im Kandertal nach Kandern bis über Hammerstein. Die von G. Böhm 1905 beschriebenen 12 m tiefen in Oxfordtone eingelassenen mit Sand- und Kiesmassen gefüllten Strudeltöpfe von Kandern erweisen sich nun als Gletschertöpfe. Die mit Löß und Lößlehm zugedeckte Grund- und Obermoräne von Eggenen muß eben wegen der daraufliegenden Lösse rißzeitlich sein. Hiermit ist der sichere Nachweis gegeben, daß die Westseite des Schwarzwaldes in der vorletzten Eiszeit Gletscher trug. Auch der Belchen entließ einen großen Talgletscher bis nach Staufen, fast in die Rheinebene.

Rahm, G. (Freiburg): **Zur Ausdehnung der rißzeitlichen Vergletscherung im Schwarzwald.**

Eine ältere, in der Verzahnung mit dem Alpengletscher eindeutig rißzeitliche Vereisung des Schwarzwaldes ist im Süden gegen den Hochrhein mit einer bedeutend größeren Ausdehnung als die würmzeitliche seit 15 Jahren nachgewiesen. Die Ausdehnung nach Osten ist dagegen noch umstritten.

Die Wutach-Schotter erweisen sich entgegen W. Paul's Zweigliederung nach eingehenden Untersuchungen als ein Komplex würmzeitl. Alters. Weiter im Osten, in der Baar und im Stufenland

bis nahe an den Albtrauf sind in unterschiedlichsten Höhen weit verstreut Geschiebe der Schwarzwaldgesteine zu finden. Auf dem Hohenberg bei Denkingen sind sie bereits 1880 auf der württ. Karte 1 : 50 000 eingetragen. Entgegen der Deutung als Terrassen (vor allem E. Böhm), die in den Höhen und der weiten Verbreitung nicht paßt, dürften es von Schmelzwasser über noch vereiste Täler hinwegtransportierte Geschiebe sein. — Da die Schneegrenze im Schwarzwald zur Rißzeit mit wenig über 700 m angenommen werden muß, lag das Vorland im Osten, das nicht unter 700 m absinkt, in und über der Schneegrenze. Der Niederschlag blieb also liegen. Es handelt sich weniger um direktes, in langem Weg vom Schwarzwald dorthin gelangtes Eis, als vielmehr liegengebliebener Niederschlag. Die Bewegung und der Druck vom Schwarzwald her war gering, so daß weder glaziale Formen noch Moränen in ausgeprägter Form zu erwarten sind.

Habbe, K. A. (Erlangen): **Beobachtungen an Dünen des Nürnberger Reichswaldes.**

Neue Aufschlüsse in den Querdünen des Nürnberger Reichswaldes zwischen Altdorf und Leinburg ermöglichen einen Einblick in den bisher weitgehend unbekannten Transportvorgang der Flugsande des Regnitzgebiets. Hier liegen gut unterscheidbar übereinander: 1. Schwemmsande mit eingelagerten Geröllen — darunter Tongeröllen aus dem Opalinuston —, mit syngenetischen Eiskeilen und Frostspalten und einem deutlichen, nicht an Täler gebundenen Gefälle nach Westen, 2. Flugsande mit flachem (maximal 12°), meist ostwärtigem Einfallen, 3. Dünensande mit steilem (maximal 32°) Ostgefälle und schließlich 4. im Lee der Dünenkämme über einem podsolartigen Boden nochmals Dünensande mit steilem Ostfallen. Die Korngrößenanalyse ergab eine enge Verwandtschaft der Schwemmsande (1) und der Flugsande (2) einerseits, der beiden Dünenstockwerke (3) und (4) andererseits; beide Gruppen unterscheiden sich durch bessere Sortierung von zeitlich entsprechenden Sanden der Hauptterrasse. Die Dünensande zeigen gegenüber Schwemm- (Md = 0,32 mm) und Flugsand (Md = 0,30 mm) einen deutlich höheren Anteil der groben Fraktionen des Mittelsands (Md = 0,36—0,40 mm). Darin prägt sich der andersartige Transportvorgang (Überwiegen der Reptation gegenüber der Saltation) aus. Suspension spielt in allen Fällen nur eine geringe Rolle. Die gleichartige Korngrößenzusammensetzung von Schwemmsanden und Flugsanden und die Tatsache, daß die Schwemmsande der Gefällsrichtung nach aus einem Gebiet kommen, wo das Ausgangsmaterial (Keupersandstein) nicht mehr ansteht, beweist, daß auch die Schwemmsande erst von Westen her eingeweht werden mußten, ehe sie wieder nach Westen hinausgeschwemmt wurden: ein Vorgang, der nur durch jahreszeitlichen Wechsel der Sedimentationsbedingungen erklärt werden kann. Schwemmsand und Flugsand gehen also auf den gleichen Vorgang zurück; der Wechsel von Schwemmsand — zu Flugsandablagerung ist wahrscheinlich auf eine Klimaänderung zurückzuführen. Die grundsätzlich andere Dünensandakkumulation dürfte dagegen überwiegend lokale Ursachen haben.

DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion zur Löß-Gliederung im Rhein-Main-Gebiet.

(Exkursion A, 20. September; Führung: Altemüller, Bibus, Remy, Rohdenburg/Sabelberg, Semmel.)

Von Karl Brunnacker, Köln

Die erste Exkursion der DEUQUA-Tagung 1974 in Hofheim war zugleich letzter Exkursionstag der Lößkommission der INQUA, deren Route von München über den Raum Augsburg nach Straubing und Regensburg sowie weiter über Würzburg in das Rhein-Main-Gebiet geführt hat. Die im Rhein-Main-Gebiet insbesondere durch die Herren Semmel und Bibus gezeigten, sehr gründlich untersuchten und durch deren Frankfurter Mitarbeiter mit erheblichem manuellen Aufwand mustergültig zugängig gemachten Löß-Profile berührten zwei Problemkreise. Einmal stand die Frage der Feingliederung der Würm- und der Rißeiszeit im Vordergrund. Zum anderen wurde anhand des durch 9 ausgeprägte Paläoböden gegliederten Profils von Bad Soden eine weit in das Quartär zurückreichende Sequenz vorgestellt. Dabei zeigte sich, daß die stratigraphischen Aussagemöglichkeiten dann recht unsicher werden, wenn die Profilbasis nicht mehr eindeutig datiert zu werden vermag und wenn im Löß selbst keine eindeutigen Bezugsmarken vorhanden sind. So liefern auch paläomagnetische Meßreihen in Bad Soden vorerst keine befriedigenden Kriterien zur Einordnung und eine gelegentlich vorhandene Tuffschmitze hilft solange nicht weiter, als eine tephrochronoloigsche Skala für den weiteren Raum noch am Anfang ihrer Entwicklung steht.

Die Untergliederung der Riß- bis Würm-Folge, an Profilen bei Ostheim und Wiesbaden vorgeführt, geht auf besondere Wertung schwach ausgeprägter Böden und auf Einschaltungen vulkanischer Tuffe zurück:

Würm:	Riß:
Erbenheimer Naßböden mit Eltviller Tuff und Rambacher Tuff	Krifteler Tuff
Lohner bzw. Hainerberger Boden (Wiesbadener Interstadial)	Bruchköbeler Naßböden
Gräselberger Boden	Ostheimer Zone
Nieder-Eschbacher Zone	Weilbacher Humuszonen
Mosbacher Humuszonen	
Erbacher bzw. Homburger Boden (R/W-I)	

Eine solche detaillierte Untergliederung ist sicherlich nicht allein Ergebnis besonderer Gunst des Raumes, sondern auch des Fleißes und der Beobachtungsgabe seiner Bearbeiter. Ob es dabei allerdings notwendig war, das Ortsregister dieses Gebietes in ebenso gründlicher Weise für die Namengebung auszubeuten, sei dahingestellt.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Karl Brunnacker, Geologisches Institut der Universität Köln, Abt. Eiszeitforschung, 5 Köln 1, Zülpicher Straße 49.

DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion zur Stratigraphie des fluvialen Pleistozäns im Untermain-Gebiet.

(Exkursion B, 23. September; Führung: Andres, v. d. Brelie, Brüning, Igel, Semmel.)

Von Wolfgang Andres, Mainz

Exkursionsroute: Hofheim — Langenhain — Diedenbergen — Weilbach — Wiesbaden — Kelsterbach — Raunheim — Rüsselsheim — Flörsheim — Eddersheim — Okriftel — Hattersheim — Hofheim.

Top. Karten 1 : 25 000: 5816 Königstein, 5817 Frankfurt M.-West, 5915 Wiesbaden, 5916 Hochheim a. M., 5917 Kelsterbach.

Im Rahmen dieser Exkursion wurde die Gliederung der quartären fluviatilen Ablagerungen des Maines und seiner nördlichen Zuflüsse aus dem Taunus in einem NNE—SSW verlaufenden Querprofil von den Taunusrandhöhen bis in das Gebiet südwestlich von Frankfurt am Main demonstriert. Die bis in das Quartär andauernden Hebungen am Taunusrand im Bereich des Eppsteiner Horstes und die in Richtung auf den Oberrheintalgraben zunehmende Absenkungstendenz, bewirken in diesem Gebiet eine sehr verschiedene Höhenlage gleichalter Schotterakkumulationen, so daß eine Stratifizierung der fluvialen Ablagerungen vor allem auf sedimentologischer, petrographischer und paläobotanischer Grundlage (Semmel 1969, 1972a, 1972b, siehe Rhein-Mainische Forschungen **78**, 1974) erfolgen mußte. Außerdem wurde der durch seinen Fundreichtum an fossilen Säugetieren bekannt gewordene Steinbruch der Firma Dyckerhoff in Wiesbaden in das Exkursionsprogramm einbezogen. An den hier, im Verzahnungsbereich der Sedimentation von Rhein und Main, entstandenen Mosbacher Sanden, sollten neue Erkenntnisse zur Altersstellung dieses Komplexes und zur Frage der Zeugen kaltzeitlicher bzw. warmzeitlicher Klimaverhältnisse im Zeitraum der Ablagerung erörtert werden.

1. Haltepunkt: Das Profil begann bei einer Ausschachtung auf einer deutlichen Verebnung bei ca. 300 m über NN südlich der Gemeinde Langenhain im Taunus. Die Taunusrandverebnungen in dieser Höhenlage sind in das Jungtertiär zu stellen. Das anstehende Gestein (Rotliegendes) ist an dieser Stelle intensiv zu einem gelblich-roten tonigen Lehm verwittert. Auf der Verebnung finden sich einzelne Quarzgerölle und Schieferbröckchen aus dem anstehenden Gestein. Die jungtertiären Verebnungsniveaus sind deutlich an das heutige Gewässernetz gebunden und lassen sich entlang der Bachsysteme in den Taunus hinein verfolgen.

2. Haltepunkt: Den Übergang zum ältesten Pleistozän brachte eine Ausschachtung nördlich Diedenbergen bei etwa 200 m über NN. Ein rostroter Schotterkörper, dessen Komponenten nur aus Taunusmaterial bestehen, zeigt hinsichtlich Sortierung und Zusammensetzung bereits deutliche Übereinstimmung mit den jüngeren, periglazial-fluviatilen Ablagerungen dieses Raumes. Insbesondere grobe Quarze und Hermeskeilsandsteine fallen auf. Auch Schieferbrocken, die in den tertiären Ablagerungen völlig fehlen, sind vorhanden. Das Schwermineralspektrum dieser Schotter weist gegenüber den tertiären Kiesen u. a. auch Epidot aus. Die hier vorliegenden Schotter werden dem ältesten Pleistozän zugeordnet (t 1 nach Semmel). Sie gehen südöstlich Diedenberg in die entsprechend alten Mainkiese über, die allerdings teilweise wesentlich tiefer liegen (siehe unten).

3. Haltepunkt: Asphaltwerk nördlich Weilbach. Hier sind in einer Kiesgrube zwei gleichalte Schotterkörper verschiedener Fazies und ein jüngerer Kies zu sehen. An der Basis liegen rötlich-braune Schotter, die nur Taunusmaterial führen und durch eine schlechte Sortierung gekennzeichnet sind. Sie werden teilweise von einem grauen Mainkies überlagert, der besser sortiert ist und an anderer Stelle durch die Verzahnung mit den Taunusschottern seine Gleichaltrigkeit mit diesen zu erkennen gibt. Beide Schotterkörper gehören der t 1-Terrasse an. Dieser Komplex wird von jüngeren Mainkiesen (t 2) überlagert, was auf eine anhaltende Absenkung dieses Raumes im Altquartär hinweist. Die Trennung beider Schottergenerationen kann am Rande des Eppsteiner Horstes, nur wenige Kilometer vom Standort entfernt, eindeutig durchgeführt werden. Hier greift allein der t 2-Schotter auf Cyrenenmergel über. Er liegt dort gegenüber den älteren t 1-Kiesen und den gleichaltrigen t 2-Schottern der Senkungszone deutlich höher.

4. Haltepunkt: Kiesgrube J. Müller am Wasserwerk Hattersheim. Über hellgelben, tonigen pliozänen Sanden und dunkleren sandigen Ablagerungen von ungeklärter Altersstellung ist der mächtige Komplex der t 1-Terrasse aufgeschlossen. Er ist durch die schlechte Sortierung, durch große Buntsandsteindriftblöcke und das Führen von Frankenwald-Lyditen deutlich gegen das Liegende abgesetzt. Schwermineraluntersuchungen ergaben zudem signifikante Unterschiede zu den tertiären Sanden. Tonige Einlagerungen in der t 1-Terrasse werden aufgrund ihrer Pollenführung der Tegelen- bzw. Waal-Warmzeit zugeordnet. Der t 1-Komplex wird von der t 4-Terrasse überlagert. Farbe, Zusammensetzung und Schwermineralspektrum heben sich deutlich von den t 1-Schottern ab. Mehrgliedrige Lößdeckschichten, deren Aufbau am fünften Haltepunkt näher erläutert wird, schließen das Profil nach oben ab.

5. Haltepunkt: Kiesgrube am Autoschrottplatz Weilbach. An der Basis liegt hier der t 1-Schotter, überlagert und gekappt von t 4-Kiesen. Über der jüngeren Terrasse sind in den Löß-Deckschichten von oben nach unten zwei fossile Parabraunerden und zwei Humuszonen (Weilbacher Humuszonen = Altriß?) oberhalb des älteren fossilen Bodens erhalten. Die beiden Bt-Horizonte sind von Kalkanreicherungszonen an ihrer Basis begleitet. Unterhalb folgt älterer Löß und eine Wechsellagerungsfolge von schluffigem und sandigem Material, die kryoturbat gestört ist. In diesem Bereich tritt ein Basalttuffbändchen auf, das in entsprechender Position auch im Verlauf der Exkursionen A und C (Bad Soden, Grube westlich Ostheim und Tagebau Heuchelheim) im Löß oder lößartigen Sediment zu sehen war und das von Bibus (1974) als „Heuchelheimer Palagonittuff" bezeichnet wird. Die t 4-Terrasse wird also von einer Sedimentdecke überlagert, in der mindestens zwei fossile Bt-Horizonte und drei eigenständige Lösse auftreten.

6. Haltepunkt: Dyckerhoff-Steinbruch/Wiesbaden. Da die Exkursion hier bereits mit beträchtlicher Verspätung eintraf und die Grube sehr weitläufig ist, war es nicht möglich, allen Teilnehmern die acht präparierten Einzelprofile vorzuführen. Als wichtigste Punkte aus dem Mosbacher Komplex seien genannt:

a) Das Gesamtprofil mit dem Unteren Mosbach (grobe und sandige Fazies) an der Basis und dem Oberen Mosbach (graues Mosbach) mit den Fundschichten, die jeweils als mehr oder weniger mächtige Kieslagen in den grauen Sanden auftreten. Der Gesamtkomplex gehört zur t 1-Terrasse (nach Semmel), wenn auch wohl deren ältester Bereich hier nicht mehr vertreten ist. Zwischen dem Unteren und dem Oberen Mosbach tritt teilweise ein schluffiges Sediment auf, das Reste eines fossilen Gley-Bodens trägt. In diesem Feinsediment wurde mit einiger Wahrscheinlichkeit die Magnetfeldumkehr (Matuyama/Brunhes) festgestellt (Kočı, Schirmer & Brunnacker 1973).

b) Als Kaltzeitzeugen aus den Mosbacher Sanden waren Driftblöcke, synsedimentäre Eiskeile, Schluffgeröllagen und elektronenmikroskopisch ausgewertete Mikromuster von Quarzkornoberflächen zu sehen. Die Klimaschwankungen innerhalb der Sedimentationszeit des Schichtpaketes waren durch eine Folge von verschiedenen Molluskenformen dargestellt.

c) Der sehr heterogene Gesamtkomplex kann altersmäßig noch nicht genau erfaßt werden. Im basalen Teil gehört die schluffige Lage mit der reversen Magnetisierung mit einiger Wahrscheinlichkeit in das Cromer-Interglazial. Der hangende Teil wird von der t 2- bzw. t 3-Terrasse (nach Semmel) überlagert. Über diesen Terrassen treten an anderen Stellen noch mindestens drei fossile Bt-Horizonte auf.

7. Haltepunkt: Nach dem Mittagessen, zu dem die Firma Dyckerhoff die Exkursionsteilnehmer freundlicherweise eingeladen hatte, wurde das am Vormittag begonnene Main-Terrassen-Profil mit dem Aufschluß der Kiesgrube Mitteldorf am Autobahndreieck Mönchhof fortgesetzt. Die Fahrt führte aus dem Bereich der Niederterrassen (t 7 und t 6) über einen leichten Anstieg auf die t 1-Terrasse (Kelsterbacher Terrasse), die hier noch von t 4-Schottern überlagert wird. Die Kiesgrube gewährt einen Einblick in die altquartäre Kelsterbacher-Terrasse. Zwei in die Schotter eingelagerte tonig-schluffige Lagen waren wegen des hohen Grund-

wasserstandes nicht zu sehen. Sie sind an dieser Stelle pollenfrei, werden aber, wegen der vergleichbaren Lage und Ausbildung zu pollenführenden Schichten nahegelegener Aufschlüsse und Bohrungen (vgl. hierzu auch Beitrag VON DER BRELIE in Rhein-Mainische Forschungen **78**), altpleistozänen Interglazialen (untere Lage vermutlich Waal) zugeordnet. Der Terrasse liegt eine Schluff-Lehm-Wechselfolge auf, in der modellhafte Taschen- und Tropfenböden ausgebildet sind. Darüber liegt eine Flugsanddecke, die im basalen Teil durch eine rostfarbene Bänderung ausgezeichnet ist (Bänderflugsand). Auf ihr ist eine Braunerde entwickelt, die an der Basis Laacher Bims führt. In der Diskussion wurde erörtert, ob die Bänderung der Sande im Zusammenhang mit der rezenten Bodenbildung gesehen werden muß oder auf eine präholozäne Pedogenese im Flugsand zurückzuführen ist.

8. Haltepunkt: Aufschluß in der Niederterrasse (t6-Terrasse) bei Eddersheim. Der Schotterkörper der würmzeitlichen t 6-Terrasse ist hier noch von einer Lößdecke überlagert, die im oberen Bereich eine stark sandige Komponente aufweist (vermutlich jungtundrenzeitliche Einwehung). Auf den Decksedimenten ist eine zweischichtige Parabraunerde ausgebildet. Seitlich geht der Löß in eine sandig-lehmige Wechsellagerung über, die als Hochflutlehm angesprochen werden kann. An dieser Stelle entwickelte sich eine angeregte Diskussion. In Anbetracht der Lößschichten zogen einige Exkursionsteilnehmer ein präwürmzeitliches Alter dieser Terrasse in Erwägung. Es konnte jedoch durchaus glaubhaft gemacht werden, daß es sich um eine würmzeitliche Schotterablagerung mit einer jungwürmzeitlichen Lößüberdeckung handelt. Dies ergibt sich aus der morphologischen Gesamtsituation und aus der Verzahnung der Lößdecke mit jungwürmzeitlichem Hochflutlehm (siehe aus 9. Haltepunkt). Außerdem wurde in den t 6-Schottern ein Molar von *Mammonteus primigenius* geborgen. Die progressive Entwicklungsform dieses Exemplars macht eine posteemzeitliche Einstufung wahrscheinlich. Schließlich wurde ergänzend dargelegt, daß an anderen Stellen auch ein Übergreifen der t 6-Schotter über älteren Würmlöß festgestellt werden konnte.

9. Haltepunkt: Ausschachtung auf der Niederterrasse t6 bei Hattersheim. In Ergänzung zu Punkt 8 konnte an dieser Stelle die Hochflutlehmdecke in Augenschein genommen werden, der kompakte Lagen von allerödzeitlichem Laacher Bimstuff eingeschaltet sind.

Von hier aus erfolgte die Rückfahrt zum nahegelegenen Hofheim.

Anschrift des Verf.: Dr. Wolfgang Andres, Geographisches Institut der Universität, 65 Mainz, Saarstraße 21.

DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion in die Wetterau und nach Dreihausen am Vogelsberg-Nordrand.

(Exkursion C, 24. September; Führung: BIBUS, BOENIGK, BRUNNACKER, KRÜGER, SABELBERG, SCHÖNHALS.)

Von REINHOLD HUCKRIEDE, Marburg

Der Tageslauf war gefüllt mit großartigen Dingen. Es ging um die älteren Zeitabschnitte des Quartärs, um die geologische Datierung der urtümlichen oder urtümlich erscheinenden altpaläolithischen Wetterauer Geröllgeräte, die bodenstratigraphische Feingliederung des „Riß", um Spätglazial- und Holozän-Probleme und um ein aufregendes Profil, das im stratigraphischen Umfang und in der Zahl fossiler Böden mit dem berühmten Profil des Roten Berges bei Brünn zu konkurrieren scheint.

Leider war aber an diesem Tag die Zeit für manchen Aufschluß so knapp bemessen, daß man bedauerte, welche Mühe und Arbeit sich die Führer und ihre Helfer mit riesigen Schürfen, bequemen Zugangswegen (ja Zufahrtsstraßen!) und Beschilderung für eine so kurze Besichtigung gemacht hatten, wie wenig Gelegenheit blieb, das Dargebotene richtig anzusehen und zu diskutieren. Wenn man von solchen quartärkundlichen Kostbarkeiten weggetrieben, aus wichtigen Gesprächen gerissen wird, nur weil in irgend einem Gasthaus langweiliges Essen, Trinken und Bezahlen warten, dann möchte man am liebsten die bekannten Exkursionsworte eines berühmten Geologen aussprechen: „Wer dem Bauche dienet . . ." „Rucksackverpflegung!" ist der Vorschlag für ähnlich vollgepackte zukünftige Exkursionstage.

Horloff-Graben

Zur Einführung in die Schichtenfolge der beiden großen Tagebau-Aufschlüsse im Horloff Graben (Heuchelheim und Wohnbach-Bellersheim) gibt es kurze Beschreibungen und Profil-Aufnahmen in den Rhein-Mainischen Forschungen **78**: 174—181, 211—212; 1974 und bei BOENIGK, v. d. BRELIE et al. in Newsl. Stratigr. **3**: 237; 1974. Außerdem wird dazu bald eine Arbeit von BOENIGK, SCHIRMER et al. in den Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. erscheinen.

Die großen Braunkohlengruben bieten mit ihren hohen Anschnittwänden Profile, die zu den wichtigsten Oberpliozän-Quartär-Folgen Deutschlands gehören. Hier wäre schon seit vielen Jahren ein Feld gewesen, in dem die verschiedensten Forschungsrichtungen und Forschergruppen hätten ein Beispiel kollegialer Zusammenarbeit geben können und müssen. Leider hat es diesen idealen Zustand nicht gegeben, und gewiß sind durch kleinliche Denkungsart oder Mißverständnisse der Wissenschaft unwiederbringliche Befunde verlorengegangen, denn die Schichtenfolgen sind recht wechselhaft und der Abbau geht schnell voran. Um so erfreulicher ist es, zu sehen, mit welchem Elan Herr Bibus und die Kölner Quartär-Gruppe sich jetzt hier an die Arbeit gemacht haben, daß hier eine neue Erforschungsepoche begonnen hat.

Zum Hauptflöz und dem Liegenden: Früher hat man wohl allgemein als starke Diskrepanz empfunden, daß die unter dem Brunssumium-Hauptflöz des Horloff-Grabens gefundene Säuger-Fauna als am ehesten mit der Fauna von Etouaires und La Vialette vergleichbar schien (TOBIEN, Z. deutsch. geol. Ges. **104**: 191; 1952). Seit einigen Jahren wird sie aber von TOBIEN (Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol. **8**; 1970) dem Csarnotium zugeordnet.

Zum Altquartär bis Cromer-Bereich: In den Hangendschichten über dem Hauptflöz, die einschließlich der wegen ihrer Molluskenreste von altersher berühmten „Sideritone" ins Quartär gehören sollen, konnten Kalt- und Warmzeiten erkannt werden, die mit dem Praetiglium beginnen und bis zum Cromer-Komplex hinaufreichen sollen. Im Tagebau Heuchelheim sollen in den mit Kohlenflözchen verbundenen „Vivianitschluffen" Lößmollusken *(Columella)* gefunden sein. Es wäre der älteste nachgewiesene Löß des Gebietes. Muddetone darüber sollen Pollen vom Tegelen-Typ geliefert haben. Man ist auf die Publikation der Ergebnisse sehr gespannt.

Ein altquartärer Pseudogley mit pisolithischer Eisenkruste war Anlaß eingehender Erörterungen. Wie versucht wäre wohl der eine oder andere Kollege, hier anders zu deuten, wenn man eine solche Bildung im Tertiär vermeint!

Die derzeit nicht mehr angeschnittenen fossilreichen Seetone und -schluffe im Tagebau Wohnbach-Bellersheim, die im höheren Niveau eine — nach Aussage der Fachleute — progressive Form des *Archidiskodon meridionalis* geliefert haben, werden Berstadter Interglazial genannt und zeitgleich mit dem Interglazial II des Cromerium-Komplex der niederländischen Gliederung vermutet. Warum aber wegen des einen Fundes im gezeichneten Profil gleich eine ganze Folge von lakustrischen Schichten „Elefantenlager" genannt wird, bleibt unverständlich.

Lösse und vulkanische Tuffe: Die bei den Geologen früher als „Feucht-Lösse" und „anormal" verschrieenen Lösse und die teilweise schon lange beobachteten aber nie richtig gewürdigten Tuff- und Tuffit-Einschaltungen des Profils haben in Herrn Bibus einen Bearbeiter gefunden, den man für die feinen Ergebnisse beglückwünschen muß. An dieser Stelle sei auch auf einen Tuff hingewiesen, der im pliozänen Hauptflöz liegt.

Spätglazial und Holozän: Hierzu wurde im Tagebau Heuchelheim ein interessantes Profil geboten. Eine humose limnische Schicht, durch Rössener Scherben gut datiert und erstaunlich reich an *Planorbis, Segmentina, Anisus, Bathyomphalus, Galba, Valvata, Vertigo*-Arten usw. scheint für die Erhellung der Geschichte der Wetterauer Landmollusken nicht uninteressant zu sein; nennen möchte ich *Chondrula tridens*.

Münzenberg

Der späte Vormittag galt den Datierungsproblemen der Münzenberger Geröllgeräte (siehe die Ausführungen von KRÜGER S. 139—151, 156—160, 208 und BIBUS S. 181—184, 213 in Rhein-Mainische Forschungen **78**; 1974). Schürfe und Profilschnitte gaben Kunde von dem Schwung, mit dem man sich bemüht, die leidliche Frage nach dem Alter der Kultur (wenn es überhaupt eine einheitliche ist?) zu klären, und dabei ist auch für die Löß-Forschung mancherlei angefallen, z. B. die erneute Bestätigung der an anderen Stellen erarbeiteten Feingliederung des „Riß". Ist man aber wirklich mit der Datierung der „pebble-tools" viel weiter gekommen, als man vor 15 Jahren war? Weder gibt es quartäre Schichten, welche die gerätführenden Steinanreicherungen unterlagern, noch sind die Fundlagen Schichten, die aus sich heraus zu datieren wären. Nur mit Überlagerungen sind Mindestalterswerte zu ermitteln, die selbstverständlich nicht dem genauen Alter nahekommen brauchen. Die „Bestimmung der unteren Altersgrenze" durch die Ermittlung des Alters der „jüngsten geomorphologischen Form", auf denen die Geröllgeräte liegen, krankt daran, daß keine moderne geologische Kartierung vorliegt, die das jugendliche Störungssystem nach Lage, Verstellungen und Alter aufgeklärt hat, daß man auch noch nicht das junge Störungssystem im Bereich des benachbarten Horloff-Grabens erarbeitet hat, von dem die Exkursionsteilnehmer in der Braunkohlengrube Wohnbach-Bellersheim eine Kostprobe haben sehen können. Von quartärer Tektonik war überhaupt bei der Führung keine Rede — und das in einem Gebiet, das in gerader Fortsetzung des Oberrheintal-Grabens bzw. Gersprenz-Grabens liegt! (wie man ja auch bei der Übersicht des bundesdeutschen Quartärs in Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 1973 den

Eindruck hat, junge Tektonik interessiere die deutschen Quartärforscher nicht). Der Berichterstatter hat vor Jahren (N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. **111**: 252—252; 1960) auf die schon von SCHOTTLER (1921) erkannte Ablenkung der Horloff durch tektonisches Geschehen im Horloff-Graben und die fossile Talscharte von Ellerngewann bei Bettenhausen als mögliche morphologische Datierungshilfen hingewiesen. Man schwieg aber darüber.

Besser steht es mit der Bestimmung der oberen Altersgrenze der Geröllgeräte mittels Überlagerung durch Löß-Profile. BIBUS meint, man käme mit einer Artefakt-führenden Lage mindestens in die Rißkaltzeit, was kaum ein Unterschied ist zu dem, was 1960 zu schreiben gewagt wurde. Was die „Schotterhorizonte" bei KRÜGER oder „Terrassenkörper" bzw. „umgelagerten Restschotter eines einstmals sicherlich mächtigeren Schotterkörpers" bei BIBUS anbelangt, noch einige warnende Worte: Diese Formulierungen erwecken Vorstellungen von quartären fluviatilen Sedimenten und lassen die Deutungen (man schreibt sogar von „Mindel I" und „Mindel II" und „präriß-zeitlicher Industrie auf mindelzeitlicher Schotterbasis"!) gesicherter erscheinen, als sie wirklich sind. Der Geologe sieht zum Beispiel jedoch im „Schotterkörper" des vorgeführten Schurfes in Münzenberg lehmig-steinige Fließerden, deren unsortierte Komponenten ab Grand-Größe nur aus Material besteht, das bei Münzenberg einheimisch ist. Vorherrschend sind ungerollte Schiefer-Stücke und Feinsandsteine des bislang auf keiner geologischen Karte eingetragenen Münzenberger Paläozoikums, Brauneisen-verkittete Feinkonglomerate, Sandsteine und Schluffsteine des „Aquitan" und kantige Quarz-Bruchstücke. Dazu kommen gerundete Gerölle, die den an Ort und Stelle anstehenden Tertiär-Konglomeraten entstammen: Quarze, paläozoische Quarzite und — besonders auffallend — die überaus glatten Rundgerölle tiefordovicischer Quarzite, die ihre extreme Rundung gut schon in der Brandung des unterkarbonischen Meeres an der Mitteldeutschen Schwelle erhalten haben können, wie ähnliche Funde in hessischen Grauwacken andeuten. Alles sind Gesteine, die der quartäre Vogelsberg-Fluß auf seinem Weg bis Münzenberg nicht hat aufnehmen können! Basalt in rundgewitterten Stücken und auch Minerale, die bei seiner Verwitterung frei wurden, wie auch etwas „Basalteisenstein" sind selbstverständlich vorhanden, weil Basalt ja in nächster Nähe ansteht. Flußschotter der Wetter oder einer Ur-Horloff sähen anders aus. Auf ihrem Weg durch das Basalt-Gebiet hätten die Wässer vor allem Bauxite in Hülle und Fülle aufnehmen müssen, und selbstverständlich wäre der Anteil an Basalt und seinen Verwitterungsprodukten viel höher.

Bemerkenswert ist, daß KRÜGER bei seinen Alterserwägungen auch den Komplex der „Heidelberger Typen" heranzieht, über den in Oberhessen sicherlich noch vielerlei zu sagen sein wird.

Weichsel-Löß und Spätglazial bei Rockenberg

Das von Prof. Schönhals vorgeführte inhaltsreiche Profil, das lebhaft diskutiert wurde, ist behandelt worden in Mitt. deutsch. bodenkundl. Ges. **17**; 1973; ein Profil findet sich in Rhein-Mainische Forschungen **78**: 214.

Dreihausen

Während die bei der Exkursion A gezeigten großen Lößprofile mit ihren zahlreichen fossilen Bodenresten in mehr wärmergetönten und trockeneren Gebieten, also im „richtigen" Löß-Areal liegen, führte die Exkursion nun in einen anderen Landschafts- und Klima-Typ, an den Nordrand des Vogelsberg-Basaltikums, wo Hangabspülung und Solifluktion, ja grobe steinige Fließerden im Quartär eine große Rolle spielen. Hier nun ein mächtiges Profil mit 13 erhaltenen fossilen Bodenkomplexen in einer ehemaligen Hohlform des obermiozänen Basalts zu finden, ist wirklich sehr erstaunlich. Es sind z. T. Bodenreste, denen autochthone Merkmale fehlen, die von Solifluktionsdecken und schließlich von bodenmaterialfreien, z. T. auch abgespültem, meist lößbürtigem Material bedeckt sind, wobei ein Teil der Deckschichten humos ist. Andere Bodenkomplexe zeigen auch das vertraute Bild autochthoner B_t-Reste, von Parabraunerde-Dynamik erfaßte solifluidal verlagerte Lagen, eine spätere Pseudovergleyung sowie Überlagerung durch humose Partien und lößbürtigen Sedimenten. Im Fuß der Folge kommen auch umgelagerte Tertiär-Sedimente vor.

Wie weit die Erforschung des leider fast kalkfreien und somit fossilleeren Profils gediehen ist, zeigen die Ausführungen von SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG in Rhein-Mainische Forschungen **78**: 104—112, 205—206. Weitere Detailuntersuchungen, z. B. paläomagnetische und bodengenetische Arbeiten sind geplant. Die zuständigen Behörden haben zugesagt, die Hohlraumfüllung vor dem Abbau zu bewahren, sogar unter Naturschutz zu stellen. Es sei an dieser Stelle nicht verschwiegen, daß erfahrene Kollegen die vorgetragenen Deutungen nicht teilten und die Ansicht geäußert haben, sie hielten das Profil insgesamt für umgelagertes Material, das allein in der letzten, vielleicht auch in der vorletzten Kaltzeit könnte eingefüllt worden sein.

Den Ausklang fand die Exkursion mit einem gemütlichen Beisammensein im Kantinenraum des den Erdwissenschaftlern sehr gewogenen Basalt-Werkes Nickel. Familie Schönhals hatte hierzu

eingeladen. Prof. Schönhals fand herzliche Worte; auch der neue 1. Vorsitzende Dr. Niedermayer ergriff das Wort. Er nannte die Pläne für die Exkursionen 1976 in Norddeutschland, die so ansprechend sind, daß man allen Grund hat, sich schon sehr darauf zu freuen.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Reinhold Huckriede, Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität, 355 Marburg/Lahn, Lahnberge.

DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion zur Schuttdecken-Gliederung im Taunus und auf dem Rheinhessischen Plateau.

(Exkursion D, 24. September; Führung: A. Semmel (Taunus) und W. Th. Stöhr (Rheinhessisches Plateau).

Von Heinz Späth, Köln

Fahrtroute: Hofheim a. Ts. — Schwarzbachtal — Eppstein — Autobahn — Ehrenbach — Taunusstein — Hohe Wurzel — Schlangenbad — Finthen Mainz — Ober-Olmer Wald — Autobahn — Hofheim a. Ts.

Karten: Blätter der TK 25: 5916 Hochheim a. Main, 5814 Bad Schwalbach, 5815 Wehen, 6015 Mainz.

Die Exkursion führte zu folgenden Aufschlüssen:

1. Schurf an der Wegeböschung oberhalb des Vogelparkes im Schwarzbachtal NW Hofheim a. Ts. (H 5550860, R 3453040), 165 m ü. NN, Hangneigung: ca. 13° E.

In Schutzlage einer Delle zeigt sich folgendes Profil: 40 cm heller, graubrauner Deckschutt mit reichlich Gesteinsbrocken (vorwiegend Quarzit). Das Feinmaterial ist schluffreich. Insgesamt zeigt der Deckschutt den Charakter eines A_1-Horizontes, jedoch spricht allein schon die Mächtigkeit gegen die Annahme eines solchen Horizontes im bodengenetischen Sinne. Unter dem Deckschutt folgt bis 1 m mächtiger sog. Mittelschutt. Dieser weist höheren Tongehalt mit Schluffdominanz auf und ist fast grobmaterialfrei. Es handelt sich um B_t-Material aus Löß. Der hier ca. 30 cm aufgeschlossene Basisschutt besteht aus pliozänem Hofheimer Kies mit kaolinitreichem Rotlehm. Der Kies setzt sich vorwiegend aus Quarz- und Quarzitgeröllen zusammen, die z. T. aus dem Rotliegenden stammen. Die Schwermineralanalyse ergab für den Basisschutt fast ausschließlich Zirkon. Dagegen findet sich im Deckschutt die typische Mineralgesellschaft des allerödzeitlichen Laacher Bimstuffes: braune Hornblende, Augit, Titanit u. a. (Diese Assoziation fehlt im Mittelschutt!) Damit ergibt sich für den Deckschutt ein postallerödzeitliches Alter. Er wird in die Jüngere Tundrenzeit gestellt. Seine allerorts gleichmäßige Mächtigkeit (meist 40 cm, max. 70 cm) dürfte der damaligen Auftautiefe entsprechen. Im Gegensatz zum Deckschutt kann für den Basischutt kein einheitliches Alter angegeben werden; jungpleistozänes Alter ist wahrscheinlich. Die Bildung des Mittelschuttes fällt mit Lößsedimentation zusammen. Stellenweise kann er als Jungwürm ausgewiesen werden.

Daß der Mittelschutt oft fehlt, zeigt eine ergänzende Begehung am gegenüberliegenden westlichen Hangfuß des Kapellenberges, wo der Deckschutt direkt dem Hofheimer Kies aufliegt.

2. Aufschluß südlich Ehrenbach bei Idstein (H 5562460, R 3444780), 405 m ü. NN, Hangneigung: ca. 15°.

In diesem Profil liegt der Deckschutt direkt auf dem anstehenden Hunsrückschiefer. Hier läßt sich das Hakenschlagen mustergültig beobachten. Der Gesteinsverband der seiger gestellten Tonschiefer ist im oberen Teil aufgelöst. Die Schieferplatten biegen allmählich hangabwärts um und regeln sich mit ihren Längsachsen parallel zum Gefälle ein. Der auch hier typisch ausgeprägte hellbraune, skelettreiche Deckschutt wird bis 50 cm mächtig. In den oberen 30 cm des lößlehmhaltigen Schuttes steigt der Schluffgehalt bis fast 50 % des Feinmaterials an. Dieses enthält wiederum die Mineralgesellschaft des Laacher Bimstuffes, was auf das postallerödzeitliche Alter des Deckschuttes hinweist.

Daß es sich tatsächlich um Deckschutt handelt, kann ca. 15 m hangabwärts belegt werden, wo der Deckschutt über lößlehmreicheren Mittelschutt und Basisschutt liegt. Im Vergleich zum anstehenden Schiefer sind im Deckschutt die Illite schlechter geordnet, was wohl auf holozäne Verwitterung hindeutet, deren Maß allerdings noch nicht bestimmt werden kann. Dies ist auch bei der bodenkundlichen Bezeichnung „saure Braunerden" (pH 3.8) zu beachten.

3. Aufschluß am Osthang der Hohen Wurzel bei Wiesbaden (H 5552650, R 3438860), 570 m ü. NN, Hangneigung: ca. 12° E.

In diesem Aufschluß liegen ca. 40 cm podsoliger Deckschutt über einer 50 cm mächtigen Lage von braungrauem Laacher Bimstuff. Beim Überwandern wurden aus dem Liegenden größere Mengen Bimstuff in den Deckschutt aufgenommen, so daß dieser in seinem unteren Teil feinerdereicher

ist und die Eigenschaften einer kräftig braungefärbten „Lockerbraunerde" zeigt. Lockerbraunerden sind in diesem Gebiet an den Bimstuff gebunden, wo er fehlt, herrschen podsolige Böden bzw. Podsole vor. Der Bimstuff ist steinfrei. Somit kann ein Durchwandern von Quarzitbrocken des Basisschuttes durch den Bims ausgeschlossen werden. Von allen besuchten Aufschlüssen kann hier am besten demonstriert werden, daß der Deckschutt jünger sein muß als der alleröd̈zeitliche Bimstuff. Eine etwa durch bronze- und eisenzeitliche Rodungstätigkeit des Menschen ausgelöste Bewegung des Deckschuttes konnte nicht bestätigt werden. Heute finden allenfalls in den obersten 5 bis max. 10 cm des Deckschuttes noch geringfügige Verlagerungen statt.

Ein ca. 150 m hangabwärts gelegener Schurf zeigt die steinfreie Lockerbraunerde über basalem Quarzitschutt. Der Deckschutt fehlt hier, seine Untergrenze liegt ca. 100 m oberhalb. Somit kann hier die Wanderungsrate des Deckschuttes in der Jüngeren Tundrenzeit bestimmt werden.

4. Sandgrube Walter östlich Finthen bei Mainz (H 5539160, R 3441540), 190 m ü. NN.

Dieser erhaltenswerte Aufschluß schneidet eine Düne an, die aus kalkhaltigem, grauen Flugsand aufgebaut ist. Der auffälligste Horizont des Profils ist ein ca. 30 cm mächtiger pantherfleckiger B_t-Horizont (Holozän), der ca. 20° einfällt und eine alte Oberfläche der Düne nachzeichnet. Über diesem Horizont liegt — ebenfalls in Schräglage — historischer Boden (mehrphasig). Unter dem B_t-Horizont folgen ca. 40 cm kalkhaltiger, hellgraubrauner Flugsand, darunter liegt der dunkelgraue Laacher Bimstuff. Bemerkenswert ist das Vorkommen von zahlreichen Osteokollen im kalkhaltigen Flugsand.

5. Grabung im Ober-Olmer Wald westlich Mainz (H 5535690, R 3441290), 223 m ü. NN, Hangneigung: ca. 1°.

Diese Grabung liegt auf der Altfläche des Nordrheinhessischen Plateaus und schließt ein ca. 2,50 m mächtiges Profil auf. Die obersten 40 cm bestehen aus sand- und schluffreichem pleistozänen Decksediment, auf dem ein Pseudogley ausgebildet ist. Darunter folgen ca. 150 cm Sande und Kiese eines pliozänen Rheinlaufes. In diesen Terrassensedimenten ist ein Latosol entwickelt. Seine Färbung reicht von hellgraufleckig in den gebleichten Partien über gelb und rostrot bis zu karminroten tonreichen Bändern. Unten sind miozäne Corbicula-Schichten aufgeschlossen. Sie bestehen aus blaugrauen bis grünen Mergeltonen, die im oberen Teil zu einer olivbraunen Terra fusca verwittert sind. Diese ist — wahrscheinlich kryoturbat — in die hangenden Terrassensedimente eingewürgt worden.

Während Bimstuff-Minerale nur im Decksediment vorkommen, findet sich von den Tonmineralien Kaolinit im gesamten Profil. Allerdings nimmt diese Komponente im Latosol sehr stark zu. Da außerdem noch Gibbsit darin vorkommt, läßt sich auf ein präpleistozänes Alter dieses Bodens schließen. In der Terra fusca tritt neben Kaolinit besonders viel Illit auf, der wohl teilweise aus den liegenden Mergeln stammt.

Nicht sicher zu entscheiden ist hier die Frage, ob es sich bei dem Latosol um ein Anfangsstadium oder lediglich um den erhaltenen unteren Profilteil (Fleckenzone?) eines ehemals vollständigen Latosolprofils handelt. Nimmt man letzteres an, so wäre eine Abtragung des Oberteils bei den gegebenen Gefällsverhältnissen (fast eben!) schwierig vorstellbar.

Literatur

Agsten, K. & Stöhr, W. Th.: Geologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz, 2. Mitt. — Mainzer naturwiss. Archiv **11**, 239—256, Mainz 1972.

Schönhals, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 5—17, Öhringen 1957.

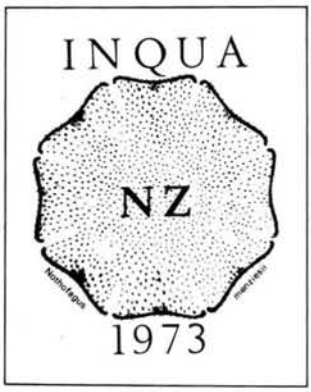
Semmel, A.: Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **92**, 275—285, Wiesbaden 1964.

— : Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter Geographische Hefte **45**, Frankfurt a. Main 1968.

Stöhr, W. Th.: Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lokkerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **91**, 318—337, Wiesbaden 1963.

Anschrift des Verf.: Dr. Heinz Späth, Geographisches Institut der Universität, 5 Köln 41, Albertus-Magnus-Platz.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 223-267	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974



Der IX. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dezember 1973

Von Ernst Schönhals, Gießen
mit Beiträgen von Karl Albert Habbe, Erlangen, Klaus Heine, Bonn, Herbert Liedtke, Bochum und Klaus-Dieter Meyer, Hannover

Mit 14 Abbildungen, 3 Tafeln und 2 Tabellen

Einleitung

Die Einladung Neuseelands war in der Generalversammlung des VIII. Kongresses der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) 1969 in Paris angenommen worden. Der Kongreß fand aus klimatischen Gründen vom 2.—10. Dezember 1973 in Christchurch (Canterbury) statt und wurde in großzügiger Weise von der Royal Society of New Zealand, der Regierung Neuseelands, dem Department of Scientific and Industrial Research (D.S.I.R., Geological Survey, N.Z. Soil Bureau, Botany Division) und den 6 Universitäten Neuseelands gefördert. Die Kongreßteilnehmer danken den genannten Institutionen für die gewährte finanzielle und personelle Unterstützung, ohne die der Kongreß nicht möglich gewesen wäre.

Dank und Anerkennung gebührt auch dem Organisationskomitee, insbesondere dem Vorsitzenden Mr. M. Gage, Professor der Geologie an der Universität von Canterbury und dem Generalsekretär Miss Jane M. Soons, Professor für Geographie an der Universität von Canterbury.

1. Der Kongreß

Als Vorlage für das Kongreß-Emblem diente der Pollen der Silberbuche *(Nothofagus menziesii)*. Die Silberbuche ist im gesamten Quartär Neuseelands nachgewiesen. Reste reiner Bestände kommen auf der Südinsel vor, und zwar am Westrand und in der Umgebung von Dunedin. Mischbestände mit *Nothofagus fusca* haben im Norden und Süden der Südinsel sowie auf der Nordinsel größere Verbreitung.

1.1. Eröffnung des Kongresses

Die feierliche Eröffnung des Kongresses fand am Montag, den 3. 12. 1973 im James Hay-Theater statt. Nach der Begrüßung durch den Vorsitzenden des Organisationskomitees, Prof. M. Gage, wurden die Kongreßteilnehmer von den Repräsentanten der Royal Society of New Zealand, der Universität von Canterbury und der Stadt Christchurch willkommen geheißen. Dann folgten zwei wissenschaftliche Vorträge. Dr. C. A. Fleming, New Zealand Geological Survey, sprach über das Thema „The Quaternary Record of New Zealand and Australia" und Prof. J. D. McCraw,

University of Waikato, New Zealand, über das Thema „Quaternary Airfall Deposits in New Zealand". Die Ausführungen der beiden Referenten und die ausgezeichneten Farbdias vermittelten einen guten Überblick über die quartären Bildungen und ließen die großen Fortschritte der Quartärforschung in den behandelten Gebieten erkennen.

Die wissenschaftliche Arbeit des Kongresses begann am Nachmittag mit einer Ansprache des Präsidenten der INQUA, Prof. G. F. Mitchell, Trinity College, Dublin, Ireland, anläßlich des Symposiums „Early Man and Natural Environments".

1.2. Teilnehmer

Die weite Reise nach Neuseeland und die damit verbundenen hohen Kosten haben sicherlich viele Quartärforscher veranlaßt, dem Kongreß fernzubleiben. Nach dem offiziellen Kongreß-Bericht [1]) waren 44 Staaten mit 574 Wissenschaftlern gemeldet, allerdings waren nur 512 anwesend. Das sind etwa halb so viel wie bei den Kongressen in Boulder-Denver (1965) und in Paris (1969). Die kleinere Teilnehmerzahl brachte aber auch Vorteile mit sich, so z. B. besser überschaubare wissenschaftliche Sitzungen und Exkursionen mit Gelegenheit zu intensiver Diskussion und zur Herstellung persönlicher Kontakte.

Die stärkste Delegation stellte erwartungsgemäß Neuseeland (160 Mitglieder), gefolgt von den USA (84) und Australien (56). Japan war mit 31, Frankreich mit 29 und Kanada mit 20 Mitgliedern vertreten. Kleinere Delegationen hatten die UdSSR (9), Groß-Britannien (15) und die Bundesrepublik Deutschland (12) entsandt (Delegationsleiter: Dr. J. Niedermayer, Stellvertreter: Prof. Dr. E. Schönhals). Italien war mit 8, Südafrika mit 7, die Niederlande und Schweden mit je 6 vertreten; alle übrigen Länder hatten weniger als 4 Delegierte entsandt.

1.3. Kongreßunterlagen

Das Organisationskomitee hatte — wie für die übrigen Belange der Kongreßteilnehmer — auch auf diesem Sektor vorbildliche Arbeit geleistet. Dies war schon bei den Vorexkursionen festzustellen, denn jeder Teilnehmer erhielt einen stabilen Karton, in dem sich außer dem Exkursionsführer topographische, geologische und quartärgeologische Karten sowie Sonderdrucke befanden. Bebilderte Schriften, die zwar mehr für den Touristen bestimmt waren, gaben den Quartärforschern wichtige Aufschlüsse über die Natur Neuseelands, seine Bevölkerung und Wirtschaft. Besondere Erwähnung verdient die in einem umfangreichen Band vorgelegte Sammlung der Kurzfassungen der Vorträge; man konnte sich daher im voraus über den Inhalt der zahlreichen Vorträge informieren und eine Auswahl treffen.

Für jeden Quartärforscher, der zum ersten Mal nach Neuseeland kam, war das 63 Seiten umfassende und von G. D. Mansergh (New Zealand Geological Survey) herausgegebene Heft „The New Zealand Quaternary, an Introduction" wichtig; denn man konnte sich nicht nur über das Quartär und seine Gliederung, sondern auch über die Vegetation und ihre Entwicklung, die Tierwelt und die Vorgeschichte rasch informieren.

Das Glanzstück der Unterlagen bildete die Sonderausgabe des „New Zealand Journal of Geology and Geophysics", Volume 16, No. 3, September 1973; Editor: I. W. Mackenzie, Department of Scientific and Industrial Research (D.S.I.R.), Wellington. Der Band umfaßt 792 Seiten und enthält 33 Arbeiten von Botanikern, Geologen und Bodenkundlern; die Autoren gehören den Universitäten Neuseelands und dem D.S.I.R. an. In dem hervorragend ausgestatteten Band wird über die neuesten Ergebnisse der Quartärforschung berichtet. Die Publikationen zeugen von einer intensiven wissenschaftlichen Arbeit während der letzten Jahre.

Das gleiche trifft auch für das aus Anlaß des IX. INQUA-Kongresses herausgegebene Sonderheft des „New Zealand Journal of Botany", Volume 11, No. 2, June, 1973, zu. Das 135 Seiten umfassende Heft enthält 9 Arbeiten, die sich mit der Vegetationsgeschichte Neuseelands beschäftigen. Weitere Schriften, Karten usw. konnten im Kongreßgebäude käuflich erworben werden.

1.4. Wissenschaftliche Vortragsveranstaltungen

Dem interdisziplinären Charakter der Quartärforschung entsprechend wurden die wissenschaftlichen Ergebnisse in zahlreichen Vortragsveranstaltungen mitgeteilt (Wissenschaftliche Sitzungen und Symposien). Außerdem fanden meetings der Kommissionen, Subkommissionen und Arbeitsgruppen statt. Die Gesamtzahl der angemeldeten Referate betrug 276.

---

[1]) Official compte rendu of the IXth Congress, Christchurch December 1973, prepared by Frank Mitchell and Jane Soons.

Die Wissenschaftlichen Sitzungen beschäftigten sich mit den nachstehenden Sachgebieten:

Quartärgeologie und Geomorphologie (33 Referate)
Klima des Quartärs (9)
Vulkanismus des Quartärs (7)
Paläolimnologie (7)
Umweltfaktoren der Antarktis (5)
Karten und kartographische Aufnahme von quartären Bildungen (10)
Chronologie und Korrelation der quartären Ablagerungen (24)
Palynologie und Paläökologie (10)
Paläotemperaturen, Paläomagnetismus und Datierung mit Hilfe von Isotopen (11)
Paläopedologie (13)
Paläontologie und Paläökologie (10).

Symposien fanden zu folgenden Schwerpunkten statt:
Der Mensch der Vorzeit und seine Umwelt (39)
Abgrenzung des Pleistozäns (10)
Löß (12)
Tropische Vegetation während des Pleistozäns (7) - alle 4 Symposien gefördert von der UNESCO -
Tephrochronologie (14)
Küstenlinien während des Quartärs (12)
Quartäre Tiefsee-Ablagerungen (8)
Glazial-Chronologie im zirkum-pazifischen Raum (6)
Geschiebemergel (4).

Außerdem wurden zwei Sitzungen veranstaltet, bei denen die zu den beiden folgenden Themen eingereichten gedruckten Arbeiten diskutiert wurden:
Quartärgeologie und Geomorphologie (6)
Die Umwelt während des Quartärs und Chronologie (5).

Am Montagabend (3. 12. 1973) fand im James Hay-Theater unter dem Vorsitz des Präsidenten der INQUA, Prof. G. F. Mitchell, eine Plenarsitzung statt; es sprachen R. Jones, National University, Canberra, über das Thema „Man's role in the Quaternary environment of New Zealand and Australia" und T. A. Rafter, Institute of Nuclear Sciences D.S.I.R., Low Huff, über das Thema „Radiometric dating: Achievements and prospects in the Quaternary".

In einer Plenarsitzung am Dienstagabend folgten die Quartärforscher mit großer Aufmerksamkeit der mit Humor gewürzten und von Lichtbildern zur Geschichte der INQUA begleiteten Ansprache des Präsidenten Prof. Mitchell. Die Ausführungen werden mit freundlicher Zustimmung von Prof. Mitchell in diesem Band veröffentlicht.

Es sei noch erwähnt, daß die Royal Society of New Zealand mit Unterstützung der UNESCO einen Sonderband (bulletin 13) vorbereitet, in dem ungefähr 45 ausgewählte Vorträge veröffentlicht werden.

1.5. Kommissionen

Zunächst seien die Kommissionen, Subkommissionen, Arbeitsgruppen und Interkongreß-Komitees der INQUA für die Zeit von 1974—1977 angeführt.

Kommission 1:	Stratigraphie des Quartärs
Präsident:	V. Šibrava, Prag, ČSSR
Sekretär:	R. Paepe, Brüssel, Belgien
Subkommission 1a:	Grenze Pliozän—Pleistozän
Subkommission 1b:	Stratigraphie des Quartärs in Europa
Subkommission 1c:	Stratigraphie des Quartärs in Afrika
Subkommission 1d:	Stratigraphie des Quartärs in Nordamerika
Subkommission 1e:	Stratigraphie der quartären Tiefsee-Sedimente
Arbeitsgruppe 1f:	Kriterien für die Gliederung des Quartärs
Kommission 2:	Genese und Lithologie der quartären Sedimente
Präsident:	A. Dreimanis, London, Ontario, Kanada
Sekretär:	Ch. Match, Duluth, USA
Kommission 3:	Quartäre Küstenlinien
Präsident:	H. G. Richards, Philadelphia, USA
Sekretär:	D. J. Colquhoun, Columbia, USA
Subkommission 3a:	Küstenlinien Nordwest-Europas (einschließlich Frankreichs)

Subkommission 3b: Küstenlinien des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres (einschließlich Spanien und Portugal)
Subkommission 3c: Küstenlinien Afrikas
Subkommission 3d: Küstenlinien Amerikas
Subkommission 3e: Küstenlinien Indiens und des Pazifiks
Kommission 4: Löß
Präsident: J. Fink, Wien
Sekretär: O. Fränzle, Kiel
Kommission 5: Tephrochronologie
Präsident: D. Ninkovitch, Palisades, USA
Sekretär: C. Vucetich, Wellington, Neuseeland
Kommission 6: Paläopedologie
Präsident: H. S. Gibbs, Hamilton, Neuseeland
Sekretär: A. Ruellan, Dakar, Senegal
Arbeitsgruppe 6a: Beschaffenheit und Genese fossiler Böden
Arbeitsgruppe 6b: Altersbestimmung fossiler Böden
Arbeitsgruppe 6c: Code zu einer Boden-Stratigraphie
Arbeitsgruppe 6d: Angewandte Paläopedologie
Kommission 7: Neotektonik
Präsident: A. Sugimura, Tokio, Japan
Sekretär: G. J. Lensen, Lower Hutt, Neuseeland
Kommission 8: Das Holozän
Präsident: B. P. Hageman, Haarlem, Niederlande
Sekretär: R. Vinken, Hannover
Subkommission 8a: Das Holozän der Mittelmeerländer
Subkommission 8b: Das Holozän Eurosibiriens
Subkommission 8c: Das Holozän Nordamerikas
Kommission 9: Quartärkarte Europas
Präsident: J. I. S. Zonneveld, Utrecht, Niederlande
Sekretär: A. Voges, Hannover
Subkommission 10a: Quartärkarte Nordwestafrikas
Kommission 11: Paläogeographischer Atlas des Quartärs
Präsident: A. A. Velitchko, Moskau, UdSSR
Kommission 12: Paläökologie des Menschen
Präsident: H. de Lumley, Marseilles, Frankreich
Sekretär: H. Müller-Beck, Tübingen
Interkongreß-Komitee 13: Paläoklimatologie
Präsident: R. G. Barry, Boulder, USA
Sekretär: J. Murray Mitchell, Silver Spring, USA
Interkongreß-Komitee 14: Beziehungen zwischen der INQUA und anderen Organisationen, die sich mit Umweltproblemen beschäftigen
Präsident: J. D. de Jong, Wageningen, Niederlande
Sekretär: R. Curry, Missoula, USA
Interkongreß-Komitee 15: Chronometrie quartärer Sedimente
Präsident: H. D. Kahlke, Weimar.

Folgende Quartärforscher aus der Bundesrepublik Deutschland wurden in ihren Ämtern bestätigt oder neu gewählt:

K.-D. Meyer, Hannover, als Sekretär der Subkommission 1b;
O. Fränzle, Kiel, als Sekretär der Kommission 4;
R. Vinken, Hannover, als Sekretär der Kommission 8;
H.-J. Beug, Göttingen, als Präsident der Subkommission 8a;
A. Voges, Hannover, als Sekretär der Kommission 9, und
H. Müller-Beck, Tübingen, als Sekretär der Kommission 12.

1.6. Aus der Arbeit der Kommissionen

Die Präsidenten und Sekretäre der Kommissionen und Subkommissionen berichteten über die während der zurückliegenden Interkongreß-Periode geleistete Arbeit; an dieser Stelle können allerdings darüber nur einige Angaben gemacht werden: Insgesamt wurden 19 Symposien und Kolloquien veranstaltet und 15 Exkursionen in den Gastländern durchgeführt. Eine Reihe von Karten sind erschienen, weitere befinden sich im Druck oder in Vorbereitung. Zahlreiche Publikationen wurden vorgelegt. An mehreren Bibliographien von Teilgebieten der Quartärforschung wird gearbeitet.

Der Mangel an finanziellen Mitteln wurde oft als Grund dafür angeführt, daß die Kommissionsmitglieder nicht öfter zu Kolloquien und Exkursionen zusammenkommen können. Interessant ist die Feststellung, daß der weitaus größte Teil der Veranstaltungen in Europa stattgefunden hat.

Aus der Arbeit der Löß-Kommission sei — da ich an den beiden Sitzungen teilgenommen habe — noch folgendes berichtet: In den unter der Leitung des Präsidenten der Löß-Kommission J. FINK, Wien, stattgefundenen Sitzungen berichtete zunächst der Präsident über die von 1970—1973 geleistete Arbeit. Zu erwähnen sind: die Tagung in Sofia vom 17.—21. 9. 1970 mit Exkursionen nach Nordbulgarien, die Tagung in Budapest vom 15.—19. 8. 1971 mit Exkursionen in die Lößgebiete Ungarns und eine Tagung in Bukarest vom 11.—15. 9. 1972 mit Exkursionen im Walachischen Tiefland.

Über diese Tagungen hat bereits J. FINK in Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**, 415—426, berichtet, so daß weitere Ausführungen nicht notwendig sind.

An zweiter Stelle stand die Vorlage und Erläuterung der „Karte der Verbreitung der Lösse in Europa" i. M. 1 : 2 500 000; die kartographische Bearbeitung der beiden Blätter erfolgt im Geographischen Institut der Akademie der Wissenschaften der DDR in Leipzig. Andrucke liegen jetzt vor, so daß 1975 mit dem Erscheinen der Karte gerechnet werden kann. In dem oben zitierten Bericht geht J. FINK auch auf die Grundsätze der Gliederung der Lösse und die Nomenklatur näher ein. Weitere Einzelheiten erübrigen sich daher an dieser Stelle.

Besonderes Interesse fanden die Ausführungen von G. J. KUKLA, Palisades, USA, über die stratigraphische Korrelation von Lößprofilen und marinen Sedimentfolgen. Eine lebhafte Aussprache schloß sich an dieses Referat an.

Für die zweite Kommissionssitzung konnte erst während des Kongresses ein Termin bestimmt werden, was jedoch wegen des gedrängten Vortragsprogramms nur schwer möglich war. Infolgedessen war der Besuch der zweiten Sitzung schwach. So kam bedauerlicherweise die vielseitige und erfolgreiche Tätigkeit der Löß-Kommission nur sehr ungenügend zur Geltung.

Es sei in diesem Zusammenhang noch erwähnt, daß zwei von der UNESCO geförderte Löß-Symposien mit 12 Vorträgen stattfanden, die sich — mit einer Ausnahme — mit der Entstehung, der Stratigraphie, den fossilen Böden und der Verbreitung sowie mit der Altersbestimmung (^{14}C) des Lösses in Neuseeland beschäftigten. Von besonderem Interesse war ein Vortrag von D. IVES und E. STEVENSON über rezente „Löß"-Sedimentation in Canterbury (vgl. hierzu den Bericht über die Exkursion A 12).

Abschließend sei noch ergänzend mitgeteilt, daß die Löß-Kommission vom 17.—20. September 1974 eine Exkursion in der Bundesrepublik veranstaltete, an der Quartärforscher aus 12 Ländern teilnahmen. Besichtigt wurden Lößprofile in Oberschwaben, Niederbayern, Mainfranken und im Rhein-Maingebiet.

Für 1975 liegt eine Einladung des französischen Nationalkomitees der INQUA und der Gesellschaft zum Studium des Quartärs vor. Vom 15.—19. September sollen Lößprofile im Eure-, Seine-, Somme- und Marnetal besichtigt werden.

1.7. Anläßlich des Kongresses von den Mitgliedsländern herausgegebene Schriften

Anläßlich des Kongresses wurden von mehreren in Christchurch vertretenen Ländern Abhandlungen herausgegeben und den Teilnehmern überlassen.

Von deutscher Seite wurden folgende Schriften zur Verfügung gestellt:

K.-E. BEHRE, K. DUPHORN, B. FRENZEL, H. GRAUL, L. LÜNING, B. MENKE, K.-D. MEYER, H. REMY, W. SCHIRMER, H. SCHWABEDISSEN, A. SEMMEL, H. STREIF und R. VINKEN: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. Editors: E. SCHÖNHALS, Gießen, and R. HUCKRIEDE, Marburg. Reprint „Eiszeitalter u. Gegenwart", **23/24**, 219—370, Öhringen 1973.

Der Sonderdruck wurde im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung und der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die einen Teil der Druckkosten und die Luftfracht nach Christchurch übernommen hatte, 250 Kongreßteilnehmern überreicht.

Geomorphologie des Quartärs (Quaternary Geomorphology). Hrsg.: J. HÖVERMANN, Göttingen, und K. KAISER, Berlin. Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 16, 203 S., 66 Figuren, 65 Photos und 10 Tabellen. Berlin und Stuttgart 1973.

Der Band enthält 5 Arbeiten mit Forschungsergebnissen aus den Alpen und zur Periglazialmorphologie. Er wurde „Im Namen der Herausgeber der Zeitschrift für Geomorphologie, der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, und dem Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin und Stuttgart, zum IX. INQUA-Kongreß in Christchurch/Neuseeland 1973 überreicht".

Neue paläolithische und mesolithische Ausgrabungen in der Bundesrepublik Deutschland. Hrsg.: H. Müller-Beck, Tübingen. Mit Beiträgen von G. Bosinski (Köln), H. Eiden (Koblenz), G. Freund (Erlangen), J. Hahn (Tübingen), H. Löhr (Tübingen), H. Müller-Beck (Tübingen), F. Naber (Bonn), W. Taute (Tübingen), G. Tromnau (Hamburg-Harburg) und E. Wagner (Tübingen). 70 Seiten, zahlreiche Abbildungen, Tübingen 1973.

Die Arbeit wurde mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, gedruckt.

Die 3 Abhandlungen fanden großes Interesse; leider war es aus finanziellen Gründen nicht möglich, sie allen Kongreßteilnehmern zu überlassen.

Es sei an dieser Stelle noch darauf hingewiesen, daß „Zum IX. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) Christchurch, Neu-Seeland 1973" im VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1973, eine von D. Mania und V. Toepfer verfaßte Monographie über die im Braunkohlentagebau Königsaue (Kr. Aschersleben) freigelegte Mittelpaläolith-Station erschienen ist. Das 164 Seiten starke Werk hat den Titel „Königsaue — Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der Letzten Eiszeit". Es ist mit 40 Abbildungen, 73 Tafeln und 23 Tabellen sehr gut ausgestattet (Band 26 der Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle).

Von der Geological Society, London, erhielt eine begrenzte Anzahl von Kongreßteilnehmern folgende Schrift: „A correlation of Quaternary Deposits in the British Isles. (Quaternary: Geological Society Special Report no. 4).

Einen Band mit über 50 Arbeiten aus dem Gesamtbereich der Quartärforschung legte das Französische Nationalkomitee der INQUA vor: Le Quaternaire — Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Travaux français recents, 239 S., mit zahlreichen Abbildungen, Tabellen u. einer geomorphologischen Karte 1 : 50 000 (Blatt Dreux). (Näheres vgl. Buchbesprechungen in ds. Bd.).

Aus Kostengründen erhielten nur wenige Kongreßteilnehmer die Publikation. Sie ist jedoch vom Generalsekretariat des VIII. INQUA-Kongresses zu erhalten (Mme. Prof. M. Ters, 191 rue Saint Jacques, 75005 Paris).

Das Nationalkomitee der IGU und der INQUA Kanadas legte eine Schrift mit Aufsätzen zum Thema „The Wisconcin Deglaciation of Canada" vor. Es handelt sich um die Ergebnisse eines Symposiums anläßlich des 22. Internat. Geographen-Kongresses in Montreal 1972 (Sonderdruck aus Arctic and Alpine Research, Vol. 5, No. 3, Pt. 1, 1973, pp. 168—237); Schwerpunkte sind Klimaeinfluß und Vegetationsgeschichte, hierzu zahlreiche Kartenskizzen und Diagramme.

Die Kommission für das Studium des Quartärs der Akademie der Wissenschaften der UdSSR stellte den Kongreßteilnehmern ein 106 Seiten umfassendes Heft mit 46 Kurzfassungen über Forschungsergebnisse aus allen Teilgebieten der Quartärforschung zur Verfügung (in englischer Sprache).

Von amerikanischer Seite wurde ein Heft von Quaternary Research, an Interdisciplinary Journal (Vol. 3, No. 2, August 1973) einem Teil der Kongreßteilnehmer zur Verfügung gestellt. Das 160 Seiten umfassende Heft enthält 9 Arbeiten; 3 sind von überregionaler Bedeutung. Sie beschäftigen sich mit Klimaschwankungen während des Holozäns und ihren Ursachen, der Zeitdauer des Pleistozäns und der astronomischen Theorie der Klimaschwankungen.

1.8. Ausstellungen von Karten und anderem Material

Wie bei den früheren INQUA-Kongressen wurden auch in Christchurch — allerdings in geringerem Umfang — außer Abhandlungen quartärgeologische Karten und Profile sowie Photos ausgestellt.

Nachstehende Institutionen waren beteiligt:

Australian National University and Australian publishers
Botany Department, University of Canterbury
Canadian National Museum of Archaeology, Montreal
French National Committee for Quaternary Research
Geological Survey of Czechoslovakia
Geological Survey of Japan
Geological Survey of South Australia
Geology Department, University of Canterbury

Hungarian Academy of Science
INQUA Shorelines Commission
N. Z. Department of Scientific and Industrial Research (Information Service)
N. Z. National Committee for Quaternary Research
Polish Committee for Quaternary Research
West German Committee for Quaternary Research (DEUQUA)
Universitetets Forlaget, Oslo, Norway.

Das Ausstellungsmaterial der National Science Foundation der USA und der Akademie der Wissenschaften in Moskau, das in erster Linie für das Symposium Early Man and Natural Environments bestimmt war, war nicht rechtzeitig in Christchurch eingetroffen.

Die Sowjetunion hatte aber eine große Kartenkollektion ausgestellt, die in einem besonderen Raum untergebracht war. Auch Abhandlungen, teils schon vor einigen Jahren erschienen, waren ausgelegt und wurden unentgeltlich abgegeben.

Großes Interesse fand die von H. LIEDTKE bearbeitete Karte „Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa", über deren Zweck und Darstellungsprinzipien er referierte. Die in einem Andruck ausgestellte Karte hat den Maßstab 1 : 1000 000; sie umfaßt außer den nördlichen Mittelgebirgslandschaften das ausgedehnte Vereisungsgebiet, das vom Niederrhein bis über die Weichsel reicht. Durch Flächenfarben und verschiedenfarbige Signaturen sind die morphologischen Einheiten der einzelnen Eiszeiten, wichtige lithologische Eigenschaften der verschiedenartigen Bildungen, bekannte Fundplätze und Vorkommen sowie Besonderheiten des Formenschatzes usw. dargestellt.

Aus Anlaß des Kongresses hat Neuseeland (D.S.I.R. und N.Z. Soil Bureau) eine beträchtliche Zahl von Karten herausgebracht. Wegen der Bedeutung, die diese Karten auch für Quartärforscher außerhalb Neuseelands haben, wird im folgenden eine Übersicht gegeben:

Neuseeland

New Zealand Geological Survey, D.S.I.R. 1972: Geological map of New Zealand 1 : 1 000 000, North Island and South Island (2 sheets), 1st Edition.

N. Z. Soil Bureau 1973: Map of parent rocks of New Zealand soils. 1 : 1000 000. 2 sheets. N. Z. Soil Survey Report 5; there is no separate accompanying text.

Geological map of New Zealand, scale 1 : 250 000, 27 sheets. New Zealand Geological Survey, Department of Scientific and Industrial Research.

Nordinsel

COWIE, J. D.; MILNE, J. D. G. 1973: Maps and sections showing the distribution and stratigraphy of North Island loess and associated cover deposits, New Zealand. 1 : 1000 000. N. Z. Soil Survey Report 6.

MILNE, J. D. G. 1973: Maps and sections of river terraces in the Rangitikei Basin, North Island, New Zealand. 4 sheets. N. Z. Soil Survey Report 4; there is no separate accompanying text.

PULLAR, W. A.; BIRRELL, K. S. 1973: Age and distribution of late Quaternary pyroclastic and associated cover deposits of the Rotorua and Taupo area, North Island, New Zealand. N. Z. Soil Survey Report 1.

Dieser Bericht besteht aus zwei Teilen:

Teil 1

PULLAR, W. A.: Map of age and distribution of basal tephra marker beds. 1 : 250 000. 4 sheets.
Rotorua, New Zealand
Figure 1 (separate sheet): Stratigraphy of cover deposits in relation to unterlying rocks, and altitude;
Taupo, New Zealand
Figure 2 (separate sheet): Stratigraphy of cover deposits in relation to underlying rocks, and altitude.

PULLAR, W. A.: Map of thickness (metres) of cover deposits. 1 : 250 000. 2 sheets.
Rotorua, New Zealand
Taupo, New Zealand.

Teil 2

PULLAR, W. A.: Maps of isopachs and volumes of tephra, central North Island, New Zealand. 1 : 1000 000. 2 sheets.

PULLAR, W. A.: Map of subsurface loess deposits. 1 : 250 000. 2 sheets.
Rotorua, New Zealand
Taupo, New Zealand.

Pullar, W. A.; Birrell, K. S.; Heine, Janice, C.: Explanatory notes.

Pullar, W. A.; Birrell, K. S. 1973: Age and distribution of late Quaternary pyroclastic and associated cover deposits of central North Island, New Zealand. Report 2. Dieser Bericht besteht aus den folgenden Karten und Erläuterungen:

Pullar, W. A.; Cowie, J. D.; Birrell, K. S.: Map of age and distribution of principal tephra marker beds, central North Island, New Zealand. 1 : 2 000 000.

Pullar, W. A.: Map of distribution of principal tephra formations (15 cm isopachs) from Okataina, Taupo, and Tongariro volcanic centres, central North Island, New Zealand, 1 : 2 000 000.

Pullar, W. A.; Birrell, K. S.; Heine, Janice, C.: Explanatory Notes.

Südinsel

Bruce, J. G.; Ives, D. W.; Leamy, M. L. 1973: Maps and sections showing the distribution and stratigraphy of South Island loess deposits, New Zealand 1 : 1 000 000. N. Z. Soil Survey Report 7.

Leslie, D. M. 1973: Map of the Quaternary deposits and surfaces, Otago Peninsula, New Zealand. 1 : 31 680. New Zealand Soil Survey Report 3.

1.9. Aus der Arbeit des „International Council" (IC)

Die personelle Zusammensetzung des IC geht aus Artikel IX (a) der Satzungen der INQUA hervor; er lautet: The International Council of the Union is composed of the Group Member Delegates, the Executive Committee, and the President and Secretary General of the current Congress.

Die Zahl der Mitgliedsländer der INQUA beträgt gegenwärtig 28. Die Bundesrepublik Deutschland ist seit dem ersten Nachkriegs-Kongreß 1953 in Rom und Pisa Mitglied der INQUA (Group Membership) und war bei allen Kongressen durch Delegationen vertreten; sie wurde durch die Deutsche Quartärvereinigung repräsentiert, die den Delegationsleiter und seinen Stellvertreter bestimmt.

Abstimmungsberechtigt im IC sind nur Delegationsleiter, deren Land den Beitrag zur INQUA bis zum Jahr, in dem der Kongreß stattfindet, entrichtet haben. Die jährliche Beitragshöhe hängt von der Kategorie ab, in welche sich das Land selbst eingestuft hat, außerdem von der Beitragseinheit (unit contribution).

Es werden 5 Kategorien (I—V) mit 1—3—5—7 und 10 Beitragseinheiten unterschieden. Die Bundesrepublik Deutschland hat sich (wie Groß-Britannien, die Vereinigten Staaten und die Sowjetunion) in die höchste Kategorie V eingestuft. Das bedeutet, daß die Bundesrepublik Deutschland jährlich 10 Beitragseinheiten zu zahlen hat. Die Einheit wurde in Christchurch für den Zeitraum 1974—1977 auf 500 Schweizer Franken festgesetzt, so daß der Jahresbeitrag der Bundesrepublik 5000 SFr. beträgt; die Zahlung erfolgt durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie.

Im Laufe der letzten Interkongreß-Periode sind die Ehrenmitglieder Prof. Götzinger, Wien, und die Inhaber der Albrecht Penck-Medaille Prof. Szafer, Krakau, und Prof. Woldstedt, Bonn, verstorben.

Auf Vorschlag des IC wählte die Generalversammlung Prof. R. F. Flint, New Haven, USA, einstimmig zum Ehrenmitglied; ihm wurde 1966 die Albrecht Penck-Medaille verliehen.

In den meisten Sitzungen des International Council beschäftigte man sich mit der Satzung der INQUA, die bereits 1965 in Boulder-Denver in einem Entwurf vorgelegt und 1969 in Paris erneut diskutiert wurde. Auch diesmal wurden wieder Änderungen an dem 22 Schreibmaschinenseiten umfassenden Entwurf vorgenommen; die Satzung soll nun endgültig 1977 in Birmingham verabschiedet werden.

Die Amtszeit der Präsidenten der Kommissionen und Subkommissionen wurde neu geregelt: Es ist nun eine Wiederwahl nach 4 Jahren möglich und anschließend kann der Betreffende der Kommission als Mitglied angehören.

Zu erwähnen ist noch, daß eine „Commission for the Palecology of Early Man" neu gebildet wurde. Präsident: Prof. H. DE LUMLEY, Marseille, Vizepräsident: Prof. I. IVANOVA, Moskau, Sekretär: Prof. H. MÜLLER-BECK, Tübingen.

Über die Aufgaben der Kommission schreibt mir Prof. MÜLLER-BECK: „Es geht darum, alle Interessenten und vor allem aktive Forscher durch regionale working-groups besser über die laufenden Arbeiten auf dem Gebiet der „Palecology of Early Man" zu informieren. Die Zusammenarbeit zwischen Naturwissenschaftlern und Archäologen hat sich in den letzten Jahren derart intensiviert, daß ein entsprechender Informationsaustausch weltweit notwendig wird, aber naturgemäß innerhalb der Arbeitsgruppen, die jeweils Teile von Kontinenten umfassen (Westeuropa, Mitteleuropa, Südosteuropa, Osteuropa, Nordasien, Mittelasien, Westasien etc.)."

1.10. INQUA-Kongreß 1977

Die Einladung der Royal Society und des englischen INQUA-Komitees wurde von der Generalversammlung angenommen. Der X. Kongreß findet daher vom 16.—24. 8. 1977 in Birmingham statt (Chairman F. W. SHOTTON, Secretary-General W. G. JARDINE, Department of Geology, University of Glasgow, Glasgow G 128 Q Q United Kingdom).

Das erste Rundschreiben mit dem Programm des Kongresses ist Mitte März 1975 versandt worden. Programme sind vom Generalsekretariat zu erhalten.

Nach Mitteilung englischer Kollegen bestehen in Birmingham im neuerbauten Campus sehr gute Voraussetzungen für die Kongreßveranstaltungen und die Unterbringung der Teilnehmer.

1.11. Exekutiv-Komitee 1974-1977

Dem Exekutiv-Komitee gehören folgende Quartärforscher an:

Präsident:	Dr. VLADIMIR ŠIBRAVA, Geological Survey, Prague, Czechoslovakia
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. JANE M. SOONS, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand Prof. Dr. F. W. SHOTTON, University of Birmingham, England Prof. Dr. A. L. WASHBURN, Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA Prof. Dr. K. V. NIKIFOROVA, Geological Institute, USSR Academy of Sciences, Moscow, USSR
Sekretär und Schatzmeister:	Prof. Dr. R. PAEPE, Geological Survey and Vrije Universiteit Brussel, Belgium
Altpräsident:	Prof. Dr. G. FRANK MITCHELL, Trinity College, Dublin, Ireland.

2. Exkursionen

2.1. Exkursionsübersicht

Im Exkursionsprogramm waren 7 mehrtägige Exkursionen in Australien und 22 in Neuseeland vorgesehen. Aus verschiedenen Gründen wurden jedoch in Australien nur 4 und in Neuseeland 17 Exkursionen (davon 5 vor und nach dem Kongreß) veranstaltet. Sie führten in alle quartärgeologisch interessanten Landesteile. Außerdem fanden während des Kongresses am 5. 12. 1973 von Christchurch aus 7 verschiedene Exkursionen statt, an denen sich fast 400 Personen beteiligten.

Die Gesamtzahl der Teilnehmer an den mehrtägigen Exkursionen belief sich auf 318. Die Beteiligung an den einzelnen Exkursionen war recht unterschiedlich: 7 Exkursionen hatten weniger als 10 und 14 zwischen 11 und 38 Teilnehmer (nach dem offiziellen Kongreßbericht).

Die Exkursionen boten Gelegenheit, die sehr verschiedenartigen quartärgeologischen Erscheinungen und Ablagerungen und ihre Gliederung sowie die noch zu lösenden stratigraphischen Probleme kennenzulernen. Bei den Fahrten durch die schönen Landschaften an der Ostküste Australiens, Neu-Guineas und Neuseelands bestand wegen der meist kleinen Teilnehmerzahl die Möglichkeit zu ausführlichen Diskussionen.

Einige Mitglieder der deutschen Delegation beschreiben im zweiten Teil des Berichts die folgenden 7 Exkursionen:

K.-D. Meyer: Exkursion C 1 — Western North Island
E. Schönhals: Exkursion C 11 — East-West North Island Traverse
H. Liedtke: Exkursion C 5 — Northern South Island
K. A. Habbe: Exkursion A 6 — Central South Island
H. Liedtke: Exkursion A 8 — Otago and Southland
E. Schönhals: Exkursion A 12 — Eastern South Island, und
K. Heine: Exkursion D 3 — Coastal New-South Wales and Southern Queensland (Australia).

Die Exkursionsrouten sind aus Abb. 1 zu ersehen; die Vorlage zu dieser Karte ließ freundlicherweise Herr Prof. Habbe nach eigenem Entwurf anfertigen. Die Kartenskizze in Abb. 2 gibt eine Übersicht über wichtige geologische Vorgänge während des Quartärs. Die stratigraphische Gliederung des Quartärs geht aus nachstehender Tabelle 1 hervor (nach R. P. Suggate 1965).

	Glazial	Interglazial	Vergletscherung Zeit		Series
Holozän		Aranuian			Hawera
				14 000	
Jung-Pleistozän	Otiran	Oturian	Otira	80 000	
				120 000	
Mittel-Pleistozän	Waimean Waimaungan Porikan	Terangian Waiwheran	Waimea Waimaunga Porika		
Alt-Pleistozän	Okehuan Hautawan	Castlecliffian Nukumaruan	Ross		Wanganui
				1 790 000	
Pliozän		Waitotaran Opoitian			

2.2. Bericht über die Exkursion C 1 vom 10.—15. 12. 1973 — Western North Island

Von K.-D. Meyer, Hannover

Thema: Einführung in die Landschaft, Geographie und allgemeine Geologie der westlichen Nordinsel, mit besonderer Berücksichtigung des Quartärs.

Die Exkursion führte von Wellington über Palmerston—Wanganui die Westküste der Insel entlang um den Egmont-Vulkan herum nach Auckland. Sie stand unter der Leitung von Mr. J. B. Campbell (N. Z. Soil Bureau) und wurde teilweise von einer Reihe weiterer Wissenschaftler geführt.

Hauptthema der von 31 Teilnehmern aus 10 Ländern besuchten Exkursion war eine Übersicht der Quartärgeologie der Nordinsel unter besonderer Berücksichtigung des Vulkanismus sowie der Paläoböden. Zu letzterem Punkt sei auf den Bericht von E. Schönhals über die Exkursion C 11, deren Route sich streckenweise mit derjenigen der C 1 deckt, verwiesen. Von der Exkursion kann angesichts der Vielzahl der angeschnittenen Probleme hier nur ein kurzer Abriß gegeben werden;

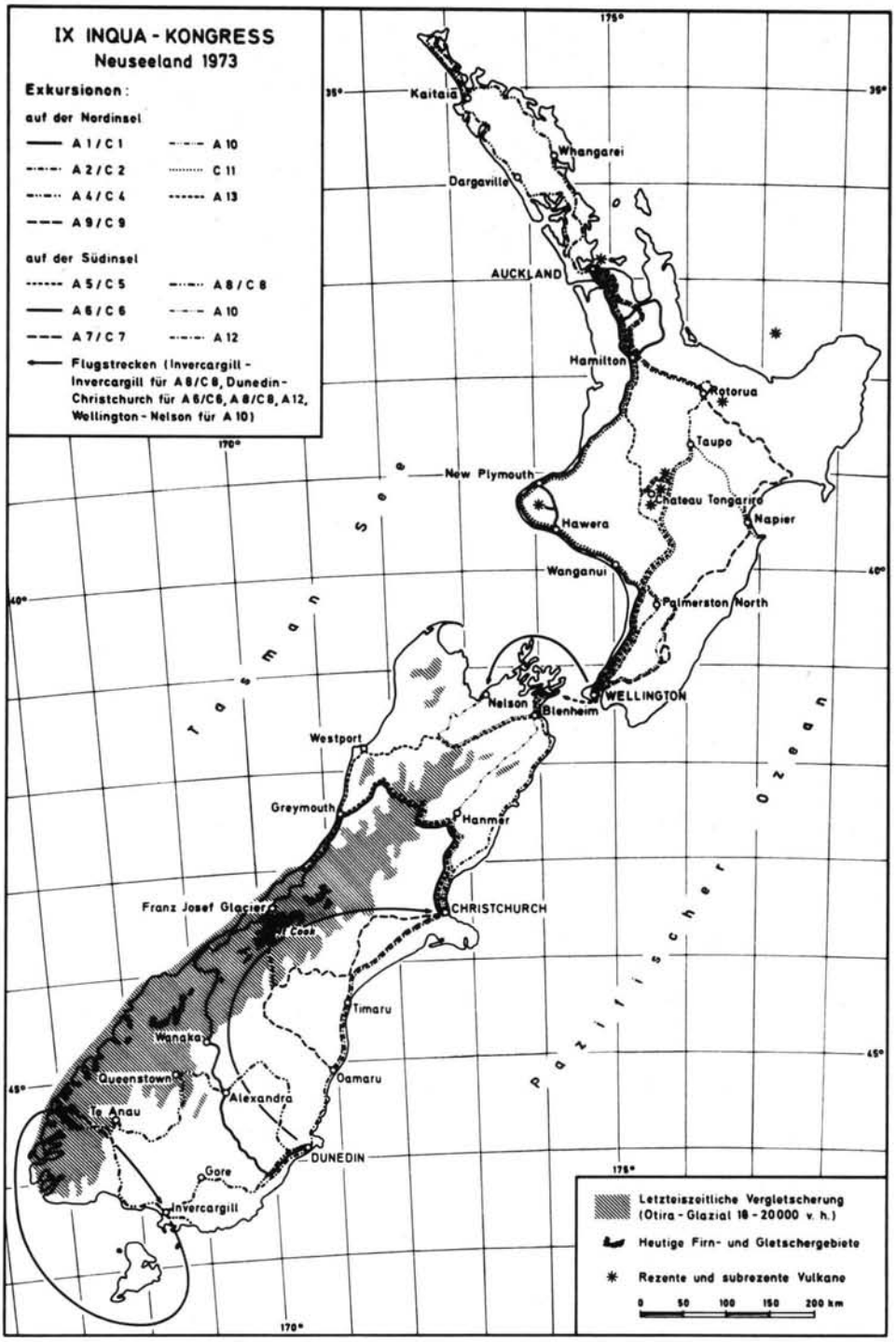


Abb. 1. Die Exkursionsrouten.

betr. Einzelheiten sei auf den ausgezeichneten und reich illustrierten 194 S. langen Exkursionsführer bzw. die Originalliteratur verwiesen.

Die Nordinsel ist gegenüber der Südinsel viel stärker durch jungen Vulkanismus geprägt (Tafel 1 u. 2). Auch Störungszonen, die bis in die jüngste Zeit aktiv sind, spielen eine größere Rolle. Einer dieser Verwerfungen, der Wellington Fault im Hutt-Tal oberhalb Wellington, war gleich der erste Aufschluß gewidmet, wo Grauwacken gegen alte Schotter versetzt waren.

Die Route folgte dann meist der Küste mit mehreren Aufschlüssen in jungen und älteren Küstensedimenten. Besonders interessant war ein Profil am Waikanae River, wo über dem Paläosol des letzten Interglazials mit dem „Waimahoe Lignite" ein auf 40 000 Jahre datiertes Interstadial vorliegt, wie überhaupt auf Neuseeland über dem letzten, dem mit dem Eem zu korrelierenden Oturian-Interglazial, nur organogene Ablagerungen interstadialen Charakters bekannt sind.

Der zweite und dritte Tag waren nach vorhergehenden Löß- und Tuff-Profilen der plio-pleistozänen „Wanganui-Serie" gewidmet, deren reichhaltige Schichtenfolge in prachtvollen Küstenkliffs bei Wanganui vorgeführt wurde.

Die z. T. äußerst fossilreichen Schluffbänke enthalten Meeresfaunen, die gegenüber dem Jungtertiär eine deutliche Abkühlung anzeigen. Die Basis des Pleistozäns ist an die Untergrenze des „Hautawa-Shellbeds" gelegt, dessen subarktische Fauna eine um ca. 4° niedrigere Meerestemperatur als heute anzeigt. Von der Vielzahl der Schichtglieder — in dieser „Quartären Geosynklinale" sind bis 5000 m pliozäne und quartäre Sedimente angehäuft — konnte nur eine Auswahl besucht werden, die jedoch ausreichte, um die Bedeutung dieses Profils über die Quartärgeologie, die auch Woldstedt (Eiszeitalter u. Gegenwart **12**, 18—24, 1962) hervorhebt, zu illustrieren.

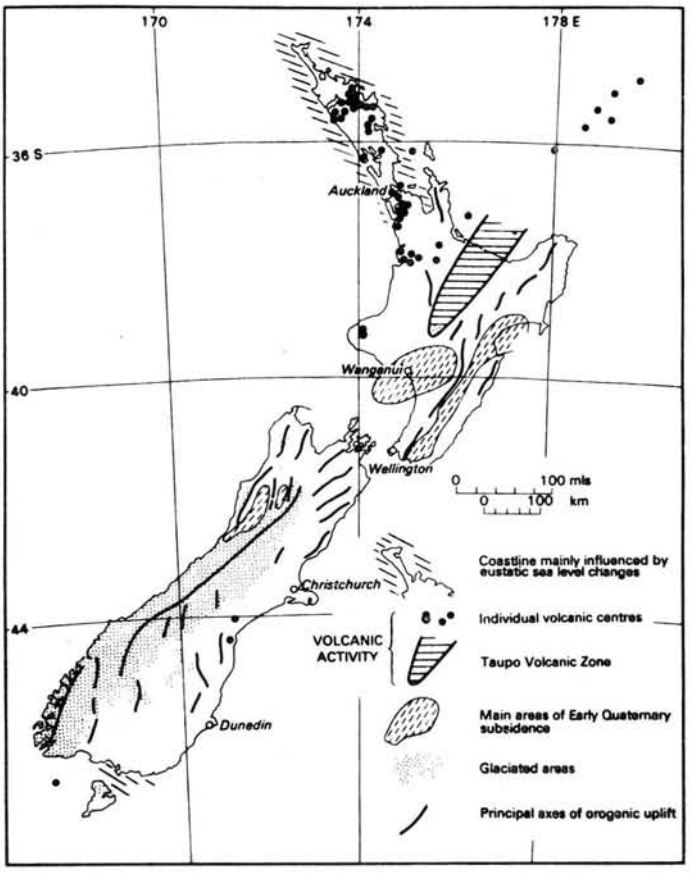


Abb. 2. Die wichtigsten Einflüsse auf die Sedimentation während des Quartärs. (nach R. P. Suggate in G. D. Mansergh 1973).

Bei Waverley Beach, halbwegs zwischen Wanganui und Hawera, liegt zwischen dem basalen, enorm fossilreichen pliozänen Schluffstein und der letztinterglazialen Rapanui-Formation mit 2 Lignit-Horizonten wieder eine große Schichtlücke. Unweit der Küste werden hier mittels Sandbagger Titan-Eisensande für den Export nach Japan gewonnen. Die Schwermineralien entstammen Andesiten des Egmont-Vulkans, die durch Küstendrift verfrachtet und aufgearbeitet werden und sich in Strandsedimenten konzentrieren.

Dem Mt. Egmont, einem klassisch-schönen Strato-Vulkan (Tafel 2, Fig. 5), war der 4. Exkursionstag gewidmet, der vollauf dafür entschädigte, daß das aktive Thermalgebiet von Roturoa nicht auf dem Programm stand. Neben den Vulkaniten und vulkanoklastischen Lockerablagerungen fanden die weit verbreiteten fossilen „Mudflows" an den Flanken und im Vorland des Vulkans besondere Beachtung. Diese als „Lahar" bezeichneten katastrophalen Schlammströme sind v. a. an der Küste gut aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 1), wo bei Ohawe Beach ein Profil mit eingeschalteten und datierten organogenen Sedimenten vorgeführt wurde. Merkwürdig ist die stark hügelige Oberfläche der Lahare. Viele der Hügel dienten den Maoris in „vorgeschichtlicher" Zeit als befestigte Siedlungen („Pa"), eine der besichtigten, Turuturumokai, besitzt bis 4 hintereinanderliegende und bis 4 m tiefe Gräben.

Nach der Umrundung des Egmont ging die Fahrt weiter die Küste entlang bis Awakino, und weiter bis Hamilton durch stark erodierte Tuff- und tertiäre Mudstone-Landschaften. Auf die für Neuseeland höchst wichtige und gut ausgebaute Tephro-Chronologie braucht hier nicht weiter eingegangen werden; auf ihr und auf den mit Asche- und Lößschichten verknüpften Paläoböden lag auch das Schwergewicht des letzten Exkursionstages bis nach Auckland.

Als Ergebnis dieser Exkursion — und des ganzen Kongresses — ist festzuhalten: die neuseeländische Quartärstratigraphie hat einen bemerkenswert hohen Stand erreicht. Die neuseeländischen Kollegen benutzen dabei Lokalgliederungen (mit einer Fülle von unüberschaubaren Lokalnamen). Trotz moderner Datierungsmethoden ist eine Korrelation der Einheiten mit denjenigen der nördlichen Hemisphäre über die letzte Kaltzeit hinaus mit großen Unsicherheiten behaftet. Voraussetzung für eine internationale Korrelation bleibt — und das wurde auf den Sitzungen der Stratigraphischen Kommission erneut gefordert — andererseits weiterhin die Neudefinition der in Deutschland liegenden Stratotypen des Quartärs.

2.3. Bericht über die Exkursion C 11 vom 10.—17. 12. 1973 East-West North Island Traverse

Von Ernst Schönhals, Gießen

Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln

Thema: Aschen und Löß im östlichen, zentralen und westlichen Teil der Nordinsel.

Führung: C. G. Vucetich, Victoria University, Wellington, V. E. Neall, Massey University, Palmerston North.

Route: Flug Christchurch — Napier; von hier über Tarawera — Rangitaiki — Taupo — Wairakei — Taupo-See — Turangi — Ohakune — Taihape — Wanganui — New Plymouth — Hamilton nach Auckland.

Die Exkursion mit 7 Teilnehmern galt den vulkanischen Vorgängen und den sehr verschiedenartigen Gesteinen sowie deren Einfluß auf die Bodenbildung. Außerdem bestand die Absicht, die Bedeutung der verschiedenaltrigen vulkanischen Bildungen für die Datierung quartärer Ablagerungen (Terrassen, Lösse, holozäne Sedimente usw.) im Gelände kennenzulernen.

Da die Exkursion von Napier an der Ostküste bis zur Küste westlich des Mt. Egmont auf eine Entfernung von etwa 275 km durch Landschaften mit sehr unterschiedlichem Klima führte (Abb. 3), war der Einfluß des Klimas auf die Bodenbildung fast in jedem Aufschluß zu beobachten. Das gleiche war auch im Nordteil des Exkursionsgebietes (Auckland-Halbinsel) der Fall.

Im Hinterland der Hawke-Bucht, das zunächst besucht wurde, sind tertiäre Sedimente (Miozän und Pliozän) und — vor allem in den tiefergelegenen Landschaftsteilen — quartäre Sedimente weit verbreitet (überwiegend fluviale Ablagerungen). Nach Süden hin treten in den höheren Gebieten außerdem Sandsteine, Schluffsteine und Konglomerate der Kreide zutage.

Napier, am Südrand der Hawke-Bucht gelegen, ist ein wichtiger Hafen für den Export der agrarischen Erzeugnisse des fruchtbaren Hinterlandes. Von Napier aus wurden kleinere Fahrten unternommen, so z. B. zum Cape Kidnappers, das die Landspitze an der südlichen Bucht bildet. Einige Kilometer südlich von Cape Kidnappers sind am Clifton-Black Reef auf mehr als 300 m blaugraue Schluffsteine, braungraue Sandsteine, Kies- und Konglomeratbänder und bis zu 15 m mächtige Bimsschichten aufgeschlossen (Taupo-Vulkanzentrum). Es handelt sich bei den fossilfüh-

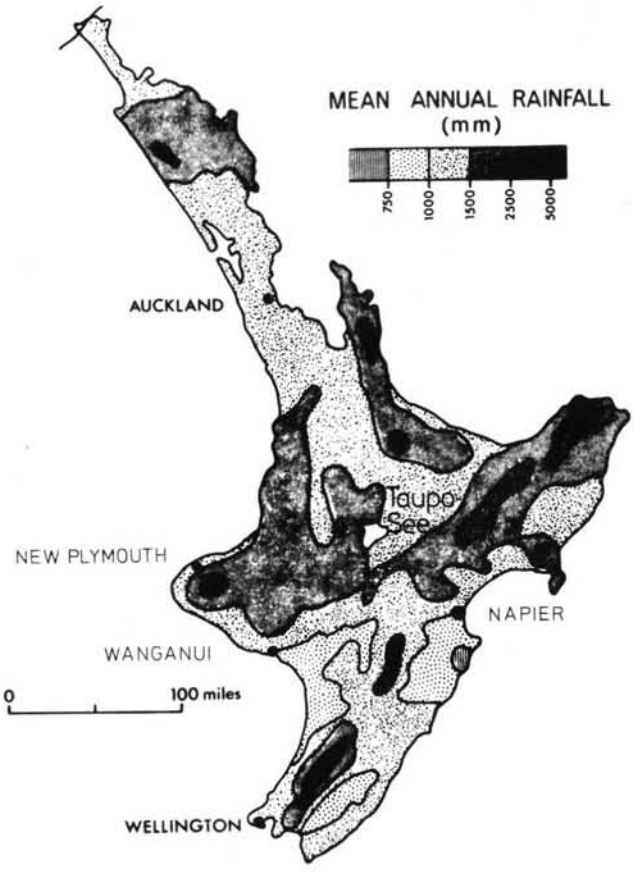


Abb. 3. Die mittleren Niederschlagssummen im Bereich der Nordinsel (aus dem Exkursionsführer C 11).

renden marinen Sedimenten um das Castlecliffian-Interglazial; die Schichtfolge bildet zusammen mit den in unmittelbarer Nachbarschaft anstehenden pliozänen carbonathaltigen Sedimenten das Standardprofil der Hawke-Bucht (vgl. auch Tafel 1, Fig. 1).

Zwei Naturereignisse der 30er Jahre verursachten große Veränderungen in der Umgebung von Napier: Das Erdbeben von 1931 und die Überflutung im Jahre 1938. Durch das Erdbeben am 3. 2. 1931 wurden zahlreiche Gebäude zerstört. Nördlich von Napier hob sich der Meeresboden bis zu 2,5 m und im Süden der Stadt senkte er sich über 1 m. 3 600 ha Meeresboden wurden zu „trokkenem" Land, das heute allerdings nur zum Teil als Weide genutzt wird.

Die Ursache der Überflutung waren extrem ergiebige Starkregen, die an 3 aufeinanderfolgenden Tagen niedergingen (90 mm, 280 mm und 225 mm Niederschlag). In einem Gebiet von 60 x 15 km kam es zu einem katastrophalen Abfluß [2]), der eine erhebliche Bodenzerstörung auslöste. Laufverlegungen der Gewässer und die Ablagerung eines bis zu 1 m mächtigen Hochflutlehms im Esk-Tal (auf etwa 700 ha) waren die Folgen.

---

[2]) Im Hügelland nördlich der Hawke-Bucht beträgt die Erosionsrate auf Böden aus Löß und Tephra 5—10 mm/Jahr, der jährliche tektonisch bedingte Hebungsbetrag 1 mm. Als Ursache der starken Bodenerosion und der damit verbundenen Veränderung des Kleinreliefs ist allein die Beseitigung des Waldes anzusehen.

Eine weitere Fahrt in die Umgebung von Napier galt den Flußterrassen, dem mehrere Meter mächtig werdenden Löß und den eingeschalteten Aschenlagen (Aokautere-Asche, 20 600 ± 300 J. v.h., Mangaone-Lapilli 30 000 J.v.h. und Rotoheu-Asche mit 42 000 J.v.h.) Auch eine sehr junge Taupo-Asche (1850 ± 100 J.v.h.), eingelagert in Torf und überdeckt von jungholozänen Sedimenten (1800 J.v.h.), war zu beobachten (Tafel 1, Fig. 2 u. 3).

Noch einige Bemerkungen zu den Böden: Der Bodenabtrag auf großen Flächen der hügeligbergigen Agrarlandschaft und das durch jahreszeitliche Trockenheit (Frühling, Sommer, Herbst) gekennzeichnete kühle bis milde, subhumide Klima mit Jahresniederschlagssummen von weniger als 1000 mm sind die Ursachen der meist schwach entwickelten Böden, die als Yellow-grey earths bezeichnet werden (Abb. 5). Als morphologische Besonderheit dieser Böden sind die pans zu erwähnen; sie sind vorwiegend in Böden aus Löß und verwandten Substraten entwickelt. Es handelt sich um kompakte, verhärtete Unterböden in etwa 60—90 cm Tiefe (meist duripans). Sie werden im wesentlichen auf die bei der Verwitterung pyroklastischer Bestandteile freiwerdende Kieselsäure zurückgeführt. Auch in fossilen Böden sind duripans anzutreffen.

Nach einem kurzen Halt auf dem Gipfel des 400 m hohen Te Mata mit schöner Aussicht auf die Hawke-Bucht und die Terrassenlandschaft des Tukituki und Ngarurore erreichten wir bereits nach etwa 25 km Fahrt in nord- und nordwestlicher Richtung das über 1000 m hohe Gebirgsland. Es besteht auf größeren Flächen aus Gesteinen der Trias, des Jura und der Kreide, auf denen rhyolithische Taupo-Tephra in unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert worden sind. Eine große Verbreitung hat der Taupo-Bims (1819 ± J.v.h.), der das wichtigste Bodenausgangsmaterial darstellt.

Der weitere Weg führte durch ein Seitental des Mohaka River, wo mächtige Glutwolkenabsätze aus rhyolithischem Material des Taupo-Vulkanzentrums aufgeschlossen waren (darin große verkohlte Baumstämme). An der neuerbauten Runanga Hauptstraße standen Whaiti-Ignimbrite (325 000 J.) an, die nochmals an den Waipunga-Wasserfällen zu beobachten waren. Über die z. T. aufgeforstete Hochfläche von Rangitaika erreichten wir den Nordostrand des Taupo-Sees, wo in einem Straßeneinschnitt Aschen und Lapilli über Schottern und Sand aufgeschlossen waren (Tafel 1, Fig. 4).

Der zweite Exkursionstag wurde mit einem Besuch des Thermalgebiets von Wairakei beendet; es liegt etwa in der Mitte der in SW—NO-Richtung sich erstreckenden Hauptthermalzone Neuseelands. Das Projekt von Wairakei ist das zweitgrößte der Welt und dient der Erzeugung von elektrischer Energie (knapp 200 000 kW).

Während der Fahrt von Napier zur zentralen Vulkanzone war ein deutlicher Bodentypenwechsel erkennbar; in diesem Gebiet bilden die rhyolithischen Tephra des Taupo-Vulkanzentrums fast ausschließlich das Bodenausgangsgestein (Abb. 4). Außerdem ist das Klima wesentlich niederschlagsreicher (bis etwa 2200 mm) und kühler als an der Ostküste. Es dominieren daher Böden, die als Yellow-brown Pumice Soils bezeichnet werden (Abb. 5). Ihre Eigenschaften seien kurz angegeben: hoher Humusgehalt, dunkelbraune bis dunkelgraubraune, zuweilen auch schwarze Farbe, bröckeliges Gefüge im Ober- und Unterboden, im Solum noch Glas- und Bimsfragmente; im Ausgangsmaterial dominiert bei den feineren Aschen die Schlufffraktion, während bei den tephra flows (Glutwolken u. dgl.) eine geringere Kornsortierung vorhanden ist. Das hat zur Folge, daß in der Nähe des Taupo-Sees die Yellow-brown Pumice Soils kompaktere B-Horizonte haben als in größerer Entfernung. Sehr nachteilig wirkt sich für Pflanze und Tier die Armut an Kobalt, Kupfer, Bor und Selen sowie die Festlegung von Phosphor an der organischen Substanz aus. Allerdings wird das zentrale Gebirgsland nur auf relativ kleinen Flächen landwirtschaftlich genutzt (Weide). Neben natürlichen Wäldern gibt es große zusammenhängende Bestände ausländischer Holzarten *(Pinus radiata, Pinus contorta)* mit einem respektablen Zuwachs. Ihr Anteil an der gesamten Waldfläche Neuseelands beträgt etwa 10 % (0,6 Millionen ha); sie bilden die Grundlage der ständig wachsenden Zellulose-, Papier- und Furnierindustrie.

Am dritten Tag beschäftigten sich die Exkursionsteilnehmer mit der Vulkanlandschaft rund um den Taupo-See, der sich in SW—NO-Richtung über 30 km und in O—W-Richtung über 20 km erstreckt (626 km²). Abweichend von der vorgesehenen Route benutzten wir die neugebaute Straße am Westrand des Sees und sahen in den tiefen Einschnitten Profile von einmaliger Aussagekraft. Verschiedenfarbige Aschen- und Lapillilagen und Schichten aus „tephric loess" wechselten mit fossilen Böden; Herkunft und absolutes Alter aller Schichten sind bekannt, ebenfalls ihre Verbreitung und Mächtigkeit (Tafel 1, Fig. 5).

Während der Fahrt durch den Tongariro-Nationalpark konnten die in bestimmten Zeitabständen erfolgenden Ausbrüche des Mt. Ngauruhoe (2291 m) beobachtet werden (Tafel 1, Fig. 6). An mehreren Stellen wurden die Locker- und Feststoffe des Vulkanzentrums vorgeführt. Eine Viel-

zahl von Tephra [3]) (Aschen, Bims- und Lapillilagen) werden unterschieden, z. B. bei den andesitischen Lockermassen des Tongariro etwa 20; ihr Alter reicht von 20 000 bis 2 500 J.v.h. Saure rhyolithische Tephra lieferte die Taupo-Vulkanzone und zwei Vulkanzentren weiter nördlich (Okataina und Marva). Wir sahen verschiedenaltrige Breccien, Ignimbrite, Basalte, Andesite und Lahare; diese Gesteine und Bildungen haben einen unterschiedlichen Festigkeitsgrad und Verwitterungszustand.

Es ist nicht möglich, in diesem Bericht auf Einzelheiten der Stratigraphie und Datierung einzugehen. Es sei aber hervorgehoben, daß bereits die ersten 3 Tage der Exkursion den hohen Stand der Tephrochronologie und Tephrostratigraphie in Neuseeland erkennen ließen.

Am späten Nachmittag verließen wir das Vulkanplateau im Zentrum der Nordinsel und gelangten bei Waioruru in „mudstone country", in das tiefergelegene Verbreitungsgebiet pliozäner mariner Sandsteine, Siltsteine, Kalksteine, Konglomerate und Bimstuffe. Die pliozänen Sedimente nehmen das gesamte Gebiet zwischen dem Nordteil der Ruahine Range im Osten und dem Mt. Egmont im Westen ein. Die Landschaft weist eine starke Reliefenergie auf, hervorgerufen durch 4 große Flüsse und die Gesteinsunterschiede. Von quartären Bildungen sind Flußterrassen, Löß und vulkanische Lockerprodukte zu erwähnen. Das Klima ist in den 600—800 m hohen Lagen im Westen ungünstiger als in den niedrigeren im Osten (Niederschläge 1500—2500 mm und 1000—1500 mm) (Abb. 3).

Im Südteil der Nordinsel hat von den verschiedenaltrigen Lössen der Ohakea-Löß die größte Verbreitung. Es handelt sich um den jüngsten Otiran-Löß. Die Datierung wird durch Tephra ermöglicht, was im letzten Aufschluß des dritten Exkursionstages demonstriert wurde: Am Highway No. 1, im Tal des Hautapu River, ist der Löß hervorragend aufgeschlossen. Eingeschaltet sind helle andesitische Tephra der Middle Tongariro Subgroup (nach Topping 1973). Die Tongariro Subgroup umfaßt alle andesitischen Tephra, die während des Aranuian vom Vulkanzentrum des Tongariro seit 13000 J.v.h. gefördert wurden. Überlagert wird der Löß von Taupo-Bims (Alter 1819 ± 17). Der Aufschluß liegt in einer jungen Störungszone, wie aus einer Verwerfung hervorgeht, die den Löß betroffen hat. Von Taihape erreichte die Exkursion am 4. Tag nach wenigen Kilometern den Oberlauf des Rangitikei und damit eine Terrassenlandschaft, wie sie nur selten zu sehen ist. Auch in Neuseeland gibt es kein vergleichbares Terrassensystem. Insgesamt werden

[3]) In Neuseeland werden unter Tephra unverfestigte Pyroklastika verstanden (tephra-fall und tephra-flow).

Tafel I

Fig. 1. Südküste der Hawke-Bucht, 6 km westlich von Cape Kidnappers. Blick auf die Steilküste bei dem Aussichtspunkt „Hell and Lightning Ridge". Geneigte altquartäre marine Sedimente, teilweise von Flugsand überdeckt und durch Gewässer stark zerschnitten. Das hügelige Hinterland wird meist als Weide genutzt.

Fig. 2. Südlich Napier. Über einem schwach entwickelten Paläosol folgt geschichteter Taupo-Bims (Taupo Pumice, tephra-fall, 1850 ± 100 J.v.h.).

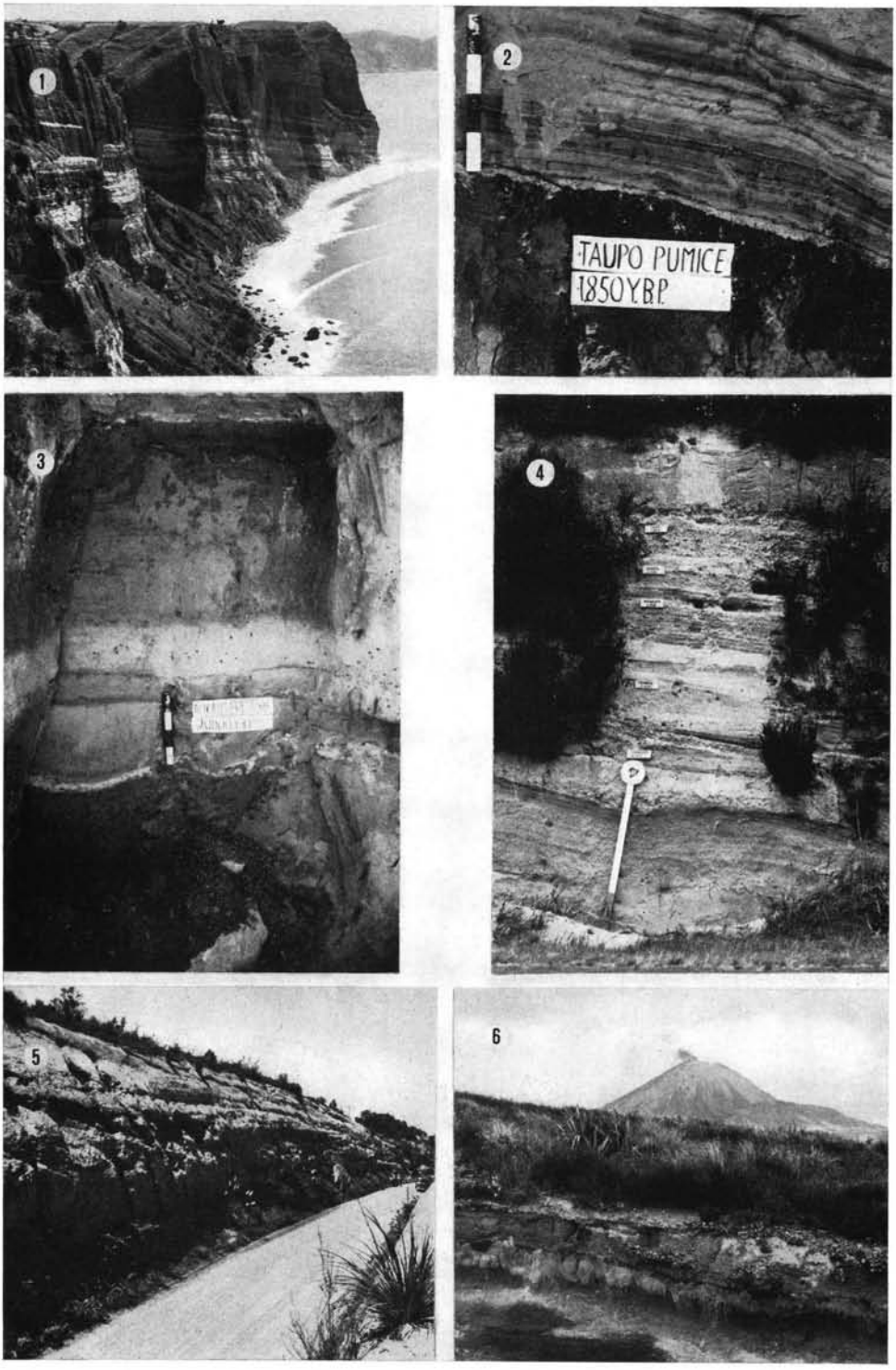
Fig. 3. Südwestlich von Havellock North. Unter etwa 4 m mächtigem Löß folgt die für die Datierung wichtige Aokautere Asche (20600 ± 300 J.v.h.). Es handelt sich um den Ohakea-Löß des Otiran-Glazials.

Fig. 4. Straßeneinschnitt 3 km östlich der Stadt Taupo, an der Hauptstraße Taupo—Napier. Es sind die folgenden Glieder des Taupo-Vulkanzentrums aufgeschlossen (von oben nach unten, jeweils durch Beschriftung gekennzeichnet): Taupo Pumice Formation, 4,25 m mächtig; es sind aber nur die basalen Schichten zu sehen, ca. 1800 J.v.h.; Mapara Tephra, 0,6 m, ca. 2100 J.v.h.; Whakaipo Tephra, 0,40 m, ca. 2700 J.v.h.; Waimihia Formation, 1,90 m, ca. 3400 J.v.h.; Hinemaiaia Ash, 0,34 m, ca. 6000 J.v.h. (tiefste Beschriftung); dann folgen (nicht mehr beschrifttet und nur z. T. noch aufgeschlossen):
Poronui Ash, 0,32 m; Opepe Tephra, 1,75 m; Poronui Tephra 0,40 m; Karapiti Lapilli, 1,02 m, ca. 9800 J.v.h.; tephric loess, 0,62 m, mit schwach entwickeltem Paläosol. Das Liegende bilden etwa 4 m mächtige fluviale Sande und Schotter; dann folgen Breccien aus Aschen und Lapalli mit Untergrundgesteinen (Grauwacke, Rhyolith und Ignimbrit) der Oruanui Formation (ca. 20 000 J.v.h.).

Fig. 5. Straßeneinschnitt am Westrand des Taupo-Sees; aufgeschlossen sind verschiedene Tephra des Taupo-Vulkanzentrums und im oberen (auf dem Foto helleren) Abschnitt tephric loess.

Fig. 6. Blick von Osten auf den Aschenkegel des Mt. Ngauruhoe (2 291 m) bei einer Eruption. Im Vordergrund lockere und verkittete Tephra.

Alle Aufnahmen E. Schönhals.


1
2
TAUPO PUMICE
1850 Y.B.P.
3
4
5
6

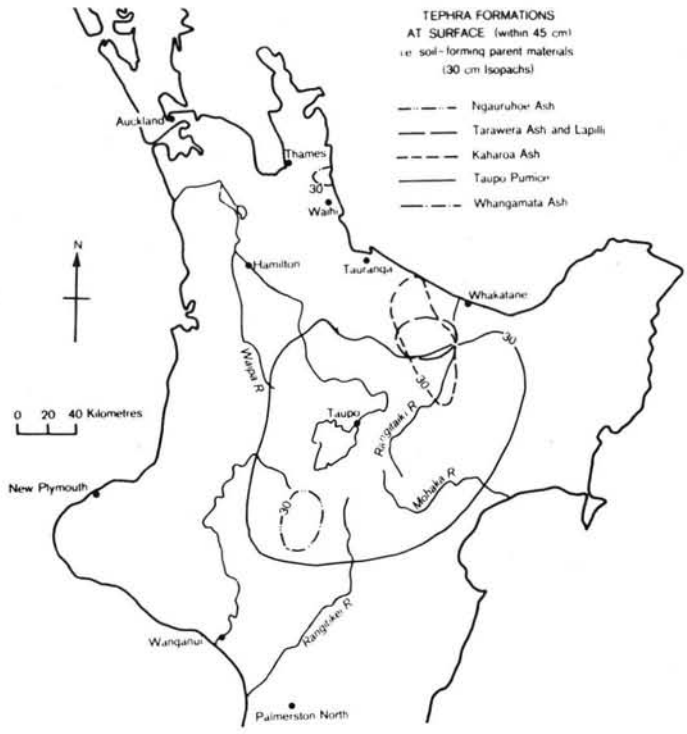


Abb. 4. Die Verbreitung der Tephra der 3 Vulkanzentren der Nordinsel bis 0,45 m Tiefe. Bemerkung: Die 15 cm-Isopache der ebenfalls zum Taupo-Vulkanzentrum gehörenden Waimihia Formation (3440 ± 70 J.v.h.) ist bis zur Ostküste verbreitet (nach PULLAR et al. 1973).

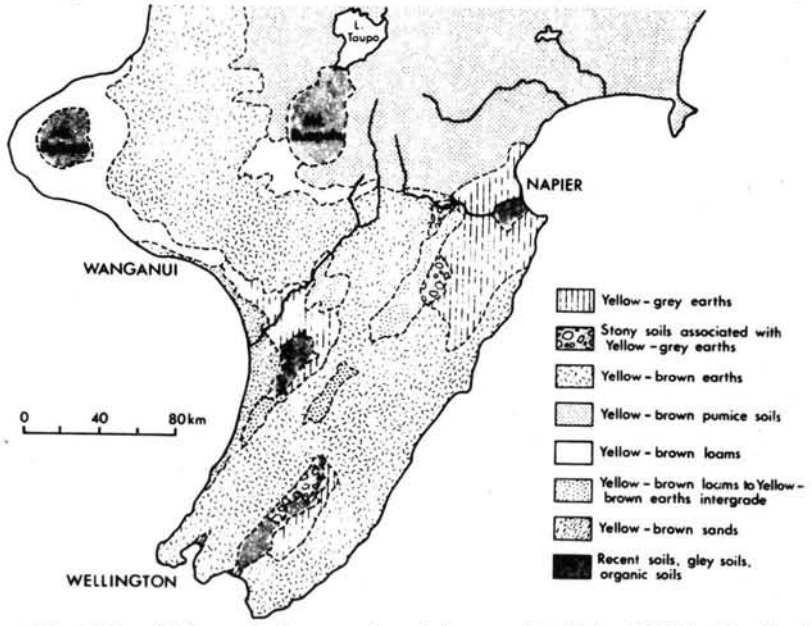


Abb. 5. Die wichtigsten Bodentypen im mittleren und südlichen Teil der Nordinsel (aus dem Exkursionsführer C 11).

14 Terrassen unterschieden, von denen 7 besonders gut entwickelt sind. Alle Terrassen werden dem „Upper Quaternary" (Mittel- und Jung-Pleistozän) zugewiesen und als kaltzeitlich angesehen. Zwei Hebungszonen queren das Flußgebiet, so daß die Abstände zwischen den Terrassen relativ groß und die älteren Terrassen tektonisch beansprucht sind. Die modellartige Terrassenlandschaft ist demnach auf quartäre Klimaschwankungen, auf Hebung und die leichte Erodierbarkeit der Sedimente zurückzuführen. Die Basis der Terrassenfolge bildet die Mount Curl Tephra, datiert auf 230 000 ± 30 000 J.v.h. Diese Tephra überlagert einen Löß, der mit der ältesten Terrasse (Aldworth) parallelisiert wird.

Die Terrassen werden von Löß, Tephra und in der Nähe der Küste von Dünensand überlagert. Es wird angenommen, daß das Lößmaterial aus den Überschwemmungsgebieten der Flüsse ausgeweht wurde, was auch aus den regionalen Mächtigkeitsunterschieden des Lösses geschlossen wird. Die Körnung variiert und ist von der Entfernung vom Auswehungsgebiet abhängig. Die Nähe des Ursprungsgebiets macht sich durch einen höheren Sandgehalt bemerkbar. Auch der Löß wird — wie die Terrassen — als ein unter kaltzeitlichen Bedingungen entstandenes Sediment angesehen. Zu jeder Terrasse gehört nach MILNE (1973) ein Löß; beide haben daher das gleiche Alter und erhalten infolgedessen auch den gleichen Namen.

Der Löß ist carbonatfrei; das Fehlen von kalkhaltigen Gesteinen und die hohen Niederschläge (850—3000 mm) werden als Ursachen angesehen. Die Eigenschaften des Lösses ändern sich mit der Entfernung vom Auswehungsgebiet, dem Klima und dem Alter. Dies ist besonders beim jüngsten Löß (Ohakea-Löß) der Fall und kommt auch in der Bodenentwicklung zum Ausdruck: In Gebieten mit weniger als 1100 mm Niederschlag gehen aus Ohakea-Löß olivbraune feinsandige Lehme und in größererer Entfernung vom Fluß olivgraue tonige Lehme hervor. Die ersteren sind nach unserer Nomenklatur als Pseudogley-Parabraunerden, die letzteren als Parabraunerde-Pseudogleye und Pseudogleye zu bezeichnen. Charakteristisch sind die graue Aderung und die starken Tonbeläge auf den Schwundrissen. Dies wird auf die sommerliche Austrocknung des Bodens und die dadurch hervorgerufene Rißbildung sowie auf die Toneinwaschung während der feuchten Jahreszeit zurückgeführt. In Gebieten mit mehr als 1100 mm Niederschlag und fehlender sommerlicher Austrocknung des Bodens sind dagegen überwiegend Parabraunerden und schwach pseudovergleyte Parabraunerden aus feinsandigem und schluffigem Lehm verbreitet.

Im Gegensatz zum Ohakea-Löß sind die älteren Lösse wesentlich stärker pedogen überprägt. Dies war in einem tiefen Straßeneinschnitt am Südrand des unteren Rangitikei-Tals besonders deutlich zu erkennen (Tafel 2, Fig. 2 u. 3). Insgesamt sind an dieser Stelle über Sanden und Schottern der Wanganui-Serie 6 Lösse aufgeschlossen:

Ohakea-Löß	— 0,70 m	Otiran-Kaltzeit
Aokautere-Asche	— 0,15 m	
Ohakea-Löß	— 0,40 m	
Rata-Löß	— 0,50 m	
Porewa-Löß	— 0,60 m	
Greatford-Löß	— 1,20 m	
Marton-Löß	— 2,20 m	
Burnand-Löß	— 0,90 m	
? Burnand-Kolluvium	— 1,40 m	
Wanganui Series Sediments (Sand, Schotter)	± 10,00 m	

Es ist verständlich, daß bei den meist geringen Mächtigkeiten des Lösses die pedogenen Merkmale und Eigenschaften bei weitem dominieren. Besonderes Interesse fanden die in den 4 unteren Böden vorkommenden festen Fe-Mn-Konkretionen; sie haben meistens einen Durchmesser von etwa ½—1 cm und bilden 10—30 cm mächtige Horizonte. Es kann wohl angenommen werden, daß die Konkretionen autochthon sind und auf die geringe Durchlässigkeit der liegenden Böden zurückzuführen sind. Auch die übrigen morphologischen Merkmale lassen den Schluß zu, daß es sich um extreme Pseudogleye handelt, wie sie in Mitteleuropa bei älteren Lössen vorkommen.

Der höhere Abschnitt dieses Profils mit 3 Lössen war noch einmal wenige km von der Küste entfernt aufgeschlossen. Hier folgen die 3 Lösse über Dünensand, der (vorläufig) in das Oturian-Interglazial eingestuft wird. Der Ohakea-Löß ist auch an dieser Stelle durch die helle Aokautere Asche in zwei Lagen zu gliedern.

Mit diesem Aufschluß hatte die Exkursion die Westküste erreicht und nach etwa 50 km Fahrt durch Dünensand und junge fluviale Ablagerungen wurde die Stadt Wanganui an der Mündung des gleichnamigen Flusses erreicht.

Die Fahrt am fünften Tag von Wanganui nach New Plymouth bot Gelegenheit, die geologisch-morphologisch-pedologischen Verhältnisse an der Küste und in der weiteren Umgebung des 2520 m hohen Mt. Egmont (Provinz Taranaki) kennenzulernen. Durch die sachkundige Führung von V. E. NEALL und Mrs. D. SEWARD wurden wir über die verschiedenaltrigen marinen Terrassen

informiert, über die mitunter auf eine Entferung von mehreren Kilometern die Straße verläuft (Tafel 2, Fig. 4). Unterschiedliche Hebungsbeträge und Verwerfungen, die Überlagerung der Terrassen durch Dünen und Tephra und ihre Zerschneidung durch zahlreiche Gewässer sind im wesentlichen die Ursachen für den Landschaftswechsel im Küstengebiet.

Etwa bei der Stadt Hawera traf die Exkursion zum ersten Mal auf andesitische Tephra des Mt. Egmont (Tafel 2, Fig. 5). Diese bilden fast in der gesamten Provinz Taranaki das Bodenausgangssubstrat. Der Boden hat eine gelblichbraune Farbe und wird daher nach der neuseeländischen Klassifikation als Yellow-brown loam bezeichnet (nach der neuen USA-Klassifikation als Andept). Der B-Horizont hat prismatisches Gefüge und ist wie der A-Horizont allophanreich. Häufig ist der A-Horizont wegen des hohen Humusgehalts schwarz, was zum großen Teil auf die ursprüngliche Vegetation (*Nothofagus*-Wälder), aber auch auf den Farn *Pteridium aquilinium var. esculeutum* zurückzuführen ist. Es handelt sich um fruchtbare Böden, die in dem milden Seeklima (1000—1500 mm Niederschlag) ein gutes Weideland darstellen, so daß die Milchwirtschaft überwiegt.

Ein besonders interessantes Profil wurde am Strand von Opunake besichtigt (Tafel 2, Fig. 1); hier sind 3 Lahare aufgeschlossen (Opua-, Warea- und Pungarehu-Formation). Sie werden durch 2 Tephra getrennt (Oakura- und Okato-Tephra). Für die Datierung der Lahare ist eine anmoorige

---

Tafel II

Fig. 1. Steilküste nördlich der Stadt Opunake. Aufgeschlossen sind 3 Lahare und 2 Tephra. Der älteste Lahar der Pngarehu Formation, etwa 23 000 J.v.h., Okato Tephra (>7000 und <16000 J.v.h., der mittlere Lahar der Warea Formation, wahrscheinlich 12—16000 J.v.h., Oakura Tephra, <7000 J.v.h. und der jüngste Lahar der Opua Formation.

Fig. 2. Straßeneinschnitt Mangaonoho—Feilding, etwa 6 km nördlich Cheltenham. Aufgeschlossen sind mehrere Lösse, die pedogen stark verändert sind, kenntlich an 4 Fe-Konkretionshorizonten. Der tiefste Konkretionshorizont links unten bildet die Basis eines etwa 2 m mächtigen Kolluviums (? Burnand Kolluvium); zwischen dem zweiten und dritten Konkretionshorizont folgt der Burnand-Löß, zwischen dem dritten und dem schwächer ausgebildeten vierten der Marton-Löß, dann der etwas mächtigere Greatford-Löß und der nicht näher zu gliedernde Porewa- und Rata-Löß. Der oberste, ungefähr 1,3 m mächtige Abschnitt gehört zum Ohakea-Löß; dies ist durch die eingelagerte Aokautere-Asche (ca. 20 000 J.v.h.) nachgewiesen. Die 3 älteren Lösse gehören zum Waimean-Glazial, die 3 jüngeren zum Otiran-Glazial.

Fig. 3. Die beiden mittleren Konkretionshorizonte. Die am Steilhang teilweise verschwemmten festen Konkretionen haben im allgemeinen einen Durchmesser von 1/2—1 cm. Sie sind zusammen mit der starken Graufärbung und der Rostfleckigkeit des lehmigen Substrats die morphologischen Merkmale einer extremen Pseudovergleyung, die sich besonders auf den ebenen lößbedeckten Terrassen bemerkbar macht. Im jüngsten Löß (Ohakea) sind meistens Yellow-grey earths ausgebildet (Ustalfs, Udalfs, Aqualfs).

Fig. 4. Verschiedenaltrige Strandterrassen 11 km nordwestlich von Wanganui. Im Vordergrund die Rapanui-Terrasse, im Mittelgrund, durch einen Bach getrennt, die Ngarino-Terrasse, beide Oturian-Interglazial. Im Hintergrund die Brunswick-Terrasse des (vorletzten) Teragian-Interglazials.

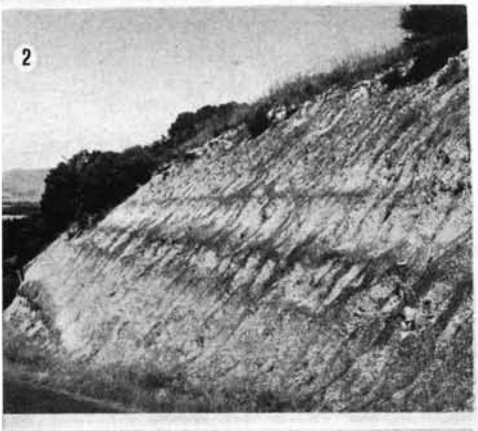
Fig. 5. Blick aus einer Entfernung von etwa 15 km auf den Nordwest-Hang des Mt. Egmont (2520 m). Deutlich ist die starke Zerstörung des Vulkans durch Starkregen zu sehen. Es wurden Starkregen bis zu 800 mm in 6 Stunden registriert.

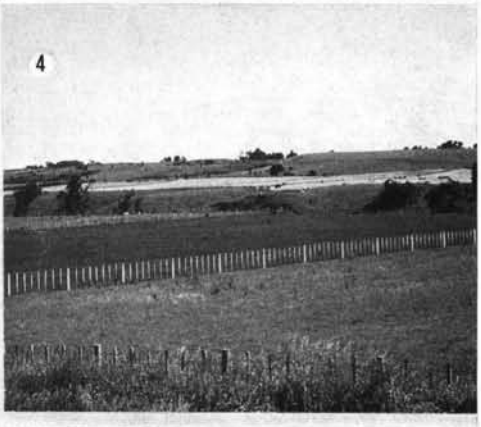
Fig. 6. Einschnitt an der Hauptstraße Hamilton—Auckland, etwa 32 km nördlich Hamilton. Aufgeschlossen sind verwitterte Aschen der Hamilton Ash Formation (200 000—400 000 J.v.h.) und der Kauroa Ash Formation (älter als 400 000 J.v.h.). Die Basis der Hamilton Ash Formation bildet eine zu weißem Ton verwitterte Asche von etwa 40 cm Mächtigkeit und eine 5 cm starke Schicht aus rötlichgelbem, grobsandigem Lehm (verwitterte Asche). Dann folgt ein brauner bis braungelber Ton mit schwarzen schrotgroßen Konkretionen, der etwa 40—50 cm mächtig ist und in einen gelblichen, fleckigen, plastischen Ton übergeht (verwitterte Asche insgesamt 1,45 m mächtig). Der obere Teil dieses Abschnitts wird als Paläosol gedeutet. Der weiße Ton an der Basis der Hamilton Ash Formation ist ein wichtiger Leithorizont.

Alle Aufnahmen E. Schönhals.

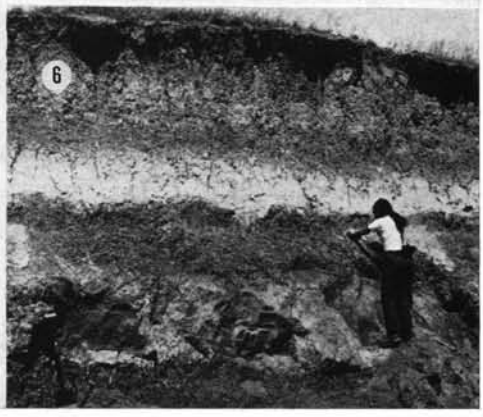

1


3


2


4


5


6

Schlufflage in einem ähnlichen Aufschluß 1,5 km weiter südlich wichtig; denn an einem Holzrest aus dieser Schicht konnte das ^{14}C-Alter bestimmt werden (23000 ± 300 J.v.h.). Bei der Fahrt durch die hügelige westliche Randzone des Mt. Egmont wurden die erwähnten Tephra noch an mehreren Stellen besichtigt. Das Relief der kuppig-hügeligen Landschaft ist durch Lahare verursacht, über deren Entstehung lebhaft diskutiert wurde. Den Abschluß des Tages bildete die Fahrt durch den Egmont-Nationalpark mit *Podocarpus*-Wäldern und dem Farn *Blechnum capense*.

Fast die Hälfte der Fahrt von New Plymouth nach Hamilton verlief entlang der Küste und war daher eine Fortsetzung des Programms vom vorhergehenden Tag. Wir sahen Lahare an den Talrändern des Waitara und anderer Gewässer östlich von New Plymouth, dann ältere Strandterrassen in unterschiedlicher Höhe, die letztinterglaziale Terrasse, überlagert von Dünensand und andesitischer Asche, letztinterglazialen Dünensand über kiesigem Küstensand und an mehreren Stellen quartäre Störungen.

Bei Awakino verließen wir die Küste und folgten zunächst dem Lauf des gleichnamigen Flusses. Das Landschaftsbild gleicht nun nicht mehr dem der beiden letzten Tage, denn es treten Schollen aus Trias- und Jura-Gesteinen auf, die die Ursache größerer Reliefunterschiede sind. Höhen bis zu 800 m NN kommen vor. Nördlich des Awakino sind im küstenferneren Gebiet neben miozänen Sedimenten überwiegend oligozäne kalkhaltige Schluffsteine, außerdem Sandsteine und Kalksteine verbreitet. Die Gesteins-, Boden und Reliefunterschiede wirken sich besonders nachteilig aus, wenn der Wald gerodet und durch Weide ersetzt wird. Der vollkommen veränderte Wasserhaushalt (zeitweise Austrocknung) und die dadurch hervorgerufenen Gefügeveränderungen durch Schrumpfung verursachen während der niederschlagsreichen Jahreszeit Rutschungen, und zwar auf größeren Flächen. Durch Rutschungen und auch durch Bodenabtrag werden die unter Wald vorhandenen Central yellom-brown earths zerstört und an ihre Stelle treten Rohböden und wenig entwickelte Böden mit A-B-C-Profil.

Eine große Verbreitung haben holozäne Tephra; sie bilden infolgedessen auf großen Flächen das Bodenausgangsgestein. Die vulkanischen Lockerprodukte sind teilweise mit lößartigem Material vermischt und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 5 m. Der verbreitetste Bodentyp ist der Yellow-brown loam, der bis in die Nähe von Hamilton vorkommt.

Nach der Besichtigung von Ignimbrit-Aufschlüssen in Straßeneinschnitten erreichte die Exkursion Te Kuiti, die wichtigste Stadt des „King Country" der Maori, und nach wenigen Kilometern die Tropfsteinhöhlen von Waitomo. Sie sind berühmt wegen der Ansammlung von Glühwürmchen *(Arachnocampa luminosa)*, die die Decken des weitverzweigten Höhlensystems zu hunderttausenden besiedeln.

Die Landschaft, die wir auf den nächsten 30 km kennenlernen, weist erhebliche Gesteinsunterschiede auf. Außer den auf großen Flächen verbreiteten Sanden und Kiesen des älteren Quartärs kommen Sand- und Schluffsteine, Konglomerate und Grauwacken des Jura sowie pliozäne Vulkanite vor. Die lithologischen Unterschiede machen sich in einem raschen Wechsel des Reliefs, der Böden und der Vegetation bzw. der Bodennutzung bemerkbar.

Auch in diesem nordwestlichen Teil der Nordinsel sind vulkanische Locker- und Festgesteine weit verbreitet und gut aufgeschlossen, und zwar nicht nur die jüngeren (jünger als 42 000 J.), sondern auch die älteren (Hamilton Ash Formation - älter als 200 000 Jahre - Tafel 2, Fig. 6). Die einzelnen Straten haben im allgemeinen nur eine geringe Mächtigkeit (wenige Dezimeter); sie sind meistens zu einem schluffig-tonigen Lehm und Ton verwittert. Die Farbe wechselt zwischen gelblichbraun, braun und dunkelbraun. Der allgemein verbreitete Bodentyp ist der Yellow-brown loam mit einem stark humosen A-Horizont von etwa 15—25 cm und einem dunkelbraunen B-Horizont. Es sind fruchtbare Böden, die sich in dem milden Seeklima (100—1500 mm Niederschlag) sehr gut für Weide eignen (Milchwirtschaft und Mastlämmer).

Etwa 20 km südlich Hamilton erfolgt ein nochmaliger Landschaftswechsel: Zwischen Rücken und Hügeln aus jungquartären Ablagerungen des Waikato dehnen sich von kleinen Seen, Mooren und sandig-schluffigen Bildungen eingenommene Rinnen aus, durch die der Waikato früher seinen Weg nahm. Die Umgebung von Hamilton hat durch die hügelig-kuppigen Oberflächenformen und durch zahlreiche Moore Ähnlichkeit mit Landschaften im Gebiet der letzten Vereisung Norddeutschlands.

Am Morgen des 17. 12. 1973 traf die kleine Gruppe von Quartärforschern Vorbereitungen für den letzten Exkursionstag mit dem Ziel Auckland, das etwa 110 km entfernt liegt. Doch zunächst stand die Besichtigung von Aufschlüssen in der unmittelbaren Umgebung der schönen Universitätsstadt auf dem Programm: In einer tiefen Ausschachtung auf dem Universitätsgelände und in einem Straßeneinschnitt waren Quartärprofile mit sehr alten und meist sehr stark verwitterten Aschen aufgeschlossen, nämlich die „Kauroa Ash Formation" (älter als 400 000 J.) und die früher schon erwähnte „Hamilton Ash Formation" (älter als 200 000 J.). Die Paläosole im älteren Abschnitt sind durchweg rot gefärbt und sehr tonig, die im jüngeren Abschnitt dagegen gelbbraun bis braun

gefärbt. Nur an der Obergrenze der „Hamilton Ash Formation" ist ein dunkelrotbrauner bis rotgelber Tonboden entwickelt, der sich wegen seines Allophanreichtums von den anderen Paläosolen unterscheidet; sein Alter ist nicht bekannt. Es folgt diskordant ein lößartiges Sediment von etwa 1 m Mächtigkeit mit einem A-B-C-Profil. Auch nördlich der ewa 40 km langen Trias-Scholle, in die sich der Waikato eingeschnitten hat, herrschen die gleichen quartärgeologischen Verhältnisse.

Ein Wechsel der quartärgeologischen Szene trat durch den Besuch des Südendes des Firth of Thames ein, wo an 13 postglazialen Strandwällen (jünger als 3900 Jahre) und den darauf entwikkelten Böden mit A-C- und A-B-C-Profil die allmähliche Verlandung erläutert wurde. Auf der Fahrt durch die Auckland-Halbinsel wurden im Basaltgebiet von Pokeno (Alt-Pleistozän) am Rande eines Kraters in tiefen Straßeneinschnitten Basalte und Basalttuffe mit Frittungs- und Verwitterungserscheinungen gezeigt. Nach ewa 30 km wurde am Nordrand des Manukau Harbour das zweie Basaltgebiet erreicht, das einen großen Teil der Stadt Auckland einnimmt.

Damit endete die über 1100 km lange Exkursion durch einen Landesteil Neuseelands, in dem die geologischen Vorgänge während des Quartärs vielfältige Zeugen und Spuren in großem Umfang hinterlassen haben. Dank und Anerkennung verdienen jene Forscher, die nun nach jahrelanger mühevoller Arbeit im Gelände und Labor über das Wissen verfügen, um den Ablauf der jüngeren Erdgeschichte der Nordinsel aufzuzeigen.

Schrifttum

Kohn, B. P. & Neall, V. E.: Identification of late Quaternary tephras for dating Taranaki lahar deposits. — N.Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 781—792, Wellington 1973.

Mansergh, G. D. (Editor): The New Zealand Quaternary, an introduktion. 63 S. Christchurch 1973.

Milne, J. D. G.: Mount Curl Tephra, a 230 000-year-old marker bed in New Zealand, and its implications for Quaternary chronology. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 519—532, Wellington 1973.

Pullar, W. A., Birrell, K. S. & Heine, J. C.: Named tephras and tephra formations occurring in the central North Island with notes on derived soils and buried paleosols. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 497—518, Wellington 1973.

Suggate, R. P.: Late Pleistocene Geology of the Northern Part of the South Island, New Zealand. — Department of Scientific and Industrial Research, Bull. n. s. 77, 1—91, 5 Tables and 37 Figures, Wellington 1965.

Vucetich, C. G. & Pullar, W. A.: Holocene tephra formations erupted in the Taupo area, and interbedded tephras from other volcanic sources. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 745—780, Wellington 1973.

Guidebook for Excursion C 11 — East-West North Island Traverse of New Zealand. 134 S., Christchurch 1973.

2.4. Bericht über die Exkursion C 5 vom 26.11.—1.12.1973 — Northern South Island

Von Herbert Liedtke, Bochum

Mit einer Abbildung

Thema: Glaziale und küstennahe interglaziale Schichtenfolgen, junge Tektonik und Ablagerungen des „Lower Quaternary".

Route: Christchurch — Motunau River Mouth — Hurunui River — Waiau River — Lewis Pass — Reefton — Greymouth — Kumara — Hokitika — Westport — Lake Rotoiti — Blenheim — Picton — Wellington.

Leitung: R. P. Suggate (Geologe), N. T. Moar (Botaniker).

Das hervorstechende Element dieser Exkursion waren die tektonischen Bewegungen des Nordteils der Südinsel, die von dem besten Kenner dieses Gebietes vorgeführt wurden, der zugleich das gegenwärtige Schema der Glazialstratigraphie Neuseelands erarbeitet hat. Die an der Ostküste gelegene Motunau Plain, 16 km lang und trotz kräftiger Abtragung noch 3 km breit, zeigte die Verstellung mariner Ablagerungen, die in einer Höhe zwischen 20—100 m liegen. Ebenso interessant waren die Südwest/Nordost-streichenden Verwerfungen zwischen Hanmer Springs und Springs Junction, weil sie ihre noch heute wirksame Aktivität anzeigen. Ein Erdbeben versetzte 1888 einen Zaun horizontal um 2 m. An anderen Stellen gelang der Nachweis einer Verstellung von 36 m bei gleichzeitiger horizontaler Verschiebung um 150 m. Aus der Terrassenkorrelation mit Eisrandlagen schließt man auf eine Bewegung von durchschnittlich 0,8 cm je Jahr (!). Ferner beobachtet man als Folge der Bewegungen kleine geschlossene Hohlformen (keine Toteislöcher!), aber

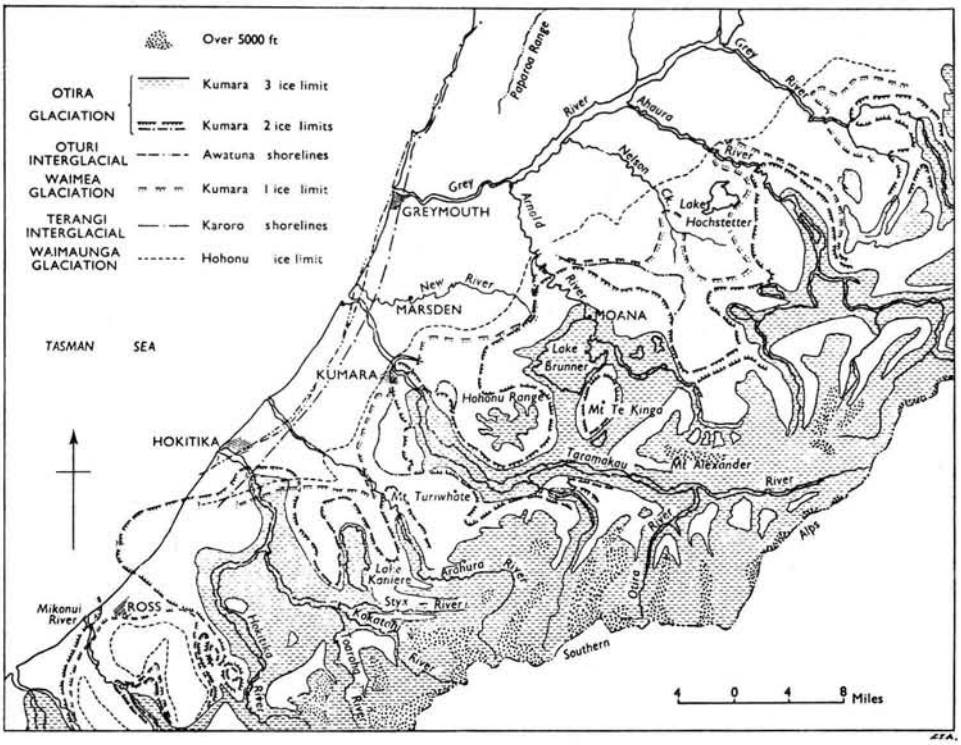


Abb. 6. Die Grenzen der Gletschervorstöße und ältere Küstenlinien im nördlichen Westland (nach SUGGATE 1965).

auch Rutschungen, die durch die tektonische Aktivität ausgelöst wurden. Die hier wirksamen Verwerfungen sind Äste der großen, die Südinsel Nordost/Südwest-querenden Alpine Fault, einer tektonischen Leitlinie vom Ausmaß der St. Andreas Fault bei San Francisco. Aber auch an der Alpine Fault westlich des Lewis Pass konnten ganz junge Verwerfungen untersucht werden.

Im Westland galt zwischen Greymouth und Hokitika das Hauptinteresse den im Gelände und auf der Karte deutlich erkennbaren Endmoränenloben der würmzeitlichen Kumara-Phasen und den dazugehörigen in verschiedener Höhenlage befindlichen Sandern und Schmelzwasserterrassen (Abb. 6). Durch die ehemals individuelle Goldsuche waren viele Aufschlüsse vorhanden, aber der hohe Niederschlag (2 500—3 400 mm) hat vieles wieder zerstört, und der *Nothofagus* (Beech)-*Podocarpus*-Wald verhüllt die Wunden in der Landschaft. Trotzdem bietet dieses Gebiet den Schlüssel für die Quartärstratigraphie, und von hier stammen auch die heute für die Gliederung verwendeten Namen: Kumara 15 km sö. Greymouth, Otira in der Nähe von Arthur's Pass, Waimaunga n. von Greymouth. Die älteren Vereisungen liegen am weitesten vom Gebirge entfernt, aber die Abstände der Grenzen der Vereisungen voneinander sind außerordentlich gering. Die folgende Gliederung findet zur Zeit Anwendung:

Otira-Kaltzeit (mit unverwittertem Material)	Würm
Oturi-Warmzeit	
Waimea-Kaltzeit (mit angewittertem Material)	Riß ?
Terangi-Warmzeit	
Waimunga-Kaltzeit (mit verwittertem Material)	Mindel ?
Waiwhero-Warmzeit	
Porika-Kaltzeit (mit verwittertem Material)	Günz ?
Kaikoura-Orogenese	
Ross-Kaltzeit (völlig durchgewittertes Material)	Jungpliozän

Während für die Kumara 2-Endmoräne (Maximalstand) ca. 20 000 Jahre B. P. angegeben werden, was mit den Würm-(Weichsel-)Maximum klar übereinstimmt, hat man für die Oturi-Warmzeit bisher nur Werte gefunden, die niedriger sind als die des europäischen Eems. Zahlreiche marine Terrassen konnten südlich Westport beobachtet werden; dagegen galt die Fahrt von Westport nach Blenheim wieder Fragen der jungen Tektonik am Buller River und am Wairau River sowie dem Gletscherbecken des Lake Rotoiti (mit kleinen Toteislöchern am Rande der letzten Vereisung) und der Ausbreitung der Waimea-Kaltzeit am Tophouse Pass. Die zahlreichen Erörterungen allerdings junger Pollenanalysen und die Erklärung zur Vegetationsentwicklung durch N. T. Moar waren für die Teilnehmer ein großer Gewinn.

2.5. Bericht über die Exkursion A 6 vom 24. 11. —1. 12. 1973 — Central South Island

Von Karl Albert Habbe, Erlangen

Mit 2 Abbildungen

Die Exkursion fand vor dem Kongreß in der Zeit vom 24. November bis 1. Dezember statt. Sie stand - wie auch die nach dem Kongreß durchgeführte Exkursion C 6 auf der gleichen Route - unter der Leitung von Michael L. Leamy vom New Zealand Soil Bureau und Kevin F. O'Connor vom Lincoln College der University of Canterbury. Zeitweise standen außerdem als Führer zur Verfügung M. Gage von der University of Canterbury und R. P. Suggate vom New Zealand Geological Survey, P. Wardle von der Botany Division des Department of Scientific and Industrial Research, M. McKellar und A. F. Mark von der University of Otago sowie J. G. Bruce und D. M. Leslie vom New Zealand Soil Bureau. Hauptthemen der Exkursion waren: Glaziale und glazifluviale Ablagerungen auf der West- wie auf der Ostseite der Neuseeländischen Alpen, Lösse und Bodenbildungen sowie die Vegetationsfolgen des Exkursionsgebietes. Die Exkursionsroute ging von Christchurch aus, querte am 1. Exkursionstag die Südalpen über den Lewis Paß nach Greymouth, folgte am 2. und 3. Tag der Westküste nach Süden (Standquartier: Franz Josef Glacier), führte am 4. Tag über den Haast Paß zurück auf die Ostseite des Gebirges (Tagesziel: Wanaka) und am 5. (Tagesziel: Alexandra) und 6. Tag durch das Gebiet des Clutha River nach Dunedin. Der 7. Tag und der Vormittag des 8. waren der Umgebung von Dunedin gewidmet, am Nachmittag des 8. Exkursionstages flog eine Sondermaschine der New Zealand Airways Corporation die Teilnehmer über die zentralen Teile der Neuseeländischen Alpen zurück nach Christchurch. Die Exkursion war vom Wetter außerordentlich begünstigt, — ein Glücksfall, wenn man bedenkt, daß an der Westküste der Südinsel 6000 mm Niederschlag im Jahr fallen.

Der 1. Exkursionstag führte die Teilnehmer zunächst nordwärts durch die Canterbury Plain und über den Weka Paß in das Becken von Waikari, wo M. Leamy ein Lößprofil zeigte, das sogleich auch einen Eindruck von den Problemen neuseeländischer Lößstratigraphie gab. Das knapp 2 m mächtige Profil zeigte einen voll durchgewitterten Löß aus dem letzten (Otira-Glazial über dem B_t-Horizont eines fossilen Bodens auf einem älteren Löß, der in das vorletzte (Waimea-) Glazial gestellt wird. Auffällig war die geringe Mächtigkeit des jüngsten Lösses, — wohl eine Folge der nur kurzen Steppenperiode während des Hochstandes der letzten Vereisung. Die Korrelation der neuseeländischen Lösse mit den verschiedenen Glazialen ist aus mehreren Gründen unsicher. Einmal ist die Folge der Glaziale nicht restlos geklärt und insbesondere das Waimea als eigenes Glazial nicht unbestritten, zweitens sind die neuseeländischen Lösse meist kalkfrei und daher in Gebieten mit höheren Niederschlägen selten unverwittert anzutreffen. Schließlich waren in diesem speziellen Fall (Hanglage!) Rutschungen nicht völlig auszuschließen.

Auf der Weiterfahrt längs dem Waiau River, in dessen breitem Schotterbett man im Vorbeifahren die aktuelle Auswehung der siltigen Korngrößen wunderschön beobachten konnte, galt das Interesse insbesondere der quartären Tektonik, die hier längs der Hope-Verwerfung nicht nur zu vertikaler Verstellung von jüngsten Terrassen geführt hat, sondern auch zu Transversalverschiebungen über Distanzen von bis zu 100 m sowie zur Bildung flacher Faltenstrukturen. Es scheint, als gingen diese Verstellungen ruckweise, jeweils in Verbindung mit Erdbeben vor sich, — jedenfalls haben Feinnivellements bei Maruia Springs, wo an der Awatere-Verwerfung junge Transversalverschiebungen mit Versetzung von rezenten Bachläufen deutlich zu beobachten sind, keinen Nachweis von andauernden langsamen Horizontalbewegungen erbracht.

Das Gelände beiderseits der Exkursionsroute hatte nur in den höchsten Teilen des Gebirges alpinen, sonst eher mittelgebirgshaften Charakter. Der Lewis Paß liegt 865 m hoch, die höchsten Erhebungen der Wasserscheide in diesem Gebiet rund 1000 m höher. Trotz der geringen Höhe und der niedrigen Breitenlage (42°30′ — das entspricht in Europa etwa der Lage der Abruzzen in Mittelitalien) war das Gebirge während der letzten Kaltzeiten voll vergletschert. Aber die

Gletscherzungen blieben noch im Gebirge liegen, ihre Endmoränen wurden im Spätglazial großenteils ausgeräumt, die Täler werden entsprechend von glazifluvialen Ablagerungen beherrscht. Stellenweise sind schöne Terrassentreppen ausgebildet. Einen Eindruck davon bekam man von einem Aussichtspunkt südlich Reefton, von dem aus die ineinandergeschachtelten Terrassen des Otira- (mit mehreren Niveaus), des Waimea- und des Waimaunga-Glazials zu beobachten waren. Die höheren Terrassen tragen Gleypodsole (Aquods) unterschiedlicher Mächtigkeit, die des Otiran Braunerden (Ochrepts), die Flußaue Gleye (Aquepts). Die Waimaunga-Terrassen überdecken weithin ältere quartäre Sedimente (die Penckssche Terrassentreppe ist hier also nicht vollkommen ausgebildet), sie sind außerdem teilweise tektonisch verstellt.

Ältestquartäre Schotter, die Old Man Gravels, konnten auf der Wasserscheide zwischen Inangahua und Grey River, am Reefton Saddle kurz besichtigt werden. Es handelt sich um ein sehr mächtiges Sediment (rund 1500 m), das nur als Äquivalent einer Gebirgsbildung gedeutet werden kann. Die obersten 600 m sind vergrust, die einzelnen Schotterkomponenten können jedoch noch ohne weiteres aus der Matrix herausgelöst werden. Pollenanalytische Untersuchungen haben ergeben, daß das obere Drittel der Old Man Gravels die Flora eines kühlen Klimas enthält, die sich deutlich von derjenigen der tieferen Partien unterscheidet und daher mit großer Wahrscheinlichkeit in das beginnende Pleistozän zu stellen ist. Einwandfrei glaziale Ablagerungen wie bei Ross (s. a. S. 249) haben sich hier allerdings nicht gefunden.

Die natürliche Vegetation des durchfahrenen Gebiets ist in den regenreichen höheren und westlichen Teilen durch immergrünen Regenwald der gemäßigten Breiten gekennzeichnet, während sich im Osten — z. T. anthropogene (Brandrodung der Maori) — Offenlandformationen einschieben, die durch Tussock-(Büschel-)Gräser, v. a. *Chionochloa*-Arten, geprägt sind. Der Wald wird heute von *Nothofagus*, der Südbuche, beherrscht, besonders von *Nothofagus fusca*. Pollenanalytische Untersuchungen zeigen jedoch, daß die Wiederbewaldung im Postglazial zunächst durch *Podocarpus-Wälder* eingeleitet wurde, und daß *Nothofagus* erst später — im Gebiet des Lewis Paß etwa 6000 Jahre v.h. — eingewandert ist.

Der erste Besuch des 2. Exkursionstages galt einer restaurierten Goldgräbersiedlung („Shantytown") aus der Zeit des gold rush in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts. Bei dem seinerzeit hier geförderten Gold handelte es sich um Seifengold, das sich an der Basis jungquartärer Schotter dicht vor den zugehörigen Moränen fand. Ähnlich dem Gold trifft man hier und weiter im Süden an tertiärer Lagerstätte Nephrit („greenstone", „Jade"), der schon für die Maori ein begehrter Werkstoff war und heute in Hokitika zu Schmuck verarbeitet wird.

Im Gebiet südlich Greymoth hat P. Suggate die derzeit gebräuchliche Gliederung des neuseeländischen Jungquartärs erarbeitet und demonstrierte sie nun im Gelände. Zwischen Kumara und Hokitika finden sich im Gebirgsvorland dicht hintereinander mehrere Moränenwälle von bis zu 200 m relativer Höhe und mit entsprechenden Schottervorfeldern (vgl. dazu Abb. 7), von außen nach innen: Hohonu, Kumara 1, Kumara 2/1, Kumara 2/2, Kumara 3. Die drei Kumara-

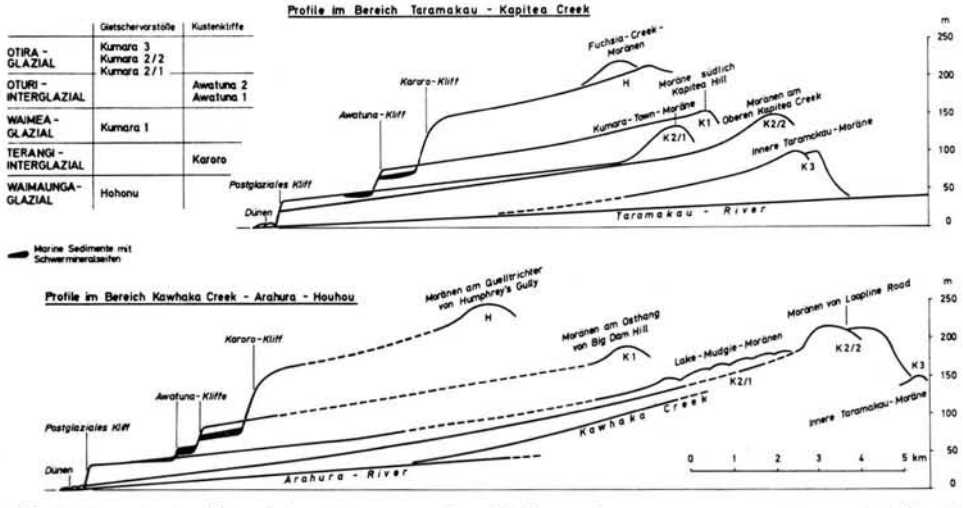


Abb. 7. Quartär-Profile zwischen Kumara und Hokitika (nach R. P. Suggate 1965 aus Guidebook for Excursion 6, 1973).

Moränen wurden früher dem letzten Glazial (Otira) zugerechnet. Da aber das zu Kumara 1 gehörige Schotterfeld von einem Kliff geschnitten wird (Awatuna Cliff) und Torfe vor dem Kliff, aber unter Kumara 2/1-Schottern ein Radiokarbonalter von > 50 000 Jahren ergaben, muß Kumara 1 von Kumara 2 durch eine mit einem Meeresspiegelhochstand verbundene Warmzeit getrennt sein, die höchstwahrscheinlich älter ist als die ältesten letzteiszeitlichen Interstadiale. Kumara 1 wird daher in ein eigenes Glazial (Waimea) gestellt. Da die Hohonu-Terrassen ihrerseits durch ein noch älteres Kliff abgeschnitten werden (Karoro Cliff), wird Hohonu einer noch älteren Vergletscherung (Waimaunga) zugewiesen. SUGGATES Gliederung beruht also im wesentlichen auf der morphologisch einleuchtenden Argumentation, daß Kaltzeiten durch Gletschervorstöße, Warmzeiten durch Meeresspiegelhochstände dokumentiert werden.

Gegen diese Gliederung wird vorgebracht, daß alle Moränen und Schotterfelder sehr frische Formen zeigen. Demgegenüber kann SUGGATE darauf verweisen, daß in diesem Gebiet Solifluktion wegen des Fehlens von Dauerfrostboden auch während des Hochstandes der Kaltzeiten für die Reliefformung keine Rolle gespielt hat. Er kann weiter damit argumentieren, daß alle Terrassenflächen dicht unter der Oberfläche Eisenkrusten von großer Härte aufweisen, so daß ihre Abtragung erschwert ist. Eine solche Ortseinbildung wurde in einer Schottergrube bei Arahura vorgeführt, wo Kumara 2/1-Schotter von einer etwa 1 m mächtigen Deckschicht äolischen Silts („Löß") bedeckt sind. Dieser Silt ist stark gebleicht, er bildet den A_e-Horizont eines Podsols. Der zugehörige B_s-Horizont — als betonartig verfestigte Eisenkruste ausgebildet — ist dagegen an den Kontakt-Silt-Schotter gebunden. — Dem weiteren Einwand, daß die fünf Endmoränen sehr dicht hintereinandergestaffelt erscheinen, läßt sich mit dem Hinweis auf den gegenüber etwa alpinen Gletschern andersartigen Massenhaushalt der neuseeländischen Gletscher begegnen. Der Hauptgrund, daß das Waimea-Glazial gleichwohl nicht allgemein anerkannt wird, liegt darin, daß auf der Ostseite der Südinsel entsprechende Ablagerungen bisher nicht zweifelsfrei belegt werden können, und daß junge Tektonik als Ursache für Küstenhebung und Kliffbildung nicht völlig auszuschließen ist.

Die Exkursionsroute führte am Nachmittag zu sehr interessanten Aufschlüssen an der Blue Spur Road östlich Hokitika, die den im einzelnen recht komplizierten Aufbau der mittel- und jungpleistozänen Sedimente vor dem Karoro Cliff zeigten, dann an der Küste südwärts nach Ross, das durch die Untersuchungen von GAGE über glaziäre Einschaltungen in die hier wieder anstehenden Old Man Gravels bekannt geworden ist, und weiter nach Franz Josef Glacier. Das ganze Gebiet südlich Greymouth ist pflanzensoziologisch dadurch interessant, daß hier die Südbuche fehlt, obwohl aus pollenanalytischen Untersuchungen bekannt ist, daß sie die Vegetation des letzten Interglazials (Oturi) auch in diesem Gebiet beherrschte. Der Wald wird hier von *Podocarpus*-Arten geprägt, auffällig sind die zahlreichen Lianen und Epiphyten und der dichte Unterwuchs (Baumfarne!).

Der 3. Exkursionstag war ganz dem Franz-Josef-Gletscher und seinem Vorfeld gewidmet. Interessenten konnten schon morgens früh vor dem Frühstück mit einem Führer die Gletscherzunge begehen, oder mit einer kleinen 6sitzigen Maschine den ganzen Gletscher und seine Nachbarn bis ins Nährgebiet abfliegen.

Für den Europäer ist an den Gletschern auf der Westseite der Neuseeländischen Alpen zunächst beeindruckend, daß sich hier in 43°30′ Südbreite aus Firnbecken, deren Umrahmung 3000 m kaum überschreitet, Gletscherzungen bis unter 300 m über Meer herabziehen, — weit unter die Baumgrenze also, die am Franz-Josef-Gletscher etwa bei 1300 m liegt (vgl. dazu Abb. 8). Das ist nur möglich, weil die Niederschläge hier in der südhemisphärischen Westwindzone exzessive Höhen erreichen. Sie liegen schon am Gebirgsrand um 4000 mm im Jahr und dürften im Gebirge 6000 mm weit überschreiten. Zusammen mit dem steilen Gefälle führt das zu einem sehr raschen Stoffumsatz. MCSAVENEY & GAGE haben 1966 im Mittelteil der Zunge des Franz-Josef-Gletschers ein tägliches Vorrücken um 150 cm gemessen. Diese rasche Eisbewegung äußert sich auch in einem lebhaften Oszillieren der Gletscherstirn. Dem allgemeinen Rückzug der Gletscher seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts stehen hier Wiedervorstöße über mehrere hundert Meter mit Maximalständen in den Jahren 1934, 1951 und 1967 gegenüber, die sich schon Jahre vorher durch ein eindrucksvolles Anschwellen der Eismächtigkeit im oberen Teil der Zunge angekündigt hatten. Auch Gletscherläufe kommen vor, meist im Gefolge von Starkregenfällen im Sommer. Sie können zu katastrophalen Veränderungen des Flußbettes führen, so zuletzt im Dezember 1965, als sich das Bett des Waiho innerhalb weniger Stunden stellenweise um volle 18 m aufhöhte. Der neue Schwemmkegel wurde anschließend in wenigen Monaten wieder zerschnitten, so daß hier innerhalb kürzester Zeit Formen geschaffen wurden, für die anderswo ganze Eiszeitabschnitte gebraucht werden.

Der tiefen Lage und dem Klima entsprechend geht hier die Wiedereroberung glazialer und glazifluvialer Aufschüttungsflächen durch die Vegetation sehr rasch vor sich. Am Vormittag des 3. Exkursionstages wurde das — nach dem Besuch der Gletscherstirn — von P. WARDLE auf dem

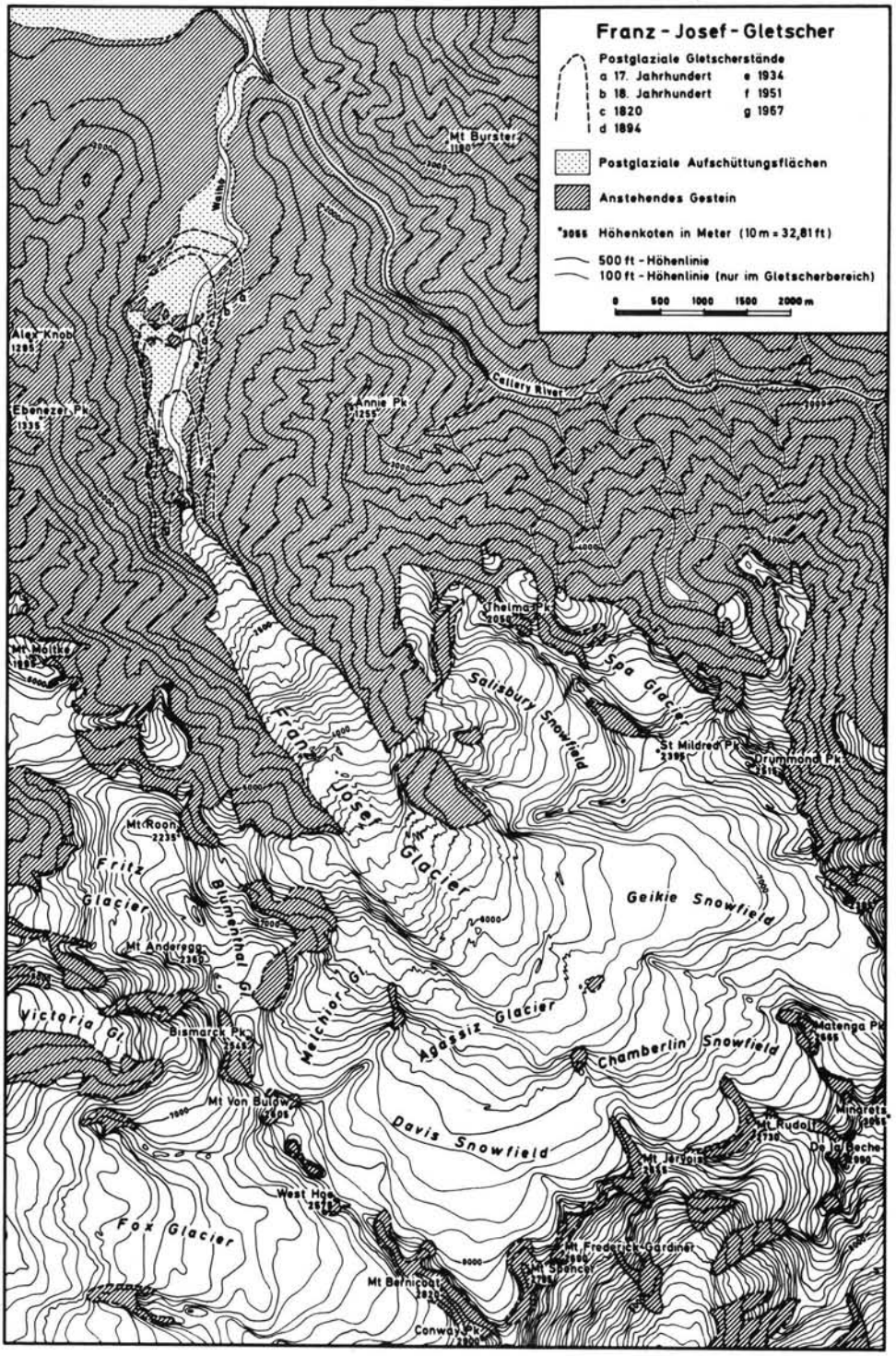


Abb. 8. Der Franz-Josef-Gletscher und seine historischen Gletscherstände. Eisflächen nach Luftbildern 1965, Gletscherstirn nach dem Stand von 1973 (nach N.Z. Topographical Map 1 : 63 360, S. 71 Weiho/S 79 Mt. Cook; W. A. Sara 1970/P. Wardle 1973; aus Guidebook for Excursion 6, 1973).

Douglas Track demonstriert, der Moränen von 1820, aus dem 18. und aus dem 17. Jahrhundert schneidet. Sie zeichnen sich nicht nur durch unterschiedliche Höhe des Bewuchses aus, sondern auch durch einen deutlichen Wechsel der Arten bis hin zur Schlußgesellschaft des *Podocarpus*-Waldes. Der Pflanzensukzession entspricht eine Bodensequenz vom Rohboden bis zum Podsol.

Am Nachmittag dieses Tages wurden spätglaziale Moränen des Franz-Josef-Gletschers im Gebirgsvorland und an der Küste aufgesucht. Das Zungenbecken der späthochglazialen Gletscher ist hier durch die Brandung des postglazialen Meereshochstandes angeschnitten worden, so daß die flankierenden Moränenwälle als Kaps aus dem Küstenprofil hervorragen, während im Zungenbecken eine Lagune mit vorgelagertem Strandwall entstanden ist, die von rückwärts durch die Schotter des als „braided river" ausgebildeten Gletscherbaches allmählich zugeschüttet wird. Am Omoeroa Bluff hat die Brandung in den Wallmoränenstümpfen schöne Aufschlüsse geschaffen. Das Moränenmaterial ist hier bräunlich verfärbt, also chemisch verändert und deshalb als frühglazial kartiert worden. Holzfunde in sandig-siltigen Sedimenten im Hangenden der Moräne haben jedoch ein Alter von nur 13 950 Jahren ergeben, so daß dieser Moränenwall wohl eher einer Spätphase zuzuordnen ist, die dem Kumara 3 SUGGATES vergleichbar wäre. Die deutlich ausgeprägte Waiho Loop Moraine weiter landeinwärts stellt ähnliche Datierungsprobleme. An ihrer Innenflanke ist unter Schottern Holz gefunden worden, das ein Radiokarbonalter von 2 430 Jahren ergab. Diese begrabenen Hölzer stehen aber in Zusammenhang mit einem Schotterstau hinter dem Moränenwall, dieser selbst dürfte erheblich älter sein, SUGGATE stellt ihn vermutungsweise in die jüngere Dryaszeit (11 000 J.v.h.).

Der 4. Exkursionstag führte an der Westküste entlang nach Haast und über den Haast Paß zum Wanaka- und Hawea-See auf der Ostseite des Gebirges. Ein kurzer Halt wurde am Fox-Gletscher eingelegt, der ein durch Toteisformen eindrucksvoll geprägtes Vorfeld aufweist und — ähnlich dem Franz-Josef-Gletscher — bei allgemeinem Rückzug vor allem seit den 30er Jahren 1964—1967 wieder rund 200 m vorgestoßen ist. An der Brücke über den Cook River einige Kilometer weiter ist eine Überschiebung von jungpaläozoischen metamorphen Schiefern über jungquartäre Schotter aufgeschlossen.

Jüngste tektonische Bewegungen waren auch Gegenstand des nächsten Halts an der Mündung des Paringa River. Die hier anstehende Paringa-Serie ist, wie SUGGATE gezeigt hat, eine Folge von marinen Silten an der Basis zu fluvialen Schottern und Sanden mit eingelagerten Torfen im oberen Teil. Ihr Radiokarbonalter liegt zwischen 13 400 und 7 400 J.v.h. Es handelt sich um die Füllung eines Trogtales aus der Zeit nach dem Kumara 3-Vorstoß. Die Schichten sind verstellt, teils in flache Falten gelegt, größtenteils aber durch ein Fallen von etwa 10° von der hier durchziehenden Alpinen Verwerfung weg landeinwärts ausgezeichnet. Wichtig ist der marine Charakter der Basis-Silte: da der Meeresspiegel zur Zeit der Bildung etwa 70 m tiefer lag als heute, der Fossilinhalt aber auf etwa 40 m Wassertiefe hinweist und die Basis der Paringaschichten heute 36 m über Meer liegt, ergibt sich eine Hebung von 142 m in 13 400 Jahren, also von rund 10 m pro 1000 Jahre oder durchschnittlich 1 cm pro Jahr. Dabei handelt es sich um aktive Hebung, isostatische Bewegungen haben offenbar keine wesentliche Rolle gespielt.

Derartig kräftige junge Bewegungen machen natürlich die zeitliche Einstufung mariner Terrassen außerordentlich problematisch. Als ein Beispiel für viele zeigt M. GAGE drei Terrassen am Ship Creek (nordostwärts Haast) in 70, 26—30 und 3 m über Meer, die als vorletztglazial, letztglazial und postglazial eingestuft werden, jedoch widersprüchliche Radiokarbondaten geliefert haben.

Südlich des Paringa River setzt unvermittelt wieder *Nothofagus*-Wald ein, in dem besonders in mittleren Höhenlagen, wie sie auf der Fahrt über den Haast Paß (571 m) gequert wurden, die Silberbuche, *Nothofagus menziesii,* dominiert. Die Fahrt über den Haast Paß zeigte in eindrucksvoller Weise den raschen Übergang vom epiphytenreichen immergrünen Regenwald des Westens zur Steppe auf der trockenen Ostseite des Gebirges. Am Wanaka- und Hawea-See ist man bereits in einem Offenland, dessen natürliche Wälder schon der Brandrodung der Maori zum Opfer gefallen sind. Ein letzter Halt an der Westseite des Lake Hawea zeigte in langen Straßenaufschlüssen den Aufbau der durch zahlreiche Rutschungen gekennzeichneten Ablagerungen an der Flanke eines spätglazialen Gletschers (Hawea = Kumara 3), dessen Endmoränen den See stauen.

Der 5. Exkursionstag stand unter dem Thema „Erosion, Akkumulation und Bodenbildung unter trockenen Klimabedingungen". Am ersten Haltepunkt bei Maungawera (nordwärts Wanaka) konnte man das große Schotterfeld vor den Endmoränen des Hawea-Standes überblicken, das durch von den Seiten her vorgeschüttete flache Schwemmkegel gegliedert ist. M. LEAMY zeigte, daß hier zwei Schwemmkegelgenerationen übereinander unterschieden werden können. Während die älteren Kegel wohl postglazial sind, ergab die Datierung eines begrabenen Bodens unter einem der jüngeren Kegel ein Alter von nur 222 ± 62 Jahren. Die schwächer ausgeprägte,

aber im Prinzip den älteren Böden ähnliche Bodenentwicklung auf den jüngeren Schwemmkegeln beweist ebenso wie die Ergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen, daß die plötzliche Neubelebung von Erosion und Akkumulation vor 250 Jahren eine Folge der Inkulturnahme durch die Maori war und nicht etwa direkte klimatische Ursachen hat.

Bei Queensberry (im Clutha-Tal zwischen Wanaka und Cromwell) zeigte LEAMY ein fast 6 m mächtiges Profil in siltigen äolischen Sedimenten („Löß") aus dem letzten Glazial mit den B-Horizonten von 5 fossilen Böden, die freilich z. T. nur schwach entwickelt sind, und referierte die Methoden, mit denen versucht wurde, die Genese dieser Böden aufzuklären (insbesondere detaillierte Phosphorbestimmungen). LEMY glaubt in den eingeschalteten Böden entsprechende Interstadiale fassen zu können, doch lassen sich lokale Einflüsse nicht völlig ausschließen.

Der Nachmittag war der Bodenentwicklung auf glazifluvialen Terrassen verschiedenen Alters gewidmet. LEAMY zeigte im Gebiet von Alexandra 4 Böden, die durch verschieden starke und verschieden intensive Ausbildung des B_t-Horizonts (clay pan) ausgezeichnet sind. Die intensivste clay-pan-Bildung ist — wie zu erwarten — auf den höchsten und ältesten, die schwächste auf den jüngsten Terrassen zu finden. Offen blieb aber auch hier, wieweit mit Hilfe der Böden das Alter der unterlagernden Terrassen einwandfrei bestimmt werden kann. So ist etwa auf Waimea — wie auf Waimaunga-Terrassen der gleiche Boden vom Typ Lowburn ausgebildet, der nur durch verschiedene Mächtigkeit eine Trennung in jüngere (seit dem Oturi-) und ältere (seit dem Terangi-Interglazial) Bildungen erlaubt. Schließlich ist wahrscheinlich, daß die mächtigsten Bodenbildungen vom Typ Clyde nicht erst seit dem drittletzten Interglazial (Waiwhera) entstanden sind, sondern mindestens bis in das Altquartär, wenn nicht ins Tertiär oder gar bis ins ausgehende Mesozoikum zurückreichen, da sie auch mit der Entstehung der hier in verschiedenen Höhenlagen vorkommenden Felsburgen („tors") in Verbindung gebracht werden, für die randtropische Klimabedingungen — die auch hier zuletzt im Alttertiär gegeben waren — Voraussetzung sind.

Der 6. Exkursionstag brachte mit einer Landrover-Fahrt auf die Old Man Range (1695 m) einen weiteren Glanzpunkt der Exkursion. A. MARK gab hier zunächst einen Überblick über die eindrucksvolle Höhengliederung der Vegetation, die - von den tiefsten Lagen abgesehen - durch verschiedene Arten von Tussockgräsern gekennzeichnet ist. Diese Tussock-Formation ersetzt in dem unteren, montanen Bereich den durch Baumstümpfe nachweisbaren postglazialen *Podocarpus-Nothofagus*-Wald, der bis etwa 1000m hinaufreichte, aber seit dem 12. Jahrhundert durch frühe Brandrodungen zerstört worden ist. Über dem durch eingeführte Arten geprägten Kulturlandgürtel dominiert heute bis etwa 800 m bei 400—500 mm Niederschlag an sonnenexponierten Hängen eine Halbwüste mit *Raoulia australis* (Scabweed Semi-Desert), sonst eine trockene Steppe mit *Festuca novae-zelandiae* als Charakterart (Fescue Tussock Grassland). Im subalpinen Stockwerk zwischen 750 und 1000 m mit 700—800 mm Niederschlag folgt eine Übergangszone mit *Festuca novae-Zelandiae* und *Chionochloa rigida* (Mixed Fescue-Snow Tussock Grassland). In der unteren alpinen Zone zwischen 1000 und 1450 m mit etwa 1000 mm Niederschlag sind zu unterscheiden das Snow Tussock Grassland mit *Chionochloa rigida* und dem Speargrass, *Aciphylla aurea,* an trockenen Nordhängen ein Fescue Tussock Grassland mit der eingeführten, brandresistenten *Festuca matthewsii,* und in den höchsten Lagen das Blue Tussock Grassland mit *Poa colensoi.* Die hochalpine Zone über 1450 m mit Niederschlägen über 1600 mm ist durch Polsterpflanzen der verschiedensten Gattungen, niedrige Gräser, einjährige Kräuter und Flechten gekennzeichnet. Bezeichnend ist, daß trotz der niedrigen Breitenlage (45°20′) und der mit der Höhe kräftiger werdenden Niederschläge in den oberen Lagen nie Wald vorkam. Offenbar sind die thermischen Bedingungen (unter 10° im wärmsten Monat) bereits zu ungünstig. Noch überraschender für den Europäer ist jedoch, daß die durchaus mittelgebirgshaften Gipfellagen der Old Man Range nicht nur durch Felsburgen und kaltzeitliche Kar-Nischen gekennzeichnet sind, sondern vor allem durch eine sehr aktive periglaziale Formenbildung. Die flachen Kammpartien zeigen Thufurbildungen, an den schwach geneigten oberen Hängen schließen sich die Hohlformen zwischen den Thufurbülten zu langgestreckten Rinnen zusammen. Wo die Pflanzendecke lückenhaft wird oder ganz fehlt, finden sich auf ebenen Flächen Steinpflaster, an den Hängen Terrassetten und schließlich prachtvoll ausgebildete Steinstreifen. Stellenweise sind regelrechte Erdgletscher entwickelt. Schon unterhalb der Gipfelregion im Bereich des Blue Tussock Grassland kommen Wanderblöcke mit deutlichen Rutschspuren auch an flacher geneigten Hängen verbreitet vor. Klimatisch sind diese Periglazialformen durch häufige Frostwechsel, eine nur kurze frostfreie Periode im Hochsommer, eine hohe Luftfeuchtigkeit und — wohl wesentlich — ein rasches Abschmelzen der winterlichen Schneedecke und entsprechende Überfeuchtung des Untergrunds infolge schlechter Dränage bedingt.

Der 7. Exkursionstag führte am Vormittag zu den durch die pollenanalytischen Untersuchungen von CRANWELL & von POST 1936 klassisch gewordenen Mooren von Swampy Hill (742 m) nördlich oberhalb von Dunedin. M. MCKELLAR berichtete hier über neuere Untersuchungen, die die Ergebnisse von CRANWELL/v. POST ergänzen und erweitern. Die basale Pollenzone I, die durch eine Grasvegetation ähnlich der heutigen gekennzeichnet ist, kann jetzt auf etwa 12 000

bis 10 000 v.h. datiert werden. Die Zone II ist durch das plötzliche massenhafte Auftreten von *Podocarpus*-Pollen gekennzeichnet, die Zone III, deren Beginn auf etwa 6 000 v.h. zu datieren ist, durch das Einsetzen von *Dacrydium cupressinum*. In dieser Zone kommen kleine weiße Quarzgerölle vor, die als Gastrolithen des ausgestorbenen Moa gedeutet werden. Die für diese oberen Schichten in Otago sonst typischen Pollen von *Nothofagus* sind hier nur spärlich vertreten, — ein weiteres Zeugnis dafür, daß die *Nothofagus*-Ausbreitung vor der Zeit der ersten Eingriffe des Menschen in das natürliche Ökosystem auf der Südinsel noch nicht ihre vom Klima her mögliche äußere Verbreitungsgrenze erreicht hatte. Am Nachmittag zeigte D. LESLIE bei T a i a r o a H e a d auf der Otago-Halbinsel ein insgesamt fast 15 m mächtiges hochinteressantes Profil mit Wechsellagerung von Lössen, Tuffen und Fließerden. Es liegen bisher nur detaillierte bodenkundliche Untersuchungen darüber vor, die Zuordnung der insgesamt 24 Horizonte ist daher noch mit Unsicherheiten behaftet, doch glaubt LESLIE, in den obersten 10 Schichten das obere Pleistozän vom Terangi-(Holstein-)Interglazial an aufwärts fassen zu können.

Der 8. E x k u r s i o n s t a g führte die Teilnehmer am Vormittag nach Südwesten in das Mündungsgebiet des Clutha River. Hier wurden bei R o m a h a p a gemeinsam mit den Teilnehmern der Exkursionen A 8 und A 12 Lößfolgen mit mehreren begrabenen Böden auf jung gehobenen Strandterrassen studiert (vgl. Bericht von E. SCHÖNHALS über die Exkursion A 12). Einen letzten Höhepunkt bildete dann der Rückflug nach Christchurch am Nachmittag. Er ermöglichte mit dem Überfliegen des oberen Clutha-Tales und des Hawea-Sees ein Résumé des zweiten Exkursionsteiles und ergänzte durch einige Schleifen über den höchsten Teilen der Neuseeländischen Alpen um den M o u n t C o o k (3764 m) die Eindrücke des ersten. Dabei wurde deutlich, daß die großen Gletscher dieses Gebirges, insbesondere aber die der Ostseite, nahezu alle den Typ des Firnstromgletschers im Sinne R. v. KLEBELSBERGS repräsentieren. Ihre extrem langen Zungen — beim Tasman-Gletscher rund 25 km — kommen aus relativ sehr kleinen Firnfeldern und erhalten auch von der Seite nur geringe Zuflüsse. Sie stellen heute weithin langsam abschmelzende, schuttbedeckte Toteismassen dar. Aber als aktive Gletscher zur Zeit des letzten Hochstandes vor 80 Jahren müssen sie in ihrer heutigen Ausdehnung im wesentlichen durch Lawinen über die rund 1500 m hohen steilen Talflanken ernährt worden sein. Tatsächlich sind nur Franz-Josef- und Fox-Gletscher auf der Westseite des Gebirges Firnfeldgletscher vom alpinen Typ, nur sie reagieren daher heute noch auf kleine negative Klimaschwankungen mit deutlichen Vorstößen. Auch die Gletscher der Ostseite reichen noch bis unter die Waldgrenze, enden jedoch in größerer Höhe als die der Westseite, — der Tasman-Gletscher etwa in 750 m. Diese höhere Lage der Gletschertäler dürfte erklären, daß die pleistozäne Vorlandvergletscherung im Osten des Gebirges trotz der heute fehlenden Firnfelder und trotz geringerer Niederschläge ein größeres Ausmaß erreichte als im Westen.

L i t e r a t u r

Guidebook for Excursion 6 — Central South Island of New Zealand; Christchurch N. Z. 1973 (hier auch weiterführende Literatur).

Quaternary Geology — South Island, 1 : 1 000 000; N. Z. Geological Survey Miscellaneous Series Map 6; Wellington N. Z. (D.S.I.R.) 1973.

2.6. Bericht über die Exkursion A 8 vom 10.—19.12.1973 — Otago and Southland

Von HERBERT LIEDTKE, Bochum

Thema: Glaziale Schichtfolgen, periglaziäre Erscheinungen und Vegetationsentwicklung.

Route: Dunedin — Old Man Range — Queenstown — Te Anav — Doubtful Sound und Fjordland-Regenwald — Invercargill — Gore — Dunedin.

Leitung: I. C. MCKELLAR und W. BROCKIE mit besonderer Unterstützung von I. G. BRUCE und D. M. LESLIE.

Aus der Vielfalt der hier behandelten Probleme, die unter vorzüglicher Leitung erörtert wurden, sollen nur wenige Punkte herausgegriffen werden. Erwähnt sei zunächst das Periglaziär. Hierüber waren die Ansichten auf beiden Exkursionen, an denen ich teilnahm, und auch bei anderen Diskussionen recht unterschiedlich, vor allem was die minimale Intensität der Periglazialerscheinungen sowie Vorhandensein und Verbreitung eines Dauerfrostbodens betrifft. Erste peri-

glaziäre Ablagerungen wurden auf der Otago-Halbinsel bei Dunedin am Taiaroa Head vorgeführt; die Höhenlage betrug nur ca. 30—40 m über NN. Die Datierung der dortigen stratigraphischen Abfolge ist problematisch, da keine absoluten Werte vorliegen. Weiter im Inland konnte bei Clarks Junction eine deutliche Abschwächung der Geländerunterschiede vorgeführt werden. Hier waren in einer Höhenlage von 460—560 m kleinere Bacheinschnitte durch periglaziäre Überformung weitgehend zugefüllt, so daß eine Abschwächung der Reliefenergie eingetreten war. Für einige westlich Dunedin auftretende asymmetrische Täler konnte eine periglaziär-klimatische Abhängigkeit nicht nachgewiesen werden; Strukturbedingtheit hatte hier den Ausschalg gegeben. Nordwestlich Dunedin befindet sich auf den dortigen paläozoischen Schiefern eine ausgedehnte Rumpffläche wohl jungkretazischer Ausprägung, die im Durchschnitt bei 450 m, durch Wellung aber auch höher oder tiefer liegt, aber ein riesiges Areal einnimmt (rund 7 500 km²). Hier befinden sich unzählige Klippen, die bis 40 m hoch aufragen. Ihre Anlage scheint durch das tertiäre Klima mit unterschiedlich tiefer Verwitterung vorgeformt zu sein, aber durch die periglaziären Bedingungen mit kräftiger Abtragung sind die Klippen herauspräpariert worden.

Das Gebiet dieser Klippen wird bereits von Grasland eingenommen. Hierzu wurde gleich am ersten, leider gerade verregneten Tag ein Moorprofil bei Dunedin aufgesucht, der 742 m hohe Swampy Hill, wo drei Pollenzonen erkannt wurden: die tiefste Zone setzt um 12 000 B. P. ein und dauerte rund 2 000 Jahre. Sie enthält Coprosma und Cyperaceen (ähnlich wie auch heute); darüber lagert *Podocarpus* und ab 6 000 B. P. *Dacrydium cupressinum* mit wenig *Nothofagus*. Das Profil beweist eine Wiederbewaldung nach der Otira-Eiszeit und weist darauf hin, daß offensichtlich durch Feuer um 1300 A.D. das den Swampy Hill umgebende Grasland vom Typ des schmalblättrigen Schnee-Tussockgrases *(Chionochlia rigida)* entstanden war. Dieses Profil ist wichtig für die Frage, ob die Grasländer eine natürliche Vegetationsgesellschaft oder man-made sind. Allerdings wage ich nicht, dieses Profil auf die ausgedehnten trockenen Graslandflächen im Inneren der Südinsel zu übertragen.

Eine eintägige sehr eindrucksvolle Landrover-Expedition führte auf die Old Man Range (1 695 m) bei Alexandra. Auf der ganz sanft geneigten Hochfläche wurden verschiedene rezente Periglaziärerscheinungen vorgeführt, u. a. Frostmusterböden bis 2 m Durchmesser, Streifenböden, Solifluktionsterrassen und Klippen. Ein Dauerfrostboden besteht nicht, die Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei 0° C, die Sommertemperatur bei 10°C; an mehr als 100 Tagen im Jahr liegt Schnee (geographische Breite etwa 45° S.).

Als Beispiel für die zahlreichen aus den Neuseeländischen Alpen nach Osten in das Vorland austretenden Seen sei hier der Lake Wakatipu bei Queenstown vorgeführt, ein S-förmiger fjordartiger See von 77 km Länge bei 5 km Breite; sein Seespiegel liegt bei 310 m, aber seine Umrahmung steigt steil bis auf 1 800—2 250 m auf. Mit einer Tiefe von 388 m, also bis unter den heutigen Meeresspiegel reichend, zeigt sich die kräftige Exaration des Eises, das eine Mächtigkeit zwischen 1 000—1 500 m erreichte. Im übrigen konnten hier alle typischen Erscheinungen beobachtet werden, die man auch im alpinen Raum vorfindet: Eisdiffluenzen, trockengefallene Abflüsse, stagnierendes Eis mit Kamesbildungen, etappenweises Absinken des Seespiegels nach Rückzug des Gletschers, Ablagerung von Bänderton oder ähnlichen rhythmischen Absätzen und natürlich glazifluviatile Terrassen verschiedener Niveaus, an deren Basis in Strudellöchern und Kolken nach Gold gesucht wurde.

Die Parallelisierung der Rückschmelzstadien ist an den zahlreichen großen Seen oft recht schwierig. Als besonders günstiges Gebiet mit einer breiten Vorlandebene haben sich der Lake Manapouri und der Lake Te Anau erwiesen, an dessen Ost- und Südostsäumen sich das Eis in großen Loben ausbreitete und eine deutliche Dreigliederung zuläßt. Die drei Endmoränenzüge werden nach McKellar den zwei Stadien der Otira-Eiszeit sowie der Waimea-Eiszeit gleichgesetzt; die Unterscheidung erfolgt auf stratigraphischer und geomorphologischer Grundlage, da keine ^{14}C-Datierungen vorliegen.

Marakua Advance	=	Kumara 3	Otira (Würm)
Ramparts Advance	=	Kumara 2	
Whitestone Advance	=	Kumara 1	Waimea (Riß)

Eine Bootsfahrt über den Lake Manapouri und eine Fahrt auf einer Piste führte bis in den Doubtful Sound, einen tief ins Land greifenden Fjord. Ein Fußmarsch entlang eines Naturlehrpfades diente dem Kennenlernen des undurchdringlichen Regenwaldes in diesem völlig unerschlossenen, straßen- und wegelosen Gebiet. Selbst dieser Abstecher war nur möglich, weil hier dank eines großartigen Projektes zur Gewinnung von Elektroenergie eine Schneise in den Regenwald geschlagen worden war.

2.7. Bericht über die Exkursion A 12 vom 26. 11. — 1. 12. 1973 — Eastern South Island

Ein Beitrag zur Kenntnis des Lösses und der fossilen Böden auf der Südinsel Neuseelands

Von Ernst Schönhals, Gießen

Mit 4 Abbildungen, 1 Tafel und 1 Tabelle

Themen: Pleistozäner und holozäner Löß, stratigraphische und bodenkundliche Probleme in dem temperierten, subhumiden östlichen Tiefland der Südinsel und jungquartäre marine Bildungen.

Führer der Exkursion: P. J. Tonkin (Lincoln College, University of Canterbury) und E. Griffiths (N. Z. Soil Bureau); beteiligt waren außerdem: M. Laffan (Marlborough Catchment Board), D. W. Ives, A. D. Wilson, J. Bruce (alle N. Z. Soil Bureau).

Die 9 Exkursionsteilnehmer trafen sich am 26. 11. 73 in Wellington (Nordinsel) und traten am nächsten Morgen mit der Fähre die Überfahrt zur Südinsel an. Bei der Fahrt durch die Cook-Straße, an der engsten Stelle 23 km breit, waren an den Niveauveränderungen der Küstenterrassen südlich Wellington die Auswirkungen der tektonischen Bewegungen in diesem im Pliozän stark gefalteten Gebiet zu beobachten. Die marinen Terrassen haben letztinterglaziales Alter (Oturian); eine gehobene postglaziale Strandterrasse (+ 20 m NN) war ebenfalls zu beobachten.

Die schöne Fahrt durch den Tory Channel und den westlichen Queen Charlotte Sound an der Nordostküste der Südinsel bot Gelegenheit zu Beobachtungen über den Einfluß der Bodennutzung (meist Weide) auf den Boden; an zahlreichen Stellen des stark hängigen Geländes ist der Boden abgetragen, so daß der helle Untergrund an die Oberfläche tritt. Auch Rutschungen waren zu beobachten.

Im Hafen von Picton bestieg die kleine Gruppe einen nicht sehr geräumigen Bus, der uns entlang des Tua Marina-Tals durch die nordöstlichen Ausläufer der Richmond Range (Grauwacken und Tonschiefer des jüngeren Paläozoikums) in das breite Tal des Wairau River brachte; in Blenheim, am Südrand des fruchtbaren Tals gelegen, wurde übernachtet.

Der zweite Tag begann mit der Besichtigung von Aufschlüssen in den Wither Hills nahe Blenheim; dabei wurde die Abhängigkeit der Bodenerosionsformen (Gully und Tunnel) vom Substrat (Löß) und der Bodengenese erläutert. Die wichtigste Ursache der Erosion sind fragipans, das sind gefleckte Unterbodenhorizonte, die im trockenen Zustand verkittet und daher verhärtet sind, im feuchten Zustand quellen und eine sehr geringe Durchlässigkeit für Wasser haben. Es kommt daher wegen der geringen Versickerung zum Abfluß von Niederschlagswasser und zur Verlagerung von Bodenmaterial. In den Wither Hills können 7 Zyklen von Bodenbildung, Erosion und Akkumulation unterschieden und damit auch die Formungsprozesse der Landoberfläche erfaßt werden.

Der zweite Abschnitt der Exkursion von Blenheim nach Christchurch verlief entlang der Küste, so daß die Möglichkeit zur Besichtigung von Straßeneinschnitten und Kliffprofilen bestand. Wegen der großen Entfernung (etwa 370 km) blieb nur Zeit für wenige Aufschlüsse, die aber ein Bild vom geologischen Bau dieses landschaftlich abwechslungsreichen Küstenstreifens vermittelten (Jura und Kreide, die streckenweise bis an die Küste reichen, außerdem tertiäre Sedimente und quartäre Deckschichten). Eindrucksvoll waren die zum Teil mehrere km breiten Täler und Mündungsgebiete mit terrassierten quartären Aufschüttungen. Löß und lößähnliche Bildungen sind nur auf relativ kleinen Flächen verbreitet, so vor allem im Bereich des niedriggelegenen Küstenstreifens und entlang der größeren Flüsse, z. B. des Waiau und des Hurunui River. Meistens handelt es sich um Lößdecken mit mehr als 1 m Mächtigkeit; im allgemeinen werden mehr als 3 m erreicht. Dann ist mindestens ein fossiler Boden eingeschaltet. Die Lößvorkommen im Nordosten der Südinsel sind sehr wahrscheinlich auf die Nähe der breiten Überflutungsflächen der Flüsse zurückzuführen, aus denen Staub ausgeweht wurde.

Auf den Terrassen des Awatere, etwa 70 km südlich Blenheim, war zu beobachten, daß die Zahl der Lösse von der Höhenlage der Terrassen abhängt. Auf dem Südufer können über der rezenten Überflutungsebene 4 Terrassen unterschieden werden. Auf der untersten Terrasse liegt ein etwa 1,5 m mächtiger „Löß", in dem nur eine sehr geringe Bodenentwicklung abgelaufen ist. Als Ablagerungszeit wird Jung-Postglazial angenommen. Auf der nächst höheren Terrasse überlagert der „postglaziale Löß" einen etwa 60 cm mächtigen Löß, der Merkmale einer deutlichen Bodenbildung aufweist, und zwar eine Lessivierung, kenntlich an braunen Tonhäutchen auf den Schwundflächen des sehr festen, graugeaderten B_t-Horizonts, der als fragipan zu bezeichnen ist. Auf der dritten Terrasse liegen 3 Lösse; der jüngste (postglaziale) „Löß" wird mit der Zunahme der Entfernung vom Fluß geringmächtiger, ebenfalls ein Beweis für die Auswehung aus dem Überflutungsgebiet. Die beiden älteren Lösse haben ebenfalls morphologische Merkmale, die auf Lessivierung und die dadurch verursachten Veränderungen der physikalischen und chemischen Eigenschaften zurückzuführen sind (Entstehung von fragipans mit grauen Flecken und Adern sowie Fe-Mn-Kon-

kretionen). Über das Alter der Terrassen wurden keine Angaben gemacht; es handelt sich jedoch — wie aus dem starken Verwitterungsgrad und der Fe-Verkittung der beiden höheren Terrassen und dem frischen Zustand der Schotter der jüngsten Terrasse geschlossen wird — um mindestens zwei verschiedenaltrige Ablagerungen.

Eine ganz ähnliche Abfolge war am Südufer des Clarence River, etwa 70 km weiter südlich, aufgeschlossen, wo in einem 4—5 m mächtigen Profil der tiefere fossile Boden deutlich, der höhere weniger deutlich entwickelt war; die Unterschiede in der Intensität der Bodenentwicklung (Lessivierung und Entstehung von fragipans) traten wiederum durch die Größe und Kompaktheit des prismatischen Gefüges im Bt-Horizont in Erscheinung. Die Umgebung von Kaikowa (am Kahutara River) gab wegen der dort herrschenden starken Gesteinsunterschiede und tektonischen Vorgänge Anlaß zu Diskussionen über die Landschaftsgeschichte.

Auf der Weiterfahrt wurden in den Lößaufschlüssen keine neuen Beobachtungen gemacht, die das bis dahin gewonnene Bild hätten verändern können. Verbreitung und Mächtigkeit des Lösses nehmen im allgemeinen nach Süden ab, so daß eine Unterteilung kaum noch möglich ist. Nur auf einer höheren Terrasse des Waiau River und in einem Straßeneinschnitt 3 km nördlich von Cheviot war noch Löß mit einer Mächtigkeit von über 3 m aufgeschlossen. Eine Ausnahme bildet wohl auch ein Aufschluß im postglazialen Kliff unmittelbar südlich der Brücke über den Kowai River (etwa 40 km nördlich von Christchurch). Hier sind 6,5 m Löß aufgeschlossen; durch einen deutlich entwickelten Paläosol im unteren Abschnitt des Profils ist eine Zweiteilung des Lösses möglich.

Von der Stadt Amberley bis nach Christchurch wurde dann die Küstenebene durchfahren, die von postglazialen fluvialen und marinen Sedimenten eingenommen wird. Der Verlauf der Küste hat sich im Postglazial verändert, stellenweise recht erheblich; sie verlief bis zu 8 km weiter landeinwärts, so z. B. bei Christchurch, unserem zweiten Übernachtungsort.

Ein sehr interessantes Lößgebiet bildet die Banks-Halbinsel, südöstlich von Christchurch, unser erstes Ziel am dritten Exkursionstag. Das etwa 12 km² große und an seiner höchsten Stelle 919 m erreichende Gebirge ist aus pliozänem Basalt und Basalttuff aufgebaut. Das annähernd ovale Massiv ist durch zahlreiche kleine Gewässer, die in allen Richtungen verlaufen, stark zerschnitten; außerdem greift das Meer in kleinen Buchten in das Land ein. Die größten sind die Lyttelton-Bucht im Nordwesten (eine Caldera) und die Akaroa-Bucht, die von Süden bis in das Zentrum der Halbinsel reicht und ebenfalls eine Caldera darstellt. Die zahlreichen Talhänge und tieferen Lagen der erwähnten Buchten sowie die niedrigen Randzonen im Westen tragen Lößdecken unterschiedlicher Mächtigkeit und fazieller Entwicklung (Abb. 9). Meistens ist der Löß mehr als 3 m mächtig; mit zunehmender Höhe nimmt die Mächtigkeit bis auf 0,5—1,0 m ab. GRIFFITHS (1973) unterscheidet zwei Löß-Typen, den „Birdlings Flat loess" und den „Barrys Bay loess"; beide Typen

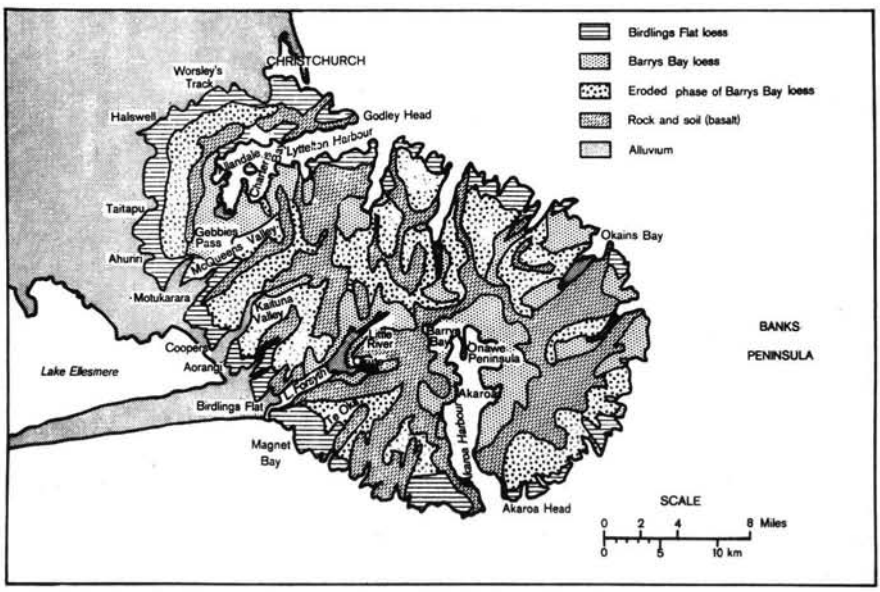


Abb. 9. Die Verbreitung des Lösses auf der Banks-Halbinsel (nach GRIFFITHS 1973).

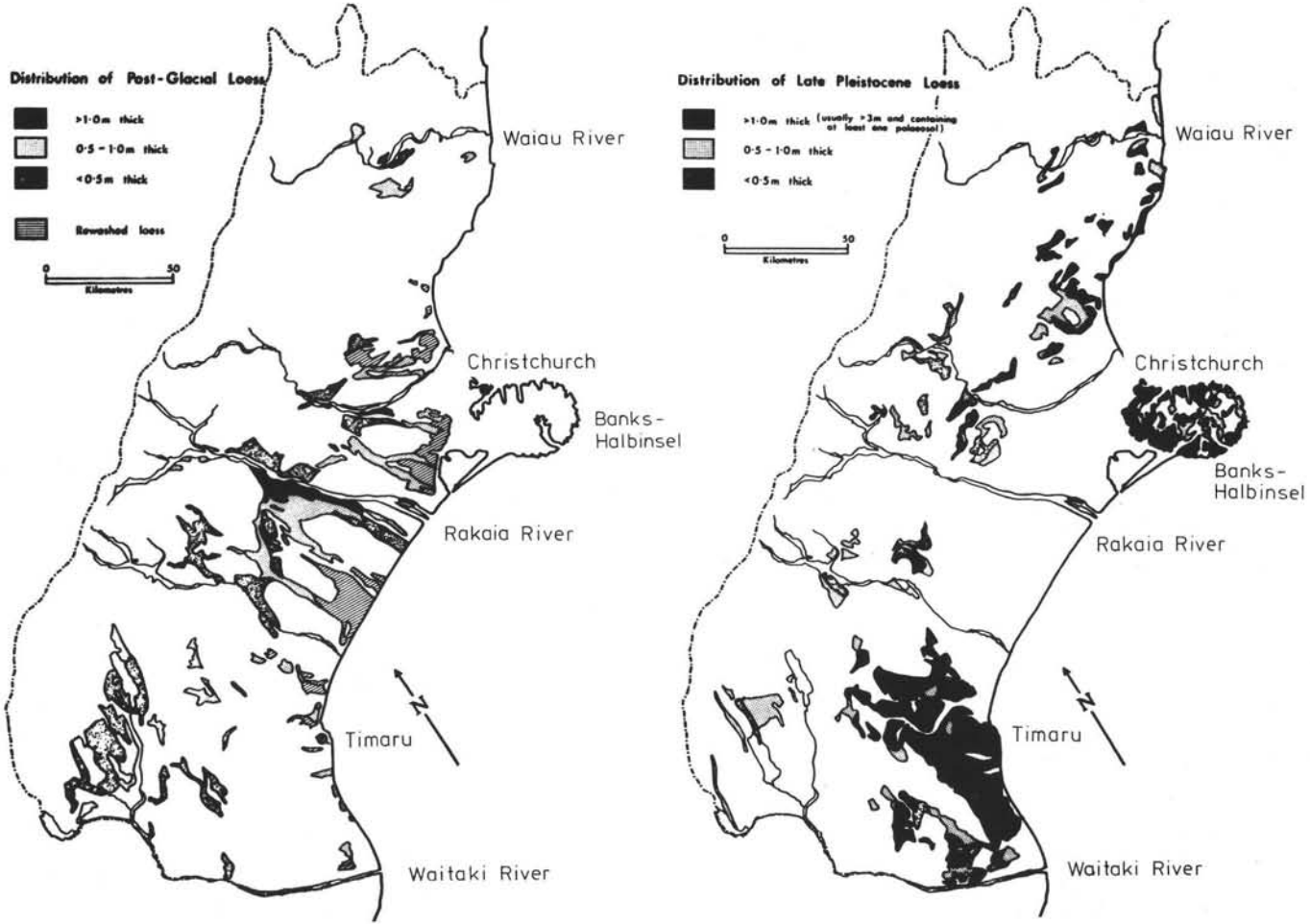


Abb. 10. Verbreitung des Pleistozänen Lösses und des „Postglazialen Lösses" in der Provinz Canterbury (nach IVES 1973).

sind ungefähr gleich alt. Unterschiede bestehen in der faziellen Ausbildung: Der „Birdlings Flat loess" ist in den niedrigen Randlagen der Halbinsel verbreitet, d. h. in der Nachbarschaft des Auswehungsgebiets (Überschwemmungsebene und Schwemmfächer) des Waimakariri, der durch die Absenkung des Meeresspiegels im Süden und Osten der Banks-Halbinsel vorbeifloß; der „Birdlings Flat loess" ist infolgedessen grobkörniger als der „Barrys Bay loess", der im höheren Teil des Gebiets vorkommt, aber auf großen Flächen erodiert ist. Unterschiede weist auch der Carbonatgehalt auf; der „Birdlings Flat loess" ist carbonathaltig (auch Konkretionen), der „Barrys Bay loess" nicht. Der Carbonat- und geringe Salzgehalt ($CaSO_4$, $CaCl_2$, Na_2SO_4, NaCl) werden von GRIFFITHS auf Mineralverwitterung und Akkumulation unter dem Einfluß des subhumiden Klimas zurückgeführt (550—860 mm Niederschlag). Die höheren humiden Lagen der Banks-Halbinsel erhalten bis zu 1200 mm Niederschlag.

Auch in der Zahl der Lößdecken bestehen Unterschiede. Der „Birdlings Flat loess" besteht meistens aus zwei Abschnitten, die entweder durch einen fossilen Boden oder kolluviale Ablagerungen getrennt sind. Der „Barrys Bay loess" kann durch fossile Böden in 3, selten in 4 Decken gegliedert werden. An 2 gut aufgeschlossenen Profilen am Nordende der Akaroa-Bucht und an der Straße nach Christchurch (im höheren Randgebiet der Bucht) wurden die skizzierten Verhältnisse erläutert. Auch an diesen Stellen wiesen die Paläosole ± stark entwickelte pans mit den früher

Tafel III

Fig. 1. Dashing Rocks; Lößaufschluß an der Küste 2 km nordöstlich Timaru. Über teils säulig abgesondertem Basalt folgen 4 Lösse mit Mächtigkeiten von 1,5—2,8 m. Auf dem Bild ist der jüngste Löß nur z. T. und der Basalt nicht zu sehen. Alle Lösse sind durch pedogene Prozesse stark verändert, vor allem durch Lessivierung und Pseudovergleyung. Graugefärbte, rostfleckige A-Horizonte mit diffus oder in Lagen vorkommenden Konkretionen sind deutlich vom unteren Profilabschnitt zu unterscheiden (fragipan), und zwar durch die braune Farbe, das prismatisch-säulige bis rundblockige Gefüge und durch die hellgraue Farbe des Füllmaterials in den Schwundrissen zwischen den großen Strukturkörpern.

Fig. 2. Dashing Rocks. Die kompakten, rundblockigen Strukturkörper (von den neuseeländischen Bodenkundlern als coarse nut structure bezeichnet) leisten der Erosion stärkeren Widerstand als die tonärmeren Oberböden; der Horizont mit den großen Strukturkörpern tritt daher an der Aufschlußwand hervor.

Fig. 3. Normanby; Lößaufschluß an der Küste, 6 km südlich Timaru. Über stark verwittertem Kies der Georgetown Formation (Waimaunga-Vergletscherung) folgt ein Lößpaket, das durch Böden vom gleichen Typ wie bei Dashing Rocks maximal in 5 Lösse zu unterteilen ist. Die intensivste Bodenbildung weist der unterste, über dem Kies folgende Löß auf; dieser Löß könnte daher mit der Waimea-Vergletscherung und die starke Bodenbildung (Lessivierung und Pseudovergleyung) mit dem Oturian-Interglazial parallelisiert werden. Da aber der Aufschluß tiefer liegt als der bei Dashing Rocks, wo nur 4 Lösse vorkommen, ist nach IVES & TONKIN (Guidebook for Excursion A 12) die Annahme berechtigt, daß ein eventuell vorhanden gewesener Waimea-Löß beim interglazialen Meeresanstieg abgetragen worden wäre. Es dürfte sich daher auch bei Normanby nur um 4 Lösse des letzten Glazials handeln. Die Lösung des Problems ist vielleicht durch die Datierung eines 1973 noch nicht untersuchten Torfhorizonts in 4,2 m Tiefe möglich.

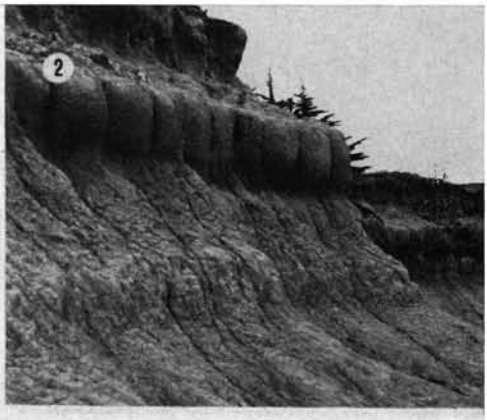
Fig. 4. Normanby. Zu sehen sind die obersten 3 Lösse mit dem grauen oberen und dem prismatisch-säuligen unteren Profilabschnitt (fragipan). Durch die starke Brandung wird der untere Profilabschnitt des dritten Lösses zerstört, der im zweiten Löß besonders gut ausgebildet ist (vgl. auch Fig. 2).

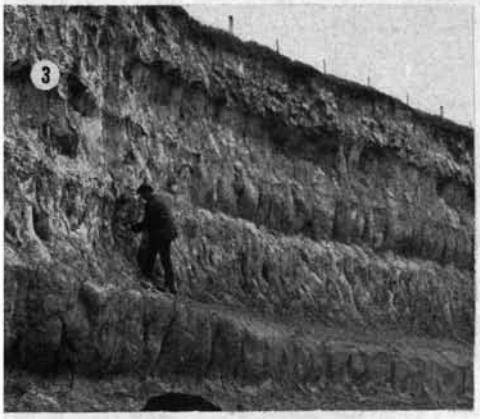
Fig. 5. Die Brandung hat die netzartigen, grauen tonigen Füllungen im dritten Löß herauspräpariert; sie leisten der Erosion stärkeren Widerstand als der braune schluffige Lehm der prismatischen Strukturkörper.

Fig. 6. Balcluthagebiet — Lower Downland. Über einer gehobenen Strandterrasse (Sand und Kies tiefer als 4,5 m) folgen 3 Lösse (Brwn B loess, Brown A loess und Yellow loess); sie sind durch 2 Paläoböden getrennt. Auch hier sind die geringmächtigen Lösse durch pedogene Prozesse weitgehend verändert. Die im jüngsten Löß entwickelten Böden werden als Yellow-grey earths und Yellow-brown earths bezeichnet. Wichtigste pedogene Prozesse: Lessivierung und Pseudovergleyung mit Tendenz zur Bildung von fragipans.

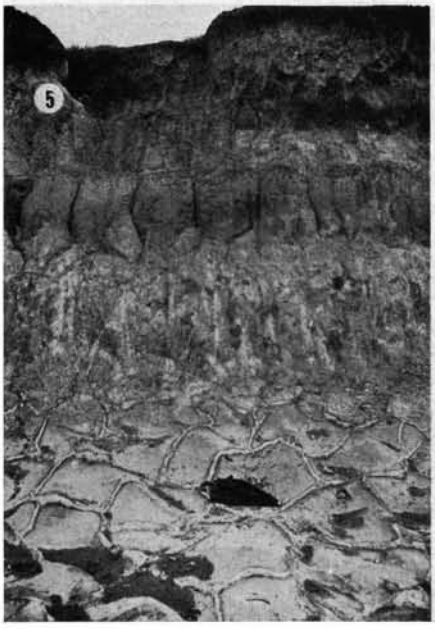
Alle Aufnahmen E. Schönhals.

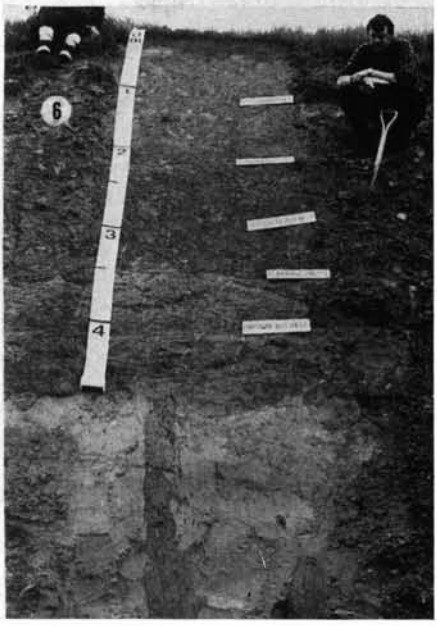

1


2


3


4


5


6
3
4

schon beschriebenen Merkmalen auf, vor allem eine extreme graue Aderung und einen unterschiedlichen Gehalt an Fe-Mn-Konkretionen. Die untere Decke, die über rotbraunem Basaltzersatz folgt, hat wegen des höheren Anteils an Basalt und lehmig-tonigen Verwitterungsstoffen eine dunklere braune Farbe als die jüngeren Decken.

Eine ^{14}C-Bestimmung aus dem höheren Teil des zweitjüngsten Lösses und eine Korrelation mit Hilfe einer datierten Aschenlage ergab ein Alter von etwa 18000 bzw. 20000 J.v.h. Man ist daher der Ansicht, daß die gesamte Lößfolge während des letzten Glazials (Otiran-Glazial) entstanden ist.

Noch am Vormittag wurde die Exkursion von Christchurch aus in die Ebene von Canterbury fortgesetzt. Diese erstreckt sich vom Ashley River (etwa 25 km nördlich von Christchurch) über eine Entfernung von rund 170 km bis nach Timaru im Südwesten; ihre Breite beträgt im weitaus größten Teil 55—60 km.

Auf mehr als einem Viertel der Gesamtfläche der Provinz Canterbury sind Lößböden oder lößhaltige Böden verbreitet (etwa 1 000 000 ha). Bei etwa 54 % der von Löß bedeckten Fläche handelt es sich um pleistozänen Löß (älter als 10 000 Jahre); er ist auf mehr als 50 % des Areals mächtiger als 1 m. Etwa 46 % der gesamten Lößböden entfallen auf den „postglazialen Löß"; er ist jünger als 10 000 Jahre (nach Ives 1973). Die Verbreitung und Mächtigkeit des pleistozänen und holozänen Lösses gehen aus Abb. 10 hervor.

Mehrere große Flüsse haben in der Ebene während des Quartärs ihre Fracht sedimentiert und auch in der Gegenwart lagern die Flüsse noch sehr unterschiedliches Material ab. Daß die Talgebiete große Bedeutung für die Entstehung äolischer Sedimente im Postglazial hatten, erläuterte Ives am Südwestrand des Rakaia River, zwischen Methven und Barrhill. In einem Gebiet von etwa 20 000 ha, das sich in einer Länge von etwa 25 km und einer Breite von etwa 8 km in NW—SO-Richtung erstreckt, wurde die Mächtigkeit des „Postglazialen Lösses" untersucht und festgestellt, daß sie mit der Zunahme der Entfernung vom Fluß abnimmt. Nur in einem sehr schmalen Uferstreifen bis etwa 500 m Breite erreicht die Mächtigkeit des „Lösses" 3 m, um in einem noch schmaleren, streckenweise fehlenden „Lößband" 2—3 m und dann in einem bis zu 1 km breiten Streifen 1—2 m zu erreichen. Auf der größten Fläche des Untersuchungsgebiets beträgt die Mächtigkeit der „Lößdecke" 0,5—1 m, um dann auf weniger als 0,5 m und schließlich weniger als 0,3 m abzusinken.

Ives & Stevenson (1973a) bestimmten im selben Gebiet von 1970—1973 monatlich die Staubsedimentation in Abhängigkeit von der Entfernung und fanden, daß der mittlere jährliche Staubfall mit der Entfernung vom Raikaia River abnimmt, und zwar von >1000 mg auf <250 mg. Das jährliche Sedimentgewicht nimmt mit dem Logarithmus der Erntfernung vom Flußufer entlang einer Regressionsgeraden ab (vgl. auch Schönhals 1955). Aufgrund der in 3 Jahren ermittelten sedimentierten Staubmengen errechneten die Autoren die Zeit, die für die Ablagerung des gesamten Lösses im gleichen Areal notwendig war. Dabei wurden für die „theoretische Mächtigkeit" des gesamten Lösses rund 22000 Jahre ermittelt; daraus folgt, daß nur der obere Abschnitt des gesamten Lösses postglaziales Alter haben kann, eine Annahme, die auch durch die Unterschiede in den Eigenschaften des Lösses im oberen und unteren Abschnitt bestätigt wird. Im Gegensatz zu dem Löß des Otiran-Glazials hat der „Postglaziale Löß" (Aranuian) einen sehr gleichförmigen Habitus, ein größeres Porenvolumen, einen höheren Sandgehalt und nur sehr schwach verdichtete Lagen; diese Eigenschaften weist der „Aranuian-Löß" auch an anderen Stellen der Ebene von Canterbury auf.

Die Bodenentwicklung im lockeren „Postglazialen Löß" ist wesentlich schwächer als im jungpleistozänen Otiran-Löß; außer einer geringen, einige dm tief reichenden Humusakkumulation (A_p- u. A_h-Horizont) ist nur noch gelegentlich ein sehr schwach entwickelter, schmaler B_v-Horizont zu beobachten (A_p - A_h - B_v - C Profil).

Kurz vor Timaru erreichte die Exkursion den Nordostrand des ausgedehnten Lößgebiets am Südende des Tieflandes. Es handelt sich um eines der größten Lößvorkommen Neuseelands. Die Mächtigkeit des Lösses beträgt durchweg mehr als 3 m, auf relativ kleinen Flächen 0,5—3 m. Der Löß ist im allgemeinen in mehrere Lagen zu unterteilen (multi layered loess) und carbonatfrei.

Im Gebiet von Timaru besteht der Lößkomplex aus 4 Schichten, die durch gut entwickelte Böden oder durch Bodenrelikte voneinander zu unterscheiden sind. Der Lößkomplex liegt entweder auf einem stark entwickelten Paläosol oder auf einer erodierten Landoberfläche. Der ausgeprägte fossile Boden wird als letztinterglazial (Oturian) und als Produkt eines warmen Klimas (ähnlich dem heutigen) angesehen. Trifft diese Annahme zu, so wären während der Otiran-Kaltzeit 4 Lösse gebildet worden, was jedoch mit anderen Untersuchungsergebnissen nicht im Einklang steht.

In der Nähe von Timaru reicht der Löß bis an das Meer, wo er an der Steilküste sehr gut aufgeschlossen ist, so z. B. an der Lokalität Dashing Rocks (Tafel 3, Fig. 1 u. 2). Hier konnte die schon erwähnte Gliederung in 4 Decken über mehrere hundert Meter beobachtet werden; die Mäch-

tigkeit der Lößdecken beträgt von unten nach oben 2.1, 2.8, 1.5 und 2.4 m. Von den 3 fossilen Böden ist der älteste am stärksten entwickelt, was aus dem graugeaderten (mehrere cm breit), verdichteten fragipan und dem prismatisch-säuligen Gefüge sowie aus den vielen großen Fe- und Mn-Konkretionen im Oberboden hervorgeht. Auch in den beiden höheren fossilen Böden sind fragipans entwickelt. Die fragipans leisten der Erosion größeren Widerstand als die Oberböden; sie treten daher an der Profilwand hervor (Tafel 3, Fig. 3).

Auch am nächsten Tag standen während der Fahrt von Timaru nach Dunedin (209 km) Lößprofile im Vordergrund. Südlich von Timaru wurden bis zu 19 m Löß erbohrt; auch hier wurden 4 Lösse festgestellt und außerdem ein fünfter Löß, der auf einem Paläosol aus Basalt liegt. Bei mehreren Bohrungen durch eine vertorfte Mulde wurde unter dem 1,2 m mächtigen holozänen Moor in ca. 5,25 m ein etwa 0,3 m mächtiger Torfhorizont erreicht; an 3 Proben wurden ^{14}C-Bestimmungen vorgenommen. Das Alter wurde auf 9 900 (Unterseite des holozänen Torfes), 12 000 und 31 000 Jahre v.h. bestimmt (Ober- und Unterseite der Torflage in etwa 5,2 m Tiefe). Das Moor in etwa 5,2 m Tiefe trennt den letzten vom vorletzten Löß. Aus diesen und anderen Ergebnissen aus der Umgebung könnte man schließen, daß zwischen 31 000 und 12 000 J.v.h. im südlichen Canterbury kein Löß abgelagert wurde. Ives & Tonkin (Guidebook Exkursion A 12, S. 71), die diesen Gedanken äußern, weisen aber darauf hin, daß gerade während dieses Zeitraums in anderen Gebieten Neuseelands kaltzeitliche Klimabedingungen bestanden. Dieses Problem bedarf daher noch weiterer Untersuchungen.

Auch an einer anderen benachbarten Stelle (Kliff von Normanby, Tafel 3, Fig. 3, 4 und 5) sind mehrere Lösse erhalten; sie überlagern Schotter der Waimaunga-Kaltzeit (drittletzte Kaltzeit). Es ist noch nicht geklärt, ob der unterste, pedogen stark veränderte Löß dem (vorletzten) Waimean-Glazial oder — wie an der Küste bei Dashing Rocks — zusammen mit den darüber folgenden Lössen dem Otiran-Glazial zuzurechnen ist (vgl. die Erläuterung zu Tafel 3, Fig. 3).

Wie die Diskussionen an den verschiedenen Aufschlüssen ergaben, ist die Datierung der Lösse auf der Südinsel noch nicht gesichert; nähere Untersuchungen über das Alter der liegenden pleistozänen Sedimente und an den fossilen Böden könnten zur Lösung dieser wichtigen Frage beitragen. Es ist nicht auszuschließen, daß dünne Aschenlagen bisher nicht erkannt worden sind, was wegen der starken pedogenen Überprägung der Lösse verständlich wäre.

Mit Hilfe von Aschen ist eine gesicherte Datierung möglich, wie das folgende Beispiel erkennen läßt. Der Fund einer rhyolithischen, 4—8 cm dicken Aschenlage in der Nähe der Stadt Amberley (40 km nördlich von Christchurch) in einem 8 m mächtigen Löß liefert den Beweis, daß Lockerprodukte des Taupo-Vulkanzentrums noch in einer Entferung von mehr als 500 km abgelagert worden sind. Die Mächtigkeit läßt darauf schließen, daß die Asche auch noch weiter südlich sedimentiert worden ist. Die Altersbestimmung (fission-track) ergab ein Alter zwischen 15 000 und 33 000 J.v.h. Diese Datierung und spezielle mineralogische Untersuchungen lieferten den Beweis, daß es sich um Oruanui-Asche handelt, die auf der Nordinsel im Ohakea-Löß (jüngster Otiran-Löß) eingeschaltet ist. Es war daher eine Korrelation der Lösse über eine derart große Entfernung möglich (Vucetich & Kohn 1973).

In der Nähe der Küste und vor allem im Mündungsbereich der Flüsse kam es im Pleistozän zu starken Substratverlagerungen, wovon auch der Löß nicht verschont blieb. Der Löß wechselt daher häufig mit Schichten aus „kolluvialem Löß", fluvialen schluffigem und sandigem Lehm sowie Sand. Bis zu mehreren Metern mächtige postglaziale Sedimente, denen zuweilen organische Bildungen eingeschaltet sind, kommen ebenfalls vor. Den Abschluß solcher Profile bildet häufig der „Postglaziale Löß". Solche Profile wurden im weiteren Verlauf der Exkursion am Otaio River und bei Oamaru besichtigt. Von hier aus ging die Fahrt über Palmerston nach Dunedin. Die Stadt liegt auf der Otago-Halbinsel, die aus miozänem Basalt, Andesit, Trachyt und Phonolith aufgebaut ist.

Am fünften und letzten Exkursionstag fuhren die Teilnehmer der Exkursionen A 6, A 8 und A 12 in das Mündungsgebiet des Clutha River, etwa 70 km südwestlich von Dunedin. J. B. Bruce erläuterte an 2 Stellen seine im südöstlichen Otago gewonnenen Ergebnisse. Sie betreffen vor allem die Gliederung, Datierung und Herkunft des Lösses sowie die fossilen Böden (Bruce 1973, 1973a).

Der carbonatfreie Löß ist in unterschiedlicher Mächtigkeit verbreitet, vor allem auf Terrassen und im Hügelland. Die Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 3—5 m, aber es werden stellenweise auch 9—10 m erreicht. Über 300 m NN hat der Löß nur noch geringe Verbreitung. In Südost-Otago können zwei Lößprovinzen unterschieden werden, die eine deutliche petrographische Abhängigkeit vom Gesteinsaufbau erkennen lassen (Bruce 1973). Aus Abb. 11 ist die Grenze zwischen der nördlichen „Metamorphic (schist) Province" und der „Tuffaceous-Greywacke Province" eingetragen. Bruce und andere Forscher nehmen an, daß auch der kontinentale Schelf als Liefergebiet des Lösses in Betracht kommt, was in der Abbildung durch Pfeile angedeutet ist.

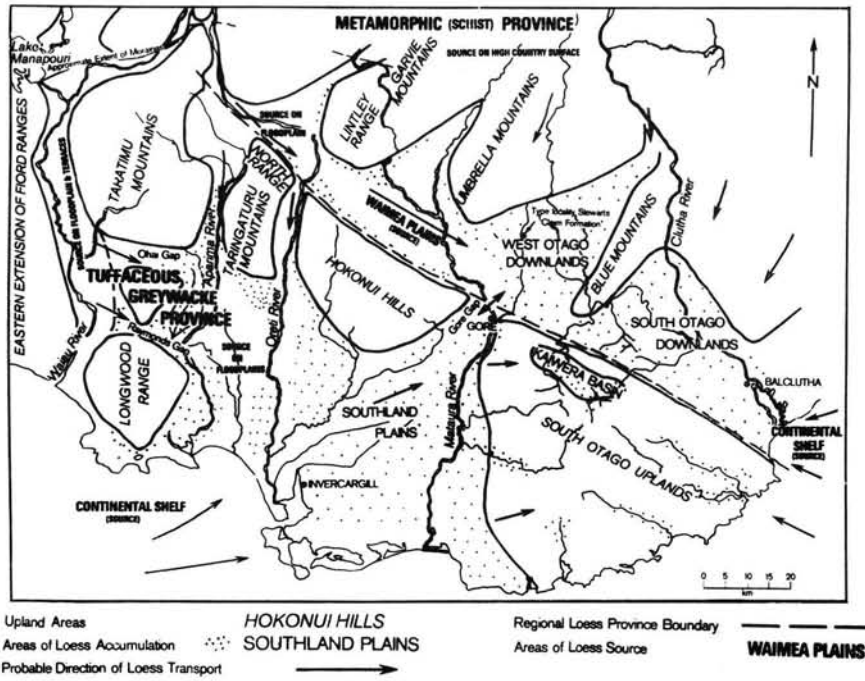


Abb. 11. Herkunft und Transport des Lößmaterials im südlichen Teil von South Island (nach BRUCE 1973).

Es können 4 Perioden der Lößbildung unterschieden werden; die 4 Lösse werden durch 3 gut entwickelte fossile Böden bzw. Bodenreste getrennt. In niederschlagsreichen Gebieten (im zentralen und westlichen Teil von Otago bis 1200 mm) ist auch noch ein schwach entwickelter vierter fossiler Boden im obersten Löß zu beobachten.

Die rezenten Böden lassen eine Abhängigkeit vom Klima erkennen. Von den trockenen Gebieten im Osten (etwa 650 mm) zu den niederschlagsreichen im zentralen und westlichen Teil von Otago werden folgende Bodentypen beobachtet: Dry hygrous yellow-grey earths, Yellow-grey earths und Yellow-brown earths. Auch bei den fossilen Böden ist eine Abhängigkeit vom Klima festzustellen, das ähnliche Unterschiede aufgewiesen haben muß wie das heutige. Die 4 Lösse werden von oben nach unten wie folgt bezeichnet: Yellow loess, Brown A loess, Brown B loess und Brown C loess. BRUCE (1973) hat diese charakteristische Lößfolge „Stewarts Claim Formation" genannt. Diese Schichtfolge wird im höheren Tiefland (ca. 50 m NN und mehr) beobachtet. In den tieferen Lagen (etwa 15—20 m) fehlt der Brown C loess und infolgedessen auch der älteste fossile Boden (Tafel 3, Fig. 6). Auf den noch niedrigeren Flächen (um 10 m NN) fehlt auch der Brown B loess, so daß nur der Yellow loess und Brown A loess und ein fossiler Boden vorhanden sind (Abb. 12).

Wie im südlichen Canterbury sind auch hier die Lösse pedogen stark überprägt, so daß die einzelnen Glieder der Lößprofile kaum noch primäre Eigenschaften haben. Die fossilen Böden sind im oberen Abschnitt meist durch Verlagerungsvorgänge (Erosion und Solifluktion) stark verändert (pedosphere stripping); plattiges Gefüge, Fe-Mn-Konkretionen, Einlagerung von Skelettmaterial und Holzresten sind neben der gelbbraunen bis bräunlichgelben Farbe die kennzeichnenden Eigenschaften dieses Profilabschnitts. Die verdichteten Unterböden (B_t-Horizonte) haben prismatische bis blockige Struktur, starke graue Aderung entlang der Schwundrisse und Fe-Mn-Flecken (fragipan).

Die Entwicklung der rezenten Böden ist — wie bereits erwähnt — in erster Linie vom Klima abhängig. Meist sind Yellow-grey earths und Yellow-brown earths entwickelt (etwa zu vergleichen mit Parabraunerde-Pseudogleyen, Pseudogley-Parabraunerden und Parabraunerden). Morphologische Merkmale einer fragipan-Entwicklung sind sowohl in den Oberflächen- als auch in den Paläoböden zu beobachten.

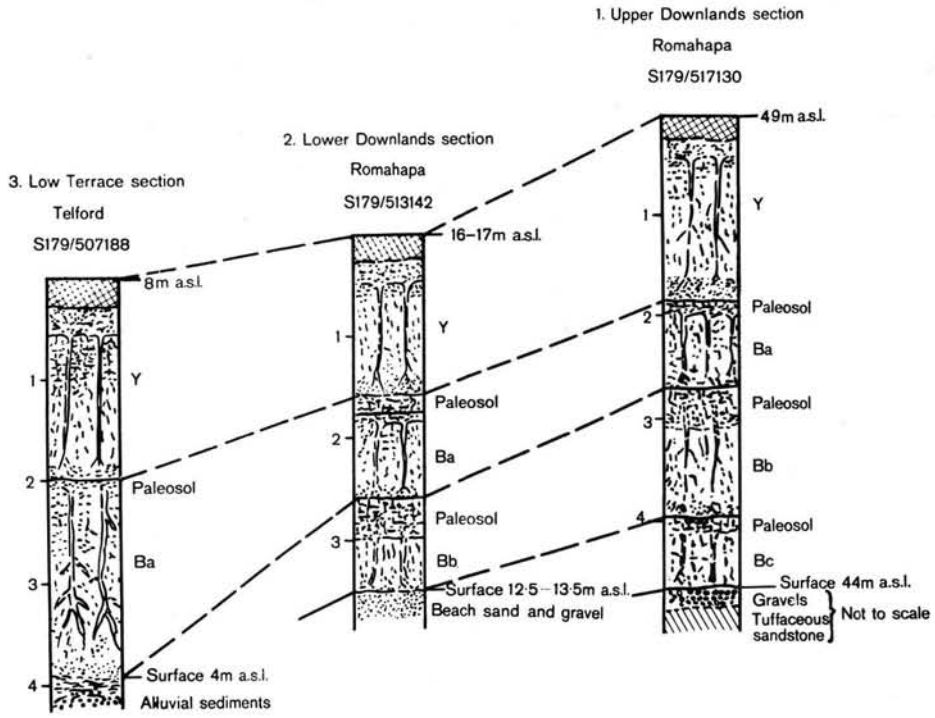


Abb. 12. Korrelation der Lösse und Paläosole im Tiefland des Balclutha-Gebiets, Y, Ba, Bb, Bc entsprechen dem Yellow loess, Brown A loess, Brown B loess und Brown C loess (nach BRUCE 1973a).

Tab. 2. Die Stellung des „Stewarts Claim Formation loess" im stratigraphischen System Neuseelands, Nordamerikas und Europas (nach BRUCE 1973a).

NEW ZEALAND LATE QUATERNARY EVENTS (Suggate 1965)		SOUTHLAND LOESS SEQUENCE STEWARTS CLAIM FORMATION		OVERSEAS CORRELATION	
GLACIAL INTERGLACIAL	ICE ADVANCE / ICE RETREAT	LOESS MEMBER	EVENTS IN DEVELOPMENT CYLE	NORTH AMERICA	EUROPE
ARANUI	MAJOR RETREAT		Soil Formation (Present day soil)		
OTIRA	KUMARA 3_2	Yellow	Accumulation (Yellow A) (Pedosphere Stripping?) (Soil Formation?) (Minor)	WISCONSINAN	WURM
	MINOR RETREAT				
	KUMARA 3_1		Accumulation (Yellow B)		
	INTERSTADIAL	Brown A	Soil Formation		
	KUMARA 2_2		Accumulation 21,500–1100		
	INTERSTADIAL		Pedosphere Stripping		
	KUMARA 2_1	Brown B	Soil Formation		
			Accumulation		
			Pedosphere Stripping		
OTURI	MAJOR RETREAT	Brown C	Soil Formation	SANGAMONIAN (Soil)	EEM
WAIMEA	KUMARA 1		Accumulation	ILLINOIAN	RISS II

Zur Stratigraphie der Lösse ist folgendes zu bemerken (Tab. 2): Der älteste Löß (Brown C loess) wird mit der vorletzten Kaltzeit (Waimea = Eisvorstoß Kumara 1) parallelisiert und die Entwicklung des ältesten Paläosols in das Oturi-Interglazial verlegt. Als Ablagerungszeit der beiden mittleren Glieder (Brown B und Brown A loess) werden die beiden Stadiale Kumara 2_1 und Kumara 2_2 und für den Yellow loess (A und B) der letzte Eisvorstoß des Otira-Glazials (Kumara 3_1 und Kumara 3_2) angenommen. Während der beiden Otira-Interstadiale erfolgte die Bodenbildung und zu Beginn der Stadiale die Bodenverlagerung.

Mit dem Besuch des Lößgebiets an der Mündung des Clutha River fand die abwechslungsreiche und gut vorbereitete Exkursion ihr Ende. In der Kongreßstadt Christchurch trafen die Teilnehmer nach einem eindrucksvollen Flug über die Neuseeländischen Alpen am Spätnachmittag ein (vgl. hierzu den Bericht von K. A. Habbe über die Exkursion A 6).

Schrifttum

Bruce, J. G.: Loessial deposits in southern South Island, with a definition of Stewarts Claim Formation. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 533—548, Wellington 1973.

—: A time-stratigraphic sequence of loess deposits on near-coastal surfaces in the Balclutha district. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 549—556, Wellington 1973 (1973a).

Griffiths, E.: Loess of Banks Peninsula. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 657—674, Wellington 1973.

Ives, D.: Nature and distribution of loess in Canterbury, New Zealand. — N. Z. Journal of Geology and Geophysics **16**, 587—610, Wellington 1973.

Ives, D. & Stevenson, E.: Recent loessial sedimentation on the Canterbury Plains and its implications in terms of Late Quaternary loess deposits. — Vortrag IX. INQUA-Kongreß in Christchurch 1973 (1973a).

Leamy, M. L., Milne, J. D. G., Pullar, W. A. & Bruce, J. G.: Paleopedology and soil stratigraphy in the New Zealand Quaternary succession. — N. Z. Journal auf Geology and Geophysics **16**, 723—744, Wellington 1973.

Schönhals, E.: Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses. — Eiszeitalter u. Gegenwart **6**, 133—147, Öhringen 1955.

Vucetich, C. G. & Kohn, B. P.: The stratigraphic significance of a dated Late Pleistocene Ashbed, near Amberley, South Island, New Zealand. Vortrag IX. INQUA-Kongreß in Christchurch 1973, Abstracts S. 390.

Guidebook for Excursion A 12 — Eastern South Island of New Zealand. — 121 S., Christchurch 1973.

2.8. Bericht über die Exkursion D 3 vom 21.—30.11.1973
Coastal New South Wales and Southern Queensland, Australien

Von Klaus Heine, Bonn

Mit 2 Abbildungen

Die neun Exkursionstage waren mit einem reichhaltigen Programm ausgefüllt. Folgende Themen wurden u. a. behandelt: (1) Geomorphologie der Küsten einschließlich spätpleistozäner interstadialzeitlicher Meeresspiegelhochstände, Ästuarablagerungen, Flußterrassen und Paläoböden nördlich von Sydney und in der Umgebung von Brisbane, (2) Pedimente, Archäologie, Gilgai-Böden und Marsupialier-Fossilfunde westlich von Brisbane, (3) der südlichste Teil des großen Barriere-Riffs, (4) pleistozäner Vulkanismus, Pollenstratigraphie, Flußterrassen und Böden im Gebiet von Bundaberg/Gympie und (5) Küstendünen und Belege für Meeresspiegeländerungen bei Cooloola. In dem vorliegenden Bericht sollen jedoch nur (a) die jungquartäre Küstenentwicklung bei Port Stephens nördlich von Newcastle (Neusüdwales) und (b) die Beweise pleistozäner Meeresspiegelhochstände bei Cooloola näher besprochen werden.

Zu (a): Die jungquartäre Küstenentwicklung bei Port Stephens scheint nicht nur für diesen Küstenabschnitt charakteristisch zu sein. Verschiedene Entwicklungsphasen lassen sich unterscheiden (Abb. 13 und 14): Der pleistozäne, nach Süden verlaufende Karuah-Fluß lagerte z. T. mächtige Sedimente ab. Eine marine Transgression vor dem letzten Interglazial ist für die Bildung der Inneren Strandwälle (Inner Barrier) über einer Ästuar-Fazies verantwortlich. Auch während des

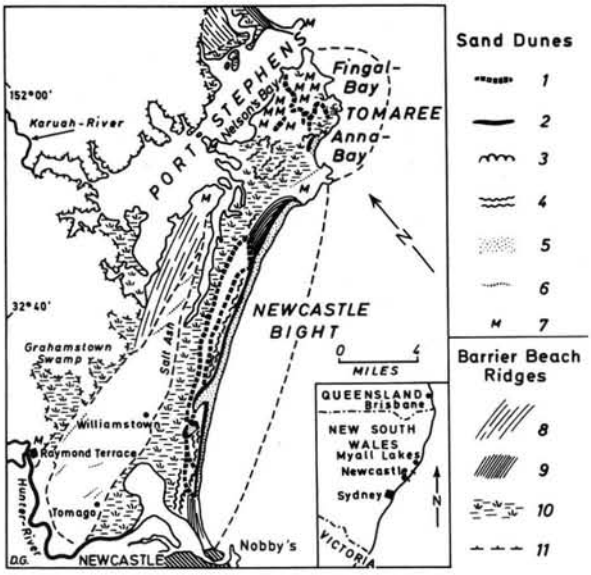


Abb. 13. Morphologische Karte des Port Stephens-Gebiets nach B.G. THOM (entnommen aus dem Führer der INQUA-Exkursion D 3, November 1973).

Es bedeuten: 1 = stabilized long-walled transgressive ridge, 2 = active long-walled transgressive ridge, 3 = parabolic dune, 4 = miscellaneous stabilized dunes, 5 = mobile sheet, 6 = longitudinal dune, 7 = stabilized mantle of dune sand over bedrock, 8 = Inner Barrier, 9 = Outer Barrier, 10 = swamp, 11 = Bedrock margin.

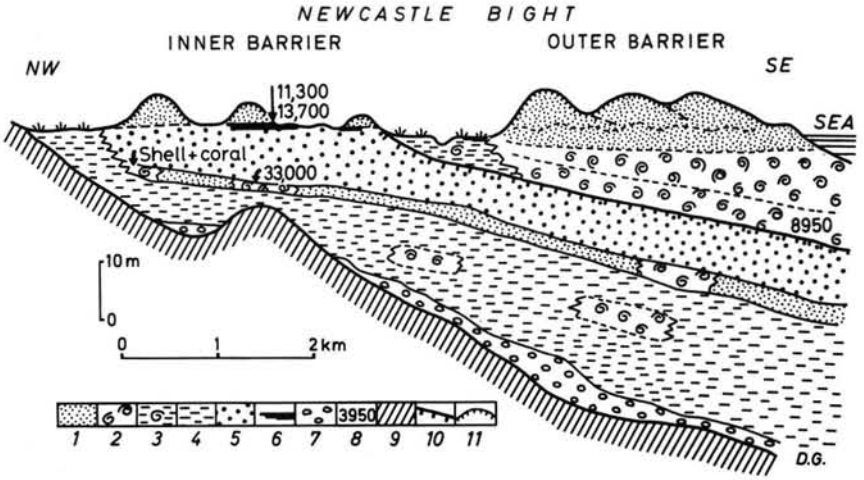


Abb. 14. Profil durch die Strandwälle der Newcastle-Bucht nach B. G. THOM und P. ROY (entnommen aus dem Führer der INQUA-Exkursion D 3, November 1973).

Es bedeuten: 1 = beach and dune sand, non-calc., 2 = shelly sand, nearshore and transgressive facies, 3 = estuarine clay and silt sands, shelly, 4 = estuarine clay, non-shelly, 5 = sand impregnated with organic colloids, 6 = swamp sediments (peat, organic mud), 7 = fluvial sands and gravels, 8 = ^{14}C date, 9 = bedrock, 10 = Holocene — Pleistocene unconformity, 11 = soil profile.

letzten Interglazials setzt sich die Bildung der Inneren Strandwälle fort und dauert noch während der Meeresregression zu Beginn des letzten Glazials (ca. 80 000 a B.P.) an. Anschließend erfolgt eine Zerschneidung der interglazialen Ablagerungen mit nachfolgender teilweiser Sedimentation fluvialer Sande und Kiese; die Küstenlinien dieser Zeit befinden sich auf dem gegenwärtigen kontinentalen Schelf. Erst während der letzten Phase der letzten Kaltzeit (ca. 20 000 bis 10 000 a B.P.) verursachen Westwinde eine teilweise Umlagerung der Dünensande der Inneren Strandwälle. Die Bildung der Äußeren Strandwälle (Outer Barrier) erfolgte zwischen ca. 9000 und 5000 a B.P. (möglicherweise bis 4000 a B.P.) über pleistozänen muschelreichen Sanden. Zur gleichen Zeit wurden im Ästuarbereich Schluffe, Tone und Sande sedimentiert. In jüngster Zeit konnten drei Phasen der Dünenbildung und -umlagerung nachgewiesen werden; die beiden älteren Dünengenerationen sind festgelegt. Obgleich die Küstenentwicklung hier in groben Zügen bekannt ist, weiß man doch noch recht wenig über (1) die Stratigraphie der Küstensedimente, (2) Meeresspiegeländerungen vor ca. 6000 a B.P., (3) Geschwindigkeiten der morphologischen Prozesse, (4) Ausmaß und (synchrones) Alter der Transgressionsdünen entlang der Küste, (5) die kolloidalen Vorgänge bei der Verfestigung der Dünensande, (6) Faktoren, die einerseits für periodisches Wandern der Dünen und/oder eine Verfestigung derselben und andererseits für ein Zurückweichen des Strandes und/oder Strandwallbildung verantwortlich sind, (7) Klimaänderungen, die die Dünen- und Strandwallbildung beeinflussen, und (8) Sedimentationsraten in küstennahen Ästuaren.

Zu (b): Am Rainbow Beach bei Cooloola nördlich von Tewantin (Queensland) befindet sich unter mächtigen (teilweise über 30 m) sandigen verwitterten Sedimenten eine fossile Strandlinie, die heute zwischen 0,5 und 3,0 m über den rezenten Sturmsedimenten liegt. Der fossile Strand ist nur in den älteren verfestigten Sanden, die das Steilufer des Rainbow Beach aufbauen, ausgebildet. Eine weitere fossile Strandlinie wird in +1 m über dem Meeresspiegel vermutet. Da bei eingehenden Untersuchungen in diesem Gebiet keine weiteren, höher gelegenen fossilen Strände und auch keine Anhaltspunkte für posttertiäre tektonische Bewegungen gefunden werden konnten, wird angenommen (W. T. Ward und C. H. Thompson), daß der Meeresspiegel während des gesamten Pleistozäns nur zweimal die heutige Höhe übertraf. Diese Befunde werden mit Paläotemperaturkurven in Verbindung gebracht, woraus sich ein Alter des +3 m-Strandes von ca. 400 000 a B.P. ergibt. Die Ergebnisse sollen mit den Befunden der Gippsland-Küste in Victoria (Ward et al. 1971) sowie mit den von Battistini (1964) mitgeteilten Beobachtungen aus Süd-Madagaskar (Guilcher 1969) übereinstimmen.

Wenn man die Quartärforschung in den küstennahen Gebieten in Ostaustralien aufgrund der Exkursion im ganzen einschätzen will, so ist hier einerseits das Übergewicht der Geologie und ihrer vorwiegend stratigraphischen Arbeitsweisen, andererseits die Behandlung gesellschaftsrelevanter Probleme aus den Bereichen der Bodenkunde, Botanik, Ökologie etc. zu betonen. Dem europäischen Besucher fiel auf, daß man bei der Erforschung des Quartärs nicht auf eine Vielzahl früherer Beobachtungen und Untersuchungen zurückgreifen kann, sondern daß man versucht, neues Material zu derzeit weltweit diskutierten Fragenkreisen (z. B. Meeresspiegelschwankungen) beizusteuern. Es bleibt daher nicht aus, daß die ^{14}C-Altersbestimmungen dabei eine zentrale Stellung einnehmen. Wünschenswert wäre, wenn die bereits vorliegenden, zweifellos sehr interessanten Ergebnisse nicht allein durch die absolute Chronologie bestätigt würden. Doch wie will eine kleine Gruppe von Quartärforschern, die zumeist an der Lösung praktischer Aufgaben arbeitet, dieser Forderung gerecht werden? Die Weite des Landes erlaubt bei der gegebenen personellen Ausstattung kein anderes Vorgehen; daher ist es um so eindrucksvoller, welch reichhaltiges Material aus dem Bereich der Quartärforschung i.w.S. den Exkursionsteilnehmern vorgeführt wurde. Auch wenn viele Fragen noch keine Antwort fanden, so war die Exkursion doch für jeden Teilnehmer ein bleibender Gewinn.

Schrifttum

Ward, W. T., Ross, P. & Colquhoun, D. J.: Interglacial high sea levels — an absolute chronology derived from shoreline elevations. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **9**, 77—99, 1971.

Guilcher, A.: Pleistocene and Holocene sea level changes. — Earth-Sci. Review **5**, 69—97, 1969.

Schlußbemerkungen

Die Vorbereitung, Organisation und Durchführung von Kongressen erfordert nicht nur erhebliche finanzielle Mittel des Gastlandes, sondern auch eine große Zahl von Wissenschaftlern und technischen Kräften. Letzteres gilt im besonderen Maße für internationale geowissenschaftliche Kongresse, da diese mit mehrtägigen Exkursionen verbunden sind. In Neuseeland war es durchaus keine Ausnahme, daß 10 und mehr Wissenschaftler an der Vorbereitung von Exkursionen und der Abfassung der Erläuterungen beteiligt waren.

Zunächst sei festgestellt, daß der Kongreß sehr gut organisiert war, eine wichtige Voraussetzung für den Erfolg einer solchen Veranstaltung. Darüber hinaus erfreuten sich die Teilnehmer sowohl während des Kongresses in Christchurch als auch während der Exkursionen der größten Aufmerksamkeit und Fürsorge der Gastgeber. Dem Organisationskomitee und allen Mitarbeitern gebührt daher höchste Anerkennung und aufrichtiger Dank.

Die Kongreß-, vor allem aber die Exkursionsteilnehmer hatten im November/Dezember 1973 die einmalige Gelegenheit, den Stand der Quartärforschung in Neuseeland kennenzulernen; und es zeigte sich, daß dieses Land den internationalen Vergleich nicht zu scheuen braucht. Das gilt in erster Linie für die Tephrostratigraphie und -chronologie, die Glaziologie und Glazialmorphologie, die Erforschung des Lösses und der fossilen Böden sowie für die Vegetationsgeschichte und Neotektonik. Allerdings ist zu bemerken, daß bei der Korrelation der teilweise sehr detailliert gegliederten Schichtfolgen noch viel Arbeit zu leisten ist. Das gleiche gilt auch für die Parallelisierung chronologisch wichtiger Schichtkomplexe und Paläosole mit solchen der Nordhalbkugel.

Die Referate der Wissenschaftlichen Sitzungen ließen erkennen, daß die Quartärforschung in fast allen Ländern große Fortschritte gemacht hat und stetig an Bedeutung gewinnt, und zwar nicht nur für die Nachbardisziplinen, sondern auch für den angewandten Bereich mehrerer Fachgebiete, z. B. Hydrogeologie, Bauwesen und Bodenkunde als einer wichtigen Grundlage für die Land- und Forstwirtschaft.

Den Verfassern der Beiträge, den Kollegen K. A. Habbe, K. Heine, H. Liedtke und K.-D. Meyer danke ich für ihre Mitarbeit.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. K. A. Habbe, Geographisches Institut der Universität, 8520 Erlangen, Kochstraße 4; Prof. Dr. K. Heine, Geographisches Institut der Universität, 53 Bonn, Franziskanerstraße 2; Prof. Dr. H. Liedtke, Geographisches Institut der Ruhr-Universität, 463 Bochum-Querenburg, Universitätsstraße 150; Dr. K.-D. Meyer, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover 23, Postfach 230153; Prof. Dr. E. Schönhals, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, 6300 Gießen, Ludwigstraße 23.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 268-275	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

INQUA - its Past, its Present, and its Future

by G. Frank Mitchell, Dublin

Presidential Address — New Zealand, 1973

For my address tonight I was at first tempted to choose a domestic topic — such as outline account of Pleistocene events in Ireland. But as I am about as far away from Ireland as it is possible to be on the earth's surface, and as the events took place many thousands of years ago, it seemed that such a subject might be of relatively distant interest to all. Three years ago — in 1970 — our Commission on Palaeopedology took part in a most successful joint symposium in Amsterdam, as a result of which a valuable volume was published — INQUA making a contribution to the cost of publication. Academician Gerasimov was at the meeting, and we had several discussions about possible items for this New Zealand Congress. From those discussions has sprung the colloquium on Early Man and natural environments which is one of the features of our programme here. We also discussed topics for the presidential address, and decided that the current interglacial in which we live — if that is what it is — and the time at which it might end would be a very good subject to bring forward.

I decided on this topic — and wrote and informed Dr Gage of my intention — and startet to collect material for such a scientific paper. But then after a year or two had gone by it became very clear that as such predictions were topics of great importance — not only to us as Quaternary scientists but to all mankind — a very great deal of work in this field was already in progress, and that publications were appearing at a rapid rate. Indeed as you know the November 1972 issue of Quaternary Research was exclusively devoted to papers on this topic. It thus became clear that it would be impossible within the limits of such an address as this adequately to review the wide-ranging developments that were taking place in these studies.

At the same time I was closely engaged with growing-pains of INQUA and with the shape that would emerge from that growth, and in the end I decided that the time had come to bring before the general members of INQUA the current position of INQUA, and the various opportunities and needs for further development that appear to me to present themselves. Accordingly, I decided to abandon the idea of a scientific address, and instead to bring before you some ideas on possible future development, in the hope that during our days here you will talk about what you want INQUA's future to be, and that in this way the next Executive Committee, who will enter into office very shortly, may have some idea of what you want them to do during the next four years until we meet again.

I realise that some of you may be slow to do this, because for you the Congress is an occasion to meet colleagues informally and to talk about science, and not a place to sit in meetings and talk about administration. Ideally we would have no administration, and our congresses would be places where scientists come together more or less spontaneously to talk about their interests and their problems. In the beginning this was possible, but now our difficulty is that not only has our science grown very rapidly, both through the extension of its fields of interest and through the ever-increasing number of workers attracted to it, but also the world and its environment have not stood still around us. At our second congress in Leningrad in 1932 one of the key-subjects for discussion was „The influence of quaternary deposits on human life and economy", but this all-important topic has largely been ignored by more recent congresses. As you know, in recent years concern has been more and more widely expressed about the damage that many large-scale human activities appear to be doing to the earth's environment, and many scientists are beginning to feel that they cannot stand aloof from such developments. At the International Geological Congress in Montreal last year, there was a well-attended symposium on "Geology and the Quality of Life", and the IUGS has set up a special committee for "Geoscience and Man", to continue interest in this field. Of all scientists, those who study the Quaternary are the least entitled to stick their heads in the sands of past and to claim that the future of the earth's environment is no concern of heirs. If INQUA is to establish and maintain its claim to be the international scientific body that studies the earth's most recent past, it must also take up the responsibility of endeavouring to predict the near future. For all this some organisation is unfortunately necessary.

Our beginning was in Copenhagen in 1928 — and I would like to say that when I turn to our history I take up at once the admirable record that Professor NEUSTADT produced for the Paris meeting. INQUA will always be under a debt to Professor Neustadt for this very fine piece of work. We were born in Copenhagen as an offshoot of another meeting, called to celebrate the fortieth anniversary of the founding of the Danish Geological Survey, and at first it was intended to confine activity to the continent of Europe. There were 102 participants, and as for organisation it was considered sufficient to have a President (normally to be elected from among the scientists in the country in which the next congress would be held) and a Correspondent-Secretary in each member country. A map of the Quaternary of Europe was to be the first task — a task which is almost, but not yet fully completed. It was envisaged that there would be a journal, and although an official INQUA journal has never materialised, today there are at least fifteen regularly-appearing journals which confine themselves almost exclusively to quaternary topics.

Leningrad 1932 saw the foundations laid for the organisation we know today. Scientific papers were presented, special exhibitions were arranged, there was an ambitious programme of excursions. The party travelled by special train with facilities for sleeping, eating and discussion. The key subjects for discussion were: —

I) Stratigraphy and correlation of the quaternary deposits of Europe.
II) The Pliocene-Pleistocene Boundary.
III) Loess.

and, as I have already said,

IV) The influence of quaternary deposits on human life and economy.

Two commissions were established, for the Quaternary Map of Europe, and for Sapropels.

There were 239 participants; the word international was substituted for the word European in the title; an executive committee of three was appointed one of whom, the Secretary, was our Honorary Member, Professor Gams. In a scientific paper Dr Gams brought pollen analysis to the notice of the Congress.

At the next Congress in Vienna in 1936 there were 187 members, from 23 countries. The same pattern was followed, and the congress heard papers by de Geer on varves, and a paper by PENCK on glacial climates. The main excursion was followed by a very pleasant smaller excursion with PENCK to Mittenwald, where his eightieth birtday was celebrated by a dinner and a visit to the theatre. By this time slight growing-pains were beginning to develop, and a sub-commission was set up to examine qualifications for membership and other problems.

A world war and various political upheavals then interposed themselves, and it was not until seventeen years later that the Congress re-assembled in Rome in 1953 with 242 members from 26 countries. No report from the sub-Commission was ever presented. In 17 years dreat strides had been made; radioactive carbon and oxygen isotopes made their first appearance; Professor Milankovitch appeared in person. New commissions were formed für Quaternary Shorelines, a Dictionary of Quaternary Terminology, Quaternary Normenclature, Neotectonics, Quaternary Map of the World. Little progress was made with organisation. The country which would receive the next congress was to have the right to appoint the President and a Secretary-general, and the Secretary-Correspondents as set up in Copenhagen became national representatives to assure liaison with the President and the Secretary-general. In this arrangement we can see the embryonic International Council of today.

There were successful excursions and exhibitions. Remaining in the Mediterranean area, the next Congress assembled in Madrid in 1957 with 294 members from 33 countries. Advances in knowledge since the Rome Congress were particularly striking in palynology and C-14 datings, where world-wide data were beginning to be assembled. Elsewhere a less progressive note was struck. Despite the fact that as early as the Leningrad Congress in 1932 workers in Europe had been invited to pay attention to stratigraphy and correlation, Dr VAN DER VLERK reported in Madrid that a request for a stratigraphical table sent to 22 countries had produced 22 different tables, and that although in 1932 the Quaternary had been divided into 4 main units, most countries did not employ these units, while where they were used, each specialist used them in a different way. I wish I could say that the position was substantially better today. But as long as the terms so many use, such as Günz, Mindel, Riss, Würm; Elster, Saale, Weichsel go without defined type-sites, confusion must still reign. Without wishing to blow a trumpet from the other side of the world I feel that I can remind you that the Geological Society of London has recently published a scheme of correlation for the Quaternary deposits of the British Isles based on type-sites around which a local scheme with local terminology has been set up. This is what was asked for at Madrid in 1957.

Few steps towards improving administration were taken at Madrid, but some new commissions appeared for the first time. The development of physical and chemical dating methods led

to the formation of Absolute Age of Quaternary deposits. Still another commission for maps was set up, this time for quaternary regional maps. A commission was set up for the study of the genesis and lithology of Quaternary deposits. The sub-commissions were for the lower boundary of the Pleistocene and for the Holocene.

The next congress in Warsaw in 1961 lifted the activities to INQUA to a new level. The number of members jumped from 300 to 500, and for the first time all the continents of the world were represented. The excellence of all the arrangements, the wide range of exhibitions and publications, the detailed organisation of the excursion, all contributed to the success of the meeting.

Among the commissions the commission for Nomenclature and Correlation became the Commission for Stratigraphy with sub-commissions for the lower boundary of the Pleistocene, the Holocene, and the loess of Europe. The Commission on shorelines acquired sub-commissions for the shorelines acquired sub-commissions for the shorelines of the Mediterranean and Black Seas, for Eurafrican and Atlantic shorelines and for American shorelines. A Commission for Tephrochronology was established. The Commission for the Dictionary of Quaternary Terminology, which had become inactive, was dismissed.

On the scientific side one unfortunate mistake was made. When defining the lower boundary of the Pleistocene it was assumed that the base of the Villafranchian was of the same age as the level in Calabria at which cold-loving marine forms appeared, and the boundary was given a double definition. More recent work has shown that the two levels are not of the same age, and an amending resolution defining the level in terms of Calabria only had to be adopted at the Paris Congress in 1969; this amended definition was endorsed by the International Union of Geological Sciences at its meeting in Montreal in 1972. Here it may be noted that to avoid duplication of effort the Commission on Stratigraphy of INQUA is at the same time the Sub-Commission on Quaternary Stratigraphy at the IUGS.

On the administrative side it was realised that a small comittee limited in its membership to scientists of the country in which the next Congress was to be held was no longer sufficient to manage the affairs of a rapidly developing INQUA during the long inter-Congress period. An Executive Committee for four members each from a different country was elected to manage INQUA until its next congress in the United States, and to draft a set of Statutes for consideration at that Congress.

Denver, Colorado, 1965, saw the first Congress to take place outside Europe, and it was a resounding success. There 900 members from 41 countries, and in addition to excellent papers and excursions, a remarkable number of columes of very high standard were offered to the members of the Congress.

After long debates between the Executive Committee and the national representatives, it was decided:

(I) to adopt provisionally the Statutes prepared by the Executive Committee subject to minor amendments and presentation for formal adoption at the next Congress.

(II) not to unite with another Union, but to maintain an independent existence, and to change the name of the organisation from "Association" to "Union".

(III) in addition to the liaison already in existence with the International Union of Geolocical Sciences, to seek similar liaison with the International Geographical Union, the International Union of Biological Sciences, and the International Union for Proto- and Pre-historic Sciences, and to explore the possibility of becoming a full member of the International Council of Scientific Unions.

In 1969 INQUA returned to Europe, to Paris. There were 1,000 members, from 53 countries. The INQUA Congress itself met in the splendid building of the Law Faculty of the University of Paris, where there were also restaurant and exhibition facilities. In parallel with the INQUA programme, two international symposia, one on the Quaternary evolution of coasts and continental shelves, and their mutual relationships, and the other on the origin of modern man, were organised under the auspieces of UNESCO at its Paris headquarters. Like the Congress itself the symposia were very successful, but the two centres were more than two kilometres apart, and intercommunication was not too easy. Here in New Zealand we also have symposia supported by UNESCO, and I think it is more happy that these are fully integrated in the Congress programme and are not conducting a semi-independent existence elsewhere. In France there was also a splendid series of excursions throughout the country, and in these the precedent set in America was followed that the migration of the excursion was interrupted by occasional days of halt, when discussions and symposia on topics associated with what the excursion had been seeing in the field were held.

For the first time in the history of INQUA the proceedings of the General Assembly and the International Council had to be conducted in accordance with the Statutes provisionally adopted at Denver, and the new constraints occasionally produced moments of tension.

Up to this time the proceedings of the General Assembly had been conducted on a relatively free-for-all principle. Any member could introduce any topic he chose, he could speak as often as he liked, and the matter was decided by a general vote of all present. The somewhat haphazard collection of commissions, sub-commissions, etc., that INQUA came to accumulate owed their origin to these will-of-the-wisp proceedings. In Rome, for example, administrative business was taken at the opening of a session and its duration could not be forecast. At one morning session there were to be papers on C-14 dating, climatic cycles — by MILANKOVITCH in person, and the quaternary history of Norway by ROSENDAHL. Professor FLINT found himself as chairman for the scientific papers, but instead of there being one hour for each paper as the participants had been led to believe, the administrative business had run on for one extra hour, so that there were only two hours and not three left before lunch — and it was unthinkable that lunch could be delayed. Professor FLINT said very fairly that, in the circumstances, each speaker could only have forty, and not sixty minutes. Unfortunately the C-14 paper had to be read by an Italian scientist in a French translation. The reader, even if he had understood Professor FLINT's announcement, had no means of abbreviating his French text, and for him the gong struck while he was still describing the apparatus used. Professor MILANKOVITCH, speaking in French, met a similar fate; he was just telling us about the importance of Sir Isaac Newton in modern science, when his time ran out, and he had to be gagged rather forcibly; Professor ROSENDAHL who was to introduce Geochronologica Norvegica had the wall covered with diagrams, and he was still explaining the principles on which these were drawn up, when we all got up and walked out to lunch. It was clear that some change was essential.

The Denver statutes recognised that the General Assembly was sovereign in scientific matters, and that on scientific decisions all members would vote, but that if the matter was an administrative one only the national delegates — who by the same statutes now composed an International Council — would vote, while the general members would have no vote. Needless to say in such a body as INQUA few topics are purely on the one hand or administrative on the other, and at Paris where the Assembly was subject to the statutes unease was expressed as to where exactly this boundary lay. Here in New Zealand we are meeting under the same rule which was confirmed in Paris.

But in Paris the Executive Committee was asked to look again into the matter of statutes, and a committee of which I was chairman has produced a new draft which is now being actively studied by the International Council and will, if the Council approves of it, come before you later in this Congress for adoption. In these new statutes the General Assembly while retaining its position as the ultimate arbiter hands over the management of the Union to the International Council, with the condition that all decisions of the International Council must come before the General Assembly for approval before they can take effect. But the General Assembly if it disapproves cannot take a different decision, independent of the International Council; if it rejects the course of action proposed by the International Council, it sends the matter back to the Council for the Council to think again, and bring forward a revised proposal, more likely to meet with the approval of the General Assembly.

If there are any members of the General Assembly here who feel that their democratic rights are being whittled away, I would like to assure them that at least by comparison with other unions. INQUA has a highly democratic structure. Because of the way it has developed INQUA has a three-tiered structure. As we have seen at the beginning there was a General Assembly, Correspondent-Secretaries in the various countries and a President. The General Assembly remains, the Correspondent-Secretaries have developed into the International Council, and the President has expanded into the Executive Committee, which carries out the directions of the General Assembly and the International Council, and looks after the affairs of the Union during inter-Congress periods. Few other unions are as elaborate; the International Union for Geological Sciences has an Executive Committee and an International Council but no General Assembly; the International Geographical Union has an Executive Committee and a General Assembly at which only national delegates may vote, but no International Council.

If there was tension in the General Assembly, there was also tension in the International Council. The new statutes required countries which wished to be represented by a voting delegate at the International Council to pay an annual contribution to the founds of the International Union for Quaternary Research, apart from any Congress dues that individual members had had to pay for many years. This was a new concept, that there was now a permanent International Union under whose name congresses were held from time to time, rather than that quaternary scientists gathered together from time to time, had a short meeting and then dispersed, leaving for

the interim period no more than such minimal organisation as was necessary as to give notice as to where the next congress would be, and to make arrangements for it. As our Secretary-Treasurer has found out, it is no easy matter to discover what body in each country actually makes the payment, and further how it likes to pay and when it likes to pay. However, in Paris, the principle was firmly if painfully established that unless a country is fully up-to-date with its payments, its delegate may not vote in the International Council. This rule may seem harsh, but if fairly applied it will stop INQUA falling into the awkward position some other unions have where they find themselves with official delegates from countries which have not paid a subscription in some cases for as many as five years.

So here we find ourselves in New Zealand with twenty-eight countries adhering to INQUA as subscription paying members and producing an annual income of $US 11,000, and so providing the Union with at least modest funds. There are obviously many other countries which ought to be members, and to those scientists who are here from countries which do not yet adhere, I would appeal that when they return home they will try to interest the appropriate academy or other body in their country to membership of INQUA. Experience has shown that it is only by such personal initiative within a country that there is any realistic possibility of that country adhering to INQUA. During the past four years the Secretary-Treasurer and I have written many letters to academies, geological surveys, etc. etc., urging adherence; I have attended meetings at UNESCO and other centres and introduced myself to the heads of such bodies and urged adherence, but in almost every case there has been no result. The countries that have joined have all been stirred up to do so through the activities of INQUA members in those countries getting into personal contact at the right level.

This annual income of 11,000 US dollars is very welcome, but is not sufficient for our ambitions. Where can we look for further funds? As I have already said, we are in liaison with other unions, and two of these have given financial support to this New Zealand congress. The International Union of Geological Sciences has given US $ 2,500, and the International Union of Biological Sciences has given US $ 2,000, and I should like to take this occasion to express publicly our thanks to these bodies.

UNESCO has also been generous in support, and we express our thanks to UNESCO also. As I have said it supported symposia in Paris, and it has given US $ 10,000 to the support of the symposia here at Christchurch. It has also supported our publications. It gave support to the publication of the book on palaeosols with which our commission on Paleopedology was closely connected, and it has also supported the bibliography on Tephrochronology which our Commission on Tephrochronology has published.

An outstanding problem which has yet to be resolved is our relationship with ICSU — the International Council of Scientific Unions. In Denver in 1965 we changed our title from Association to Union, and it would seem logical that we should seek to gain full recognition of that status. At the moment our relation to the Unions with which we have formal contacts is slightly ambiguous; we like to regard ourselves as being equal partners with them in an accociation which is to mutual advantage, but at the same time we have not the direct access to ICSU and its funds that they have. It seems logical hat we should ask ICSU to admit us and we seem amply qualified for admission under the ICSU rules, but at the same time slight danger signals appear to be hoisted, and I personally would be very sorry to see INQUA make formal application for admission only to find itself rejected. Perhaps we should mark time a little further. It has been suggested that we should seek associate rather than full membership, but in my personal opinion this would be a mistake. It seems to me that if the statutes now before you are adopted then we will have a reasonably flexible constitution under which we can organise our business activities for at least the next few years. What of our scientific activities? In Paris the number of commissions on Deep Sea Sediments, the Holocene, Loess and the Paleogeographic Atlas of the Quaternary were promoted to be Commissions, and a new Commission on Quaternary Environment and Palaeoecology of Tropical Regions was set up. A Sub-Commission was established for the Quaternary Stratigraphy of Africa, and Working-Groups were set up for the Stratigraphy of the Eastern Mediterranean and for Quaternary Stratigraphic Classification.

It seemed clear that a halt to the endless creation of new bodies, all of which would require some finance, would have to be called sooner or later. The General Assembly authorised the Executive Committee to prepare a plan for the re-organisation of the Commission structure and to bring it before the New Zealand Congress for discussion, and if approved, for adoption.

In accordance with the statutes I nominated a small committee under the Chairmanship of our Past President, Dr RICHMOND, to prepare a report on this whole matter. The committee worked very hard, and produced a report which was hard-hitting, at least in part. Let us hear what they had to say about the way our existing Commission have come into existence — „INQUA Commissions have developed over the years in a rather haphazard manner. Individuals or groups have proposed creation of a commission orally at meetings of the General Assembly or Council without advance notice that the proposal would be made, without establishing the need for a commission, without definition of its purpose or plan, and without recommendations as to its membership. Following approval of such proposals by the General Assembly, the individual who has been named president finds himself, usually on the last day of a congress, with the problem of naming commission members and organising a programme of work. Though this committee believes that the initiative in proposing commissions must originate from individuals or groups, and that there should be no limit on thepossible areas of work for which commissions may be proposed, it also believes that the failure of some commissions to work effectively could have been avoided if the purpose, work and membership of a commission had been planned thoroughly before it was proposed".

The report goes on „The history of INQUA commissions has been that few tasks are ever completed and many are so broad in scope that they never will be completed. In some cases there is no reason why they should be. However, National Academies, other international unions, ICSU, UNESCO, etc., frequently ask — what do INQUA commissions achieve? What is their influence on Quaternary science? Such questions are most frequently asked by those from whom funds are being requested. It is possible to point to some congress proceedings, to a bibliography, to a symposium volume, and to records of certain commission field conferences and meetings, but many INQUA commissions have actually published very little work.

The Committee suggests that at each congress each commission should set itself a definite task for the ensuing four years, try to get the funds to support the work, and come to the next congress with a report on work accomplished. If to achieve its goal special information is needed, the Commission should set up a working-group, n o t a sub-commission, to do the specific work needed, and the working-group should be disbanded when its purpose has been achieved.

In the past sub-commissions have been all too easily set up, without proper thought as to what their real aim was. Some were sub-divisions of the main commission, others attempted to expand the work of their parent commission beyond its original limits. In no case was a time limit set to their life, and in nearly all cases they wanted to grow up to be commissions in their own right.

The Committee feels that the classical commission, so to speak, must be the fundamental unit around which the research programme of INQUA is built. If the Commission wants a defined piece of work done, it should set up a working-group, not a sub-commission. If the work of a commission expands, the question of a new commission taking over part of its work should be examined, and the easy way out of another subcommission should be avoided.

Such a development would lead inevitably to an increase in the number of commissions, and it will be necessary to provide liaison between them, to avoid overlap of effort. The committee therefore recommends that the commissions be related to one another in a series of appropriate panels. Not yet another organisational unit, I hear some of you groan. Why throw out subcommissions on a pretext of tidying-up, and then introduce a completely new unit, I hear others ask. What is envisaged is a meeting-together of presidents of commissions which have common or related interests with a few other Quaternary scientists who have interests in similar work but are not commission members. At these meetings programmes will be discussed, budgets will be assessed, and recommendations will go forward to the Executive Committee as to how available funds should be distributed in the next inter-Congress period.

The outgoing Executive Committee at least would have, at certain times, very much welcomed the advice of such panels on scientific matters. The Executive Committee rightly or wrongly felt itself primarily to be concerned with the administration of the Union and with the enhancement of its status amongst other scientific bodies, and it was embarassed when it found itself having to arbitrate in scientific matters. Financially it followed a prudent path — too prudent some will say —, but it did make some funds available to commissions for research purposes. Should it have investigated the current activities of the commissions, and made larger grants to those commissions that appeared to be engaged in fruitful scientific work? A circular was sent to all commissions offering to all equal but limited research grants, provided grants for

specific projects were applied for. No reply was ever received from some commissions, yet the committee had no evidence that these commissions were receiving support form other sources which made INQUA support unnecessary. For some commissions there was no evidence that they were doing anything at all, and the Executive Committee is firmly of opinion that Substantial overhaul of the commission structure is necessary. Several others of the international unions find themselves in a similar position and are taking similar steps.

But what commissions and that panels? An almost infinite number of permutations and combinations are possible, and just as the Stratigraphy Commission plays correlation-games, all members of INQUA can play a sort of snakes-and-ladders arranging and re-arranging panels and commissions. I have played such a game to while away the long hours in the air en route to New Zealand. I recommend the game to you as a way to spend the evenings of the long winters of the next cold stage.

As I have said there are an almost infinite number of possible arrangements. It may be said that my list is too ambitious, but it is not so if INQUA as a world-wide organisation is to take responsibility for the investigation of the superficial deposits of the earth, deposits that are of prime importance for the welfare of mankind. Too much in the past many of our commissions have been essentially private travelling-clubs for limited groups of privileged scientists from developed countries.

Since we last met in Paris there has been everywhere among scientists an increasing awareness that the earth's environment may be being irretrievably damaged, and a growing sense that they must commit themselves to its maintenance. If further damage is to be avoided, there must be the fullest and widest study of the processes by which the natural environment evolved during the quaternary, and the interaction of those processes with the artificial effects produced by man. The evidence lies in our Quaternary deposits, and we must study them on an interdisciplinary and international basis.

In May of this year the joint UNESCO-IUGS International Geological Correlation Programme was formally launched. In this programme three quaternary projects are already provisionally accepted; these are Quaternary Palaeomagnetism, the Correlation of the European and the American Quaternary, and Holocene Sealevel Movements. I hope that other important Quaternary projects will come forward from INQUA groups, because the Programme intends to lay special stress in two areas, the pre-Cambrian because of its mineral wealth, and the Quaternary because of its importance for man. The report of the first session of the IGCP Board says „The study of Quaternary deposits represents a remarkable opportunity for the refinement of correlation methods, particularly with an actualistic background for the understanding of geological phenomena and events to be correlated. Accurate correlations within this latest phase of earth history are a prerequisite for the use of geology as a predicting science with regard to the geological environment of Man".

To me the key words are „a predicting science". We must turn away from the history of the past to the hopes for the future. This is the future that I would like to see for INQUA. Let us continue to refine our methods of investigation, let us continue to reveal the events of the recent past in greater and greater detail, but as we do so let us bear in mind that our greatest contribution to science and to the welfare of all mankind, will be to reveal through these studies some underlying principles or rhythms which have not only operated in the past, but are operating today, and may continue to operate in the future. When we can predict with confidence, errors can be avoided, and good can come to all.

Panel 1 Continental and marine Stratigraphy (with IUGS)

Commissions	Working-Groups
Plio-Pleistocene Boundary	Code on Quaternary Stratigraphy
The Holocene	(in association with the IUGS Guide on
Stratigraphy of Europe Africa	Stratigraphic Classification).
Sea Floor	
Loess	
Quaternary Map of Europe	

Panel 2 Genesis, Lithology and Morphology

Commissions	Working-Groups
Genesis and Lithology	
Geomorphology (with IGU)	
Shorelines of the Atlantic & Arctic Oceans (with IGU) Pacific Ocean Indian & Antarctic Oceans	
Neotectonics	Neotectonics of Eurasia the North Pacific
Palaeopedology (with ISSS)	Origin and Nature of Palaeosols
Limnology	Dating of Palaeosols
Periglacial phenomena	Stratigraphy and Geomorphology
Palaeographic Atlas	of Palaeosols

Panel 3 Chronology

Commissions	Working-Groups
Radiometric dating	Correlation with dendrochronolgy
Tephrochronology	
Palaeomagnetism	

Panel 4 Palaeoclimatology and Palaeobiology

Commissions	Working-Groups
Climatology	
Biostratigraphy	
Plant History (with IUBS)	Mathematical treatment of palynological counts
Invertebrate history (with IUBS)	Correlation with C-14 dating
Vertebrate history (with IUBS)	

Man's Home - his geological environment (IGCP, with UNESCO and IUGS)

Address of the author: Prof. G. F. Mitchell, Trinity College, Dublin, Ireland.

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 276-287	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

C. Buchbesprechungen

MACAR, P. (Ed.): **New Contributions to slope evolution.** Zeitschr. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. **9**, 186 S., Gebr. Bornträger, Berlin u. Stuttgart 1970.

Dieser Band enthält 1. den Schlußbericht der IGU-Kommission „pour l'Etude de l'Evolution des versants" von P. MACAR, der die Ergebnisse der etwa 100 in den 6 Kommissionsberichten veröffentlichten Arbeiten kurz diskutiert, 2. regional begrenzte Literaturberichte, z. T. mit ausführlichen Kommentaren: Skandinavien (S. RUDBERG), USA (L. B. LEOPOLD), Kanada (P. J. WILLIAMS), 3. einen kritischen Literaturbericht von P. BIROT zu quantitativen Untersuchungen der Transportvorgänge auf Hängen, 4. den Kurzbericht der Arbeitsgruppe „on classification of hillslopes" (SCHUMM, BIRD & STARKEL) sowie 5. Arbeiten zu folgenden Themen: Hangklassifikation (AHNERT), Vergleich theoretischer Modelle der Hangentwicklung mit Feldbeobachtungen an rezenten Hängen im Gneisgebiet von North Carolina (AHNERT), Vergleich der Talformen im unvergletscherten Puerto Rico mit vergletschert gewesenen Tälern in Mitteleuropa (PIPPAN), quantitative Untersuchungen von Massenbewegungen im Periglazialbereich Nordost-Grönlands (A. L. WASHBURN), quartäre und rezente Massenbewegungen in Argentinien (CORTE & FIGUEROA), Schlammströme in den rumänischen Flysch-Karpathen (V. TUFESCU), Rutschungen und Schuttfließen in Pennsylvanien (A. M. JOHNSON & P. H. RAHN), die sub-kambrische Einebnungsfläche in Schweden (RUDBERG) sowie die Einebnungsflächen im Savannengebiet Haut Katanga (ALEXANDRE & ALEXANDRE-PYRE). Neben der zuletzt genannten Arbeit erscheinen für die deutsche Quartärforschung besonders die detaillierten Untersuchungen WASHBURNS wichtig, die es erlauben, bei der frostwechselbedingten Solifluktion zwei Bewegungskomponenten zu unterscheiden („Frostkriechen" und „Gelifluktion").

H. Rohdenburg.

ENGELHARDT, W. v.: **Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen, Teil III der Sedimentpetrologie.** IX, 378 S., 133 Abb. u. 55 Tab. im Text. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1973.

Der Grundsatz, daß an der Erdoberfläche die Sedimente andere Gesteinsgruppen weit überwiegen, gilt, stratigraphisch gesehen, in einem noch viel stärkeren Maße für die Quartärformation. Daraus ergibt sich zwangsweise die entscheidende Bedeutung der Sedimentologie für den Quartärkundler.

Über den Rahmen der klassischen Sedimentpetrographie hinaus ist der Quartärgeologe häufig mit Ablagerungen konfrontiert, die sich in keine starren deskriptiven Schemen eingliedern lassen (wie z. B. viele glazigene Sedimente oder solifluidale Bildungen) und die darüber hinaus in den meisten Lehrbüchern nur in einem geringen Maße behandelt werden. Dies führt dazu, daß für die quartären Sedimente Spezialbegriffe oder gezwungenermaßen für die Quartärablagerungen eigens aufgestellte Klassifikationen entstehen. Dabei ist bei der Ansprache der quartären Sedimente der Forscher bestrebt, die Ablagerungen in erster Linie genetisch einzuordnen, was allerdings eine gute Kenntnis der Prozesse des äußeren Gesteinskreislaufes voraussetzt.

Gerade diesen Anforderungen der Quartärpetrographie kommt weitgehend das Buch von W. v. ENGELHARDT über die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen entgegen. Die Publikation, die den III. und abschließenden Teil eines sedimentpetrographischen Gesamtwerkes darstellt (der 1. Teil wurde den Untersuchungsmethoden gewidmet, im 2. Teil stand mehr die systematische Darstellung der einzelnen Sedimente im Vordergrund), bietet einen umfangreichen Stoff, der in fünf Abschnitte gegliedert wird: 1. Ausgangsmaterial, 2. Subaërische Verwitterung, 3. Transport und Ablagerung klastischer Bestandteile, 4. Bildung chemischer Sedimente und 5. Diagenese.

Von dem gesamten Inhalt kann nur auf einige, für den Quartärgeologen besonders interessante Punkte hingewiesen werden. Sehr ausführlich werden z. B. die mineralogischen und physikalischen Aspekte der Verwitterung behandelt. Dabei werden sowohl die schon klassischen Laborversuche bezüglich der Lösungsvorgänge an künstlichen, zu feinstem Pulver zerriebenen Mineralen als auch Ergebnisse direkter Beobachtungen an Bodenmaterialien dargestellt. Kurz behandelt werden auch die Bodentypen „im Blick auf die in ihnen stattfindenden Prozesse der Mineralzerstörung und Mineralaufbaues".

Die Transport- und Ablagerungsvorgänge im Wasser und in der Luft werden von dem Autor in großer Breite und unter Berücksichtigung physikalischer Gesetze behandelt. Die praktische Anwendung solcher Gesetze ist am Beispiel der Unterscheidungsmöglichkeit am deutlichsten demon-

striert: im aquatischen Sand divergiert die Körnung der Schwerminerale von der der Leichtminerale viel stärker als im äolischen Sand.

Aus Raumgründen lassen sich die vielen anderen anregenden Beispiele nicht anführen. Hervorzuheben ist vor allem die originelle Betrachtungsweise der sedimentbildenden Vorgänge, wodurch das vorliegende Werk eine wertvolle Ergänzung zu anderen sedimentologischen Lehrbüchern darstellt. Th. Poetsch.

Guenther, E. W., Bunde, H. & Nobis, G.: **Geologische und paläontologische Untersuchungen im Valsequillo bei Puebla (Mexiko).** Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft; eine Deutsch-Mexikanische interdisziplinäre Regionalforschung im Becken von Puebla-Tlaxcala. Herausgeber: W. Lauer. 177 Seiten, 2 Karten, 36 Abbildungen, 32 Tabellen und 14 Tafeln. Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden 1973.

Über dieses interdisziplinäre Forschungsprojekt, das seit mehr als 10 Jahren im Gange ist, sind bereits zahlreiche geowissenschaftliche Publikationen in verschiedenen Zeitschriften erschienen. In der im F. Steiner Verlag erscheinenden hervorragend ausgestatteten Reihe ist nun zum ersten Mal ein Band geologisch-paläontologischen Forschungen gewidmet. — Die Geländearbeiten wurden von 1965 bis 1968 durchgeführt; das Untersuchungsgebiet liegt etwa 15 km südlich von Puebla, und zwar in der Umgebung des Valsequillo-Stausees. Ziel der Arbeiten war, in einem nicht allzu großen Gebiet mit Hilfe sedimentologischer und paläontologischer Untersuchungen Grundlagen für eine gesicherte Stratigraphie zu schaffen, die als Basis einer geologischen Erkundung und Kartierung dienen kann.

Nach einer Einführung in die jüngere Erdgeschichte des Arbeitsgebiets durch E. W. Guenther, das in neuerer Zeit durch wichtige Funde pleistozäner Wirbeltiere und durch Artefakte bekannt geworden ist, berichtet H. Bunde über die von ihm unternommenen geologischen Untersuchungen. Neben Kalken und Mergeln der Kreide kommen tertiäre rote Konglomerate, Andesite, saure Tuffe und Tuffbreccien vor. Die größte Verbreitung haben die pleistozänen Sedimente; diese bestehen überwiegend „aus umgelagerten und meist stark verwitterten vulkanischen Aschen, aus tonig-schluffigen und sandigen Absätzen und in geringerem Maße aus limnischen Kalken und Schlammstromabsätzen". Das Hauptgewicht der Untersuchung lag auf der Bestimmung der Schwerminerale, die es ermöglichten, die quartären Schichten in eine obere Biotit-Zone, eine mittlere Hypersthen-Zone und eine untere Hornblende-Zone zu gliedern. Dadurch wurde eine Parallelisierung von Profilen erreicht.

Die zweite Arbeit über „Die Equidenreste aus dem Pleistozän des Valsequillo (Mexiko)" von G. Nobis stützt sich fast ausschließlich auf Einzelzähne aus 5 Grabungen. Die Funde lassen drei Pferde-Gruppen erkennen; eine Datierung ist jedoch aufgrund der vorliegenden Ergebnisse noch nicht möglich.

E. W. Guenther behandelt abschließend ausführlich „Die Elefantenzähne aus dem Valsequillo südlich von Puebla (Mexiko)". Das Untersuchungsmaterial (42 Zähne) stammt überwiegend aus mexikanischen Museen, der Rest aus eigenen Grabungen. Aufgrund sehr umfangreicher Meßwerte und deren statistischer Auswertung sowie durch einen Vergleich mit europäischen und europäisch-russischen und sibirischen Elefantenzähnen kommt der Autor zu dem Ergebnis, daß die Funde vier Elefantenarten repräsentieren, die auf wenigstens zwei Einwanderungswellen zurückzuführen sind. Die Tiere der einen Welle entsprechen den wahrscheinlich früh-mindelzeitlichen europäischen Elefanten, die der zweiten Welle ähneln den spät-rißzeitlichen bis früh-würmzeitlichen Elefanten Europas und Sibiriens.

Es ist damit zu rechnen, daß diesem interessanten Band bald weitere aus dem Bereich der Geowissenschaften folgen werden, zumal solche Untersuchungen in den zurückliegenden 5 Jahren abgeschlossen worden sind, so z. B. über die Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane sowie eine geologische und bodenkundliche Kartierung mit den dafür erforderlichen speziellen Untersuchungen. E. Schönhals.

B. v. Freyberg: **Geologie des Isthmus von Korinth.** — Erlanger geol. Abh. H. 95, 183 S., 85 Abb. im Text u. 32 Tafeln, darunter 4 geol. Spezialkarten. Mit Beiträgen von Brunnacker, Gillet, Kollmann, Salger u. Symeonidis, Erlangen 1973.

Das zwischen zwei Blöcken aus Mesozoikum im Norden und Süden gelegene Isthmus-Gebiet von Korinth war im Neogen durch starke, im Quartär nachlassende Senkungstendenzen gekennzeichnet. Erst nach dem Eutyrrhen dominiert Hebung (Tyrrhen-Basis auf + 250 m NN). Zugleich waren tektonische Spezialbewegungen wirksam, die schließlich zu Zerreißungen führten. Im Endergebnis liegt damit eine Kippschollenkreuzung vor.

Während in anderen Bereichen um das Mittelmeer Strandterrassen die quartäre Entwicklung repräsentieren, ist hier eine Abfolge von z. T. vollmarinem Quartär in einer sowohl hinsichtlich der faziellen Ausbildung wie der Lagerungsverhältnisse geradezu einmaligen Weise überliefert. In langjährigen Arbeiten, wobei beispielsweise die topographischen Karten z. T. erst aufgenommen werden mußten, wurde dieser Raum durch v. FREYBERG untersucht. Manche Frage des Isthmus-Gebietes mußte dennoch offenbleiben (S. 19): „Zu seiner Erforschung sollte man 80 Jahre vor sich haben und nicht hinter sich."

Das Neogen, im wesentlichen Levantin, baut sich im Charalampos-Gebiet aus weit über 600 m Süß- und Brackwasser-Mergel mit zwischengeschalteten Konglomeraten auf. Am Kanal entspricht dem etwa der ebenfalls brackisch-nicht-marine Korinthische Mergel. Im Hangenden wird derselbe durch eine von Osten kommende marine Ingressions-Folge abgelöst.

Das Quartär war bislang nur als Tyrrhen faunistisch ausgewiesen. Die Untersuchungen haben nun auch altquartäre marine Ablagerungen, die Kalamaki-Schichten, über einer Diskordanz erbracht. An deren Obergrenze lagern Limnocardien-Schichten, die faunistisch eine als Apscheron angesprochene erste Zeitmarke im Quartär liefern. Nach einer (weniger bedeutsamen) Regression folgt das in sich weiter gegliederte Hauptkonglomerat. Darüber lagern die durch Leitfossilien als Tyrrhen ausgewiesene Gelbsand- und darüber die weit verbreitete, in Faziesgürtel aufteilbare Extensionsfolge. Beide Glieder sind durch geringmächtige Süßwasserablagerungen, die Didacna-Schichten, voneinander abgesetzt. Während der beiden, durch Molluskenfaunen belegten Tyrrhen-Abschnitte war eine durchgängige Meeresverbindung zwischen heutiger saronischer und korinthischer Bucht vorhanden.

Die posttyrrhene Entwicklung, d. h. die Entwicklung, die nicht mehr durch den Nachweis von Tyrrhen-Fossilien gekennzeichnet ist, führt durch Hebung en bloc und zusätzliche Auflösung in Bruchschollen sowie Abtragungsvorgänge zum heutigen Landschaftsbild. In diese Entwicklung ist das Strandkonglomerat von Gonia und das ebenfalls marine Fossilien liefernde Tripos-Konglomerat zwischengeschoben. Beider Einstufungen werden ausdrücklich als hypothetisch bewertet.

Damit ist ein Pliozän bis Quartär abgehandelt, das vorzugsweise aquatischer Herkunft ist. Die Abfolge ist in ihren Einzelzügen sicherlich zum Teil durch den tektonischen Werdegang geprägt. In gleicher Richtung können aber auch die im Quartär bisher noch kaum bekannten eustatischen Vorgänge wirksam geworden sein. Es liegt nahe, mit dieser durch einmalige Übereinanderlagerung gekennzeichneten und damit in ihrer Abfolge eindeutigen limnischen bis marinen Sedimentfolge eine terrestrische Quartär-Gliederung zu parallelisieren zu versuchen. Doch sollte hierbei bedacht werden, daß die jüngste Klimageschichte im Umkreis des Mittelmeeres noch wenig untersucht bzw. in recht fragmentarischer Art überliefert ist. Erst vergleichbar gründliche Geländeuntersuchungen im angrenzenden terrestrischen Faziesbereich können die Vorbedingungen für ein solches zukünftiges Unternehmen liefern. Vorbild wird hierfür dieser monographische Beitrag über den Isthmus sein, wie er auf der Grundlage aufwendiger Spezialkartierungen und Profiluntersuchungen durchgeführt und in klarer Darstellung uns durch B. v. FREYBERG vorgelegt wurde. K. Brunnacker.

GRAUL, H. & EICHLER, H. (Hrsg.): **Sammlung quartärmorphologischer Studien I.** — Heidelberger Geographische Arbeiten, H. **38**, 287 S., zahlreiche Abbildungen, Diagramme, Karten und Tabellen. Selbstverlag d. Geogr. Inst. d. Univ. Heidelberg, Heidelberg 1973.

Es ist die Absicht der Herausgeber, die Ergebnisse, die im Heidelberger Geographischen Institut in Dissertationen, Magister- und Staatsexamensarbeiten niedergelegt und die nur zum Teil veröffentlicht sind, in Kurzfassungen einem größeren Kreis von Wissenschaftlern zugänglich zu machen. Wie aus dem Titel des Bandes zu entnehmen ist, handelt es sich um Arbeiten aus der Geomorphologie, die im Heidelberger Geogr. Institut einen Schwerpunkt in Forschung und Lehre darstellt.

Die Aufsätze behandeln folgende Themen (gekürzt): Paläopedologie, Methoden und ihre Anwendung (Autoren: K. METZGER, U. HERRMANN, U. KUHNE); Alpen und ihr Vorland — „Innerwürmboden" bei Murnau (P. IMSCHWEILER), Geröll- und geschiebekundliche Untersuchungen im Illergletscher-Vorland (P. SINN), Moränen-Amphitheater von Ivrea (A. ZIENERT), Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums (R. WEINHARDT); Odenwald — Fluß- und Taldichte im kristalinen Odenwald (D. HIERSEMANN), Pleistozäne Hangabtragung im Heidelberger Buntsandstein-Odenwald (M. GEIGER); Neckar-Geschiebebewegung im kanalisierten Neckar (H. G. PROWALD), Erdgeschichtliche Entwicklung der Mauerer Neckarschlinge (M. JAUSST, Rezensent G. MEIER-HILBERT). Hangneigungskarten — Darstellungsmethoden unter besonderer Verwendung datenverarbeitender Rechenanlagen (H.-J. SPITZNER); Klima und Vegetation der mediterranen Wüstensteppe Südspaniens (H. R. VÖLK). Es sei abschließend noch darauf hingewiesen, daß der Band auch

die in „Eiszeitalter u. Gegenwart", **23/24** (1973) bereits in englischer Sprache veröffentlichte Arbeit von H. GRAUL „Der Stand der Quartärforschung im Süden der Bundesrepublik Deutschland in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht" enthält. E. Schönhals.

EICHLER, H. & MUSALL, H. (Red.): **Hans Graul-Festschrift.** — Heidelberger Geographische Arbeiten, H. **40**, 503 S., mit zahlreichen Karten, Profilen und Diagrammen im Text und als Anlage, Heidelberg 1974.

Im Jahre 1974 beging Prof. H. GRAUL seinen 65. Geburtstag. Aus diesem Anlaß wurde ihm als besondere Ehrung eine Festschrift überreicht, zu der seine Schüler, Kollegen und Freunde Beiträge lieferten.

Eingangs würdigt W. FRICKE die 4 Jahrzehnte umfassende wissenschaftliche Arbeit des Jubilars und seine akademische Lehrtätigkeit. Eine Liste von mehr als 60 Publikationen legt Zeugnis ab von der Vielfalt der Probleme, denen in diesem Zeitraum nachgegangen wurde.

Die wissenschaftlichen Beiträge (31), die einige der Hauptarbeitsgebiete von Prof. Graul erkennen lassen, gruppieren sich um folgende Themen: Alpen und Alpenvorland, Buntsandsteinodenwald und Nachbargebiete, Methodisches, Historische Geographie und Probleme der Entwicklungsländer.

Die Themen der Beiträge, auf die wegen der großen Zahl an dieser Stelle nicht eingegangen werden kann, sind aus einem Umdruck zu ersehen, der vom Geogr. Inst. der Univ. Heidelberg zu erhalten ist. E. Schönhals.

BÖKÖNYI, S.: **History of domestic mammals in central and eastern Europe.** 597 S. einschließlich Tab., 150 Abb. und Diagr. Verlag der Ungarischen Akademie der Wissenschaften (Akadémiai kiadó), Budapest 1974.

Für die geistige Entfaltung der Menschheit ist die Gewinnung und Haltung von Haustieren, ihre Domestikation, am Beginn der Jungsteinzeit sicherlich als ein bedeutendes Ereignis hervorzuheben. Unter dem Einfluß des Menschen unterliegen dann die Wildarten einem mannigfachen Wandel. Unter diesem Aspekt ist es wohl auch verständlich, daß die Erforschung der Haustiergeschichte eng mit den Problemen der Ur- und Frühgeschichte verbunden ist. Schon vor über 100 Jahren veröffentlichte der Schweizer Anatom und Zoologe L. RÜTIMEYER (1862) seine wegweisende Arbeit über „Die Fauna der Pfahlbauten der Schweiz". Aufgrund recht spärlicher Forschungsergebnisse folgen u. a. Bücher von ANTONIUS (1922) und HILZHEIMER (1926) zur Stammes- bzw. Rassengeschichte der Haussäugetiere. In jüngerer Zeit (1963) wurden Studien zu diesem Thema von ZEUNER in einem Buch zusammengefaßt. Doch gerade im letzten Jahrzehnt führten viele neue Forschungen zu anderen Ergebnissen. So ist es zu begrüßen, daß S. BÖKÖNY es sich zur Aufgabe machte, eine „Geschichte der Haustiere in Zentral- und Osteuropa" zu schreiben. Auf der Grundlage eines reichen Knochenmaterials aus ca. 400 ungarischen Ausgrabungen, das der Autor selbst bearbeitete, werden neue Einblicke in das Domestikationsgeschehen und in die historische Entwicklung der Haustierhaltung in Zentral- und Osteuropa vom beginnenden Neolithikum bis zum Ende des Mittelalters gegeben.

Im ersten Teil des Buches wird anhand von 45 Faunendiagrammen die Entwicklung der ungarischen Wild- und Haustierfauna von der Köröskultur bis zur Türkenzeit dargestellt. Daran schließen sich Betrachtungen zur historischen Entwicklung der Tierhaltung in Zentral- und Osteuropa mit Ausblicken auf die Forschungsergebnisse im Vorderen Orient an: Haustierhaltung beginnt danach im Nordirak (Zawi Chemi Shanidar) um 9 000 v. Chr. mit Schaf und Ziege. Die erste europäische Tierhaltung wird im 7. Jahrtausend v. Chr. mit Hausschafen und -ziegen im präkeramischen Neolithikum von Thessalien faßbar. Mit Ausnahme des Hundes fanden die neolithischen Haustiere durch die Köröskultur ihren Weg nach Zentraleuropa.

Nach der Erörterung von Faktoren, welche die Entwicklung der Haustierfauna beeinflußt haben, werden die einzelnen Haustierarten in der Reihenfolge Rind, Wasserbüffel, Schaf, Ziege, Schwein, Kamel, Pferd, Esel, Maultier, Katze, Hund und Hauskaninchen besprochen.

In paralleler Weise beginnt der Autor bei allen Haustierarten zunächst mit einem historischen Überblick der bisherigen Forschungen und widmet sich dann der Frage nach der wilden Stammform und ihren Besonderheiten. Es folgen Hinweise auf allgemeine Domestikationsveränderungen und auf das Problem der autochthonen Überführung der Wildart in den Hausstand. In chronologischer Folge werden die Besonderheiten der einzelnen Haustierarten und ihre Veränderungen im Neolithikum, in der Kupfer- und Bronzezeit, in der römischen Kaiserzeit, während der Völkerwanderung und im Mittelalter dargestellt und durch zahlreiche Diagramme und Abbildungen ergänzt.

Dem Text schließen sich Faunenlisten ungarischer ur- und frühgeschichtlicher Fundorte (S. 337—436) und Maßtabellen von Knochen einzelner Tierarten (S. 437—562) an. Abschließend findet der Leser ein 23 Seiten umfassendes Literaturverzeichnis, das im Appendix um 11 Seiten der seit 1968 erschienenen Literatur (Datum der Erstellung des Manuskriptes) ergänzt wird. Insgesamt gesehen, gibt dieses Buch einen sehr guten Überblick der Geschichte der Haustiere in Zentral- und Osteuropa. Da die Forschungen auch auf diesem Teilgebiet der Zoologie teilweise schon zu neuen Erkenntnissen geführt haben, ist dem Autor für die detaillierte Mitteilung von Maßtabellen zu danken. Sie sind im Wandel das Bleibende, auf die kein Forscher, der auf diesem Gebiet tätig ist, verzichten kann. Sie allein rechtfertigen schon eine Anschaffung des Werkes. G. Nobis.

Le Quaternaire — Géodynamique, Stratigraphie et Environnement. Travaux français récents. Ouvrage publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique par le Comité National Français de l'INQUA. p. 1—239, Paris 1973.

Der anläßlich des IX. INQUA-Kongresses herausgegebene Band enthält 42 Arbeiten, die sich wie folgt auf die 9 Abschnitte des Werkes verteilen: Das Plio-Villafranchien (5), das Mittel-Pleistozän (2), das Riß und Riß-Würm (6), das Würm (3), Hang-Entwicklung oberhalb der Waldgrenze vom Ende Riß-Würm bis zur Gegenwart (5), der quartäre Vulkanismus in Frankreich (3), Forschungen über das marine Quartär (6), Fortschritte in der Erforschung des Quartärs in Afrika (5) und angewandte Untersuchungsmethoden (7).

Die Gliederung des Werkes und die große Anzahl der Autoren (über 80) lassen den Umfang des behandelten Stoffes erkennen. Der mit zahlreichen Abbildungen und Tabellen und einem Muster der Carte géomorphologique détaillé de la France 1 : 50 000 (Blatt Dreux, aufgenommen von Y. Dewolf, 1971) ausgestattete Band ist für alle Wissenschaftler, die sich über die Ergebnisse quartärgeologischer Forschungsvorhaben in Frankreich und Nordafrika (Tschad, Äthiopien und Mauretanien) sowie in einigen anderen Gebieten (Norwegen, Spitzbergen, Nord-Kanada, Neu-Kaledonien) unterrichten wollen, vorzüglich geeignet. Das gleiche gilt auch für die Arbeiten, in denen die angewandten Untersuchungsmethoden erläutert werden (Isotopen und Paläotemperaturen, Pollenanalyse, Methoden zur Erfassung geomorphologisch, pedologisch und paläopedologisch wichtiger Prozesse und Erscheinungen sowie von Vorgängen bei der Tonsedimentation).

E. Schönhals.

Hövermann, J. & Kaiser, K. (Hrsg.): **Geomorphologie des Quartärs — Quaternary Geomorphology.** — Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. **16**, 203 S., 66 Figuren, 65 Photos, 10 Tabellen im Text und auf 5 Ausschlagtafeln. Gebr. Borntraeger, Berlin u. Stuttgart 1973.

Der 1973 anläßlich des IX. INQUA-Kongresses in Christchurch, Neuseeland, herausgegebene Band ist in die beiden folgenden Abschnitte gegliedert: „Neuere Arbeiten aus den Alpen" und „Arbeiten zur Periglazialmorphologie". Im ersten Abschnitt berichtet zunächst F. Fliri, Innsbruck, über seine Untersuchungen an den Sedimenten der Gnadenwaldterrasse und an dem darin eingelagerten mehr als 100 m mächtigen Bänderton von Baumkirchen im Inntal östlich von Innsbruck. Makro- und Mikrofossilien (Pflanzenreste, Fische, Pollen), Lebensspuren sowie Deuteriumanalysen von Hölzern und ^{14}C-Daten lieferten wichtige Unterlagen für die Chronologie und Stratigraphie. So konnte nachgewiesen werden, daß die Sedimentation der Bändertone unter kaltzeitlichen Klima- und Vegetationsbedingungen erfolgte (maximal 5°C niedrigere Jahresmitteltemperatur). Während früher von verschiedenen Forschern ein eem- bis frühwürmzeitliches Alter für diese Sedimente angenommen wurde, ergaben die ^{14}C-Bestimmungen ein Alter von etwa 31 000 bis 27 000 J.v.h. In diesem Zeitraum war demnach der Talabschnitt bei Innsbruck eisfrei, und das Gebiet wurde von einer Strauchtundra eingenommen. Für den Hauptvorstoß des Inntalgletschers, dessen Grundmoräne die über dem Bänderton folgenden mehr als 100 m mächtigen Sande und Schotter überlagert, steht nach Fliri ein Zeitraum von nicht mehr als 10 000 Jahren zur Verfügung, und zwar einschließlich der Abschmelzperiode.

Bedeutsam für die Kenntnis des spätglazialen Klimas der mittleren Alpen sind die Beobachtungen von P. Wick, Luzern, an einem fossilen Eiskeilsystem in der Kiesgrube „Höchwald" am Nordhang des Turner Berges im Vorderen Prättigau, Graubünden (etwa 32 km NNO von Chur). In glazifluvialen Restschottern in etwa 950 m NN, die als eisrandnahe Ablagerungen des Silvretta- und Valzeinatalgletschers zu betrachten sind, sind netzartig verlaufende und mehr als 10 m tief reichende Eiskeil-Pseudomorphosen aufgeschlossen. Die nähere Untersuchung der Keilformen sowie Einregelungsmessungen an Komponenten des geschichteten Schotters und der Keilfüllung (Situgramme) und granulometrische Analysen bestätigen die Annahme, daß es sich um ehemalige Eiskeile und nicht um Spaltenbildungen als Folge von Hangbewegungen handelt. Der Verfasser gelangt zu dem Ergebnis, daß nach der spätglazialen Abschmelzphase der Gletscher ein Dauerfrost-

boden entstand, der eine Mächtigkeit von mindestens 12 m aufgewiesen haben muß. Lokale Besonderheiten, wie eine größere Toteismasse und Kaltluftseen im Talkessel von Grüsch, können seine Entstehung begünstigt haben.

Auch die nächsten beiden Arbeiten liefern neue Beobachtungen und Ergebnisse zur postglazialen Klimaentwicklung der Alpen. G. PATZELT, Innsbruck, legt auf annähernd 50 Seiten seine Resultate über die Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern) vor und B. METZ und H. NOLZEN, Freiburg i. Br., berichten über Untersuchungen im Vorfeld des Grünauferners (Stubaier Alpen/Tirol). In beiden Gebieten wurden durch Grabungen neue Profile erschlossen, die pedologische und pollenanalytische Untersuchungen sowie ^{14}C-Bestimmungen ermöglichten. PAZELT gelang durch seine Untersuchungen an postglazialen Moränen von 6 Talgletschern eine chronologische Gliederung des Postglazials bis zum Anschluß an das alpine Spätglazial. Die beiden Freiburger Geographen konnten die Maximalausdehnung des Grünauferners bestimmen. Dieser erreichte während des Subatlantikums ein bisher nicht bekanntes Ausmaß, das bei neuzeitlichen Vorstößen nicht beobachtet wurde.

In der letzten Arbeit des ersten Abschnitts erläutert und diskutiert H. ESCHER, Zürich, den Begriff Niveau 365. Es wird der Vorschlag gemacht, „klimatische Schneegrenzen, die außerhalb eines gletscherbedeckten Gebietes bestimmt werden, als Niveau 365 zu bezeichnen". An 3 Modell-Gebieten (Mittelbünden, Berner Oberland und Wallis) wird das auf Regressions- und Korrelationsrechnungen beruhende Verfahren erläutert. Als Grundlagen der Berechnungen dienen die Jahresmittelwerte der Temperatur (°C), die Jahressummen der Niederschläge (mm Wasser) und die Jahressummen der Tage mit einer Schneedecke. Es konnte gezeigt werden, daß der Niederschlag einen geringen Einfluß hat und die Zahl der Schneedecken-Tage in erster Linie von der Jahresmitteltemperatur abhängt. Die Jahresmitteltemperatur, die notwendig ist, damit der Schnee während des gesamten Jahres liegenbleibt, wird durch Extrapolation der beiden Regressionsgeraden (Jahresmittel und Jahressumme der Schneedecken-Tage) bestimmt. Auf diese Weise erhält man die Temperatur auf der Höhenlage des Niveau 365, aus der dann die Höhenlage des Niveau 365 berechnet werden kann. — Es muß abgewartet werden, ob diese mathematische Methode auch in Gebieten mit anderen Klimaverhältnissen (Niederschlagsverteilung) angewandt werden kann.

Am Anfang des zweiten Abschnitts beschäftigt sich K. GRAF, Zürich, in einer umfangreichen Arbeit mit der Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. Die Hauptarbeitsgebiete waren die peruanischen und bolivianischen Anden, die östlichen Bündner Alpen (Raum Schuls) und Spitzbergen. Außerdem wurde das Schrifttum für einen Raum ausgewertet, der vom tropischen Afrika über Eurasien bis zum Nordpol reicht.

Ziele der Untersuchungen waren: ein qualitativer Vergleich der Solifluktionsformen in tropischen, gemäßigten und polaren Breiten; die Verbreitung der Solifluktionsformen durch einen quantitativen Vergleich zu erfassen, die Bestimmung der Solifluktions- und der Strukturboden-Untergrenze; der Einfluß des Klimas, insbesondere des Frostwechsels auf die Solifluktion.

Anhand von Profilschnitten, Diagrammen und Photos werden 8 charakteristische Solifluktionsformen der 3 Arbeitsgebiete erläutert; des weiteren wird ihre Verbreitung angegeben und die Eignung der Situmetrie und Granulometrie kritisch beleuchtet. Es ist festzuhalten, daß hinsichtlich der Einregelung der Komponenten ziemliche Unterschiede bestehen, nur bei der Hang- und Makrosolifluktion scheint sie eine größere Regelhaftigkeit aufzuweisen.

Aufgrund granulometrischer Analysen werden für sämtliche untersuchten Solifluktionsböden die folgenden Merkmale festgestellt: der Tonanteil ist nicht übermäßig hoch (maximal 30 %); der Sandgehalt nimmt von maximal 50 % in den Tropen und in mittleren Breiten auf etwa 75 % in polaren Breiten zu; ein minimal erforderlicher Silt- und Sandanteil von etwa 5 %. Von der Solifluktion werden aber auch grobkörnigere Substrate erfaßt.

Die Kartierung der Solifluktionsformen, d. h. die Ermittlung des Flächenanteils der verschiedenen Solifluktionsformen, auch als Dichte der Solifluktionsformen bezeichnet, wird sowohl auf Karten als auch in Diagrammen (als Bedeckungsgrad in % der potentiellen Solifluktionsfläche) angegeben. Es konnte nachgewiesen werden, daß in den Tropischen Breiten die Strukturboden-Kleinformen, in den Mittleren Breiten die Formen der gebundenen/gehemmten Solifluktion und in den Polaren Breiten die Strukturboden-Großformen überwiegen.

Detaillierte Untersuchungen wurden auch über den Einfluß der Frostwechselhäufigkeit auf die Verbreitung bzw. die Dichte der Solifluktionsformen angestellt. Sie führten in allen Breiten zu dem gleichen Ergebnis: Die Höhenlage der Solifluktionsgrenze wird durch die verstärkt eintretenden Frostwechsel bzw. die Zunahme der Häufigkeit der relativen Temperaturminima bestimmt.

Die großräumigen Untersuchungen über die Höhenlage der Solifluktions- und Strukturboden-Untergrenze haben ergeben, daß die Grenzen in Gebieten mit großer Massenerhebung und Kontinentalität ansteigen und die Höhendifferenz zwischen den beiden Grenzen zunimmt; in Räu-

men mit ozeanischem und vermutlich auch aridem Klima liegen die Grenzen verhältnismäßig tief und die Höhendifferenz ist geringer. Das letztere gilt auch für Polare und Tropische Breiten. Aus zwei Karten und mehreren Meridionalprofilen sind diese Beziehungen zu erkennen.

Mit dem „Hypsometrischen Formenwandel der Polygone in Island" beschäftigt sich H. Preusser, Saarbrücken. Er unterscheidet 3 Polygon-Typen, deren Entstehung eng mit dem Frostwechsel zusammenhängt: Schwebende Miniaturpolygone (10—30 cm ⌀) sind auf täglichen Frostwechsel zurückzuführen, sie können sich in kurzer Zeit bilden; Schwebende Polygone (30—150 cm ⌀) entstehen durch kurzperiodischen Frostwechsel (wenige Tage) und Sohlenständige Polygone (120—600 cm ⌀) sind durch jahreszeitlichen Frostwechsel bedingt. Hinsichtlich der Vergesellschaftung dieser 3 Typen, die in erster Linie von der Höhe und den dadurch bedingten Frostwechseln abhängt, werden 3 Stufen (I, II, III) unterschieden; Höhenangaben über deren Vorkommen auf der gesamten Insel können jedoch nicht gemacht werden, da beträchtliche orographische und klimatische Unterschiede bestehen. Beeinflußt wird das Vorkommen der 3 Typen außerdem von edaphischen Faktoren, vor allem vom Wasserhaushalt.

In den letzten beiden Arbeiten werden klima-morphologische Erscheinungen in den Hochregionen des Mt. Kenya (5 199 m) und des Kilimandjaro (5 899 m) behandelt. S. Hastenrath, Madison, der beide Vulkangebiete bereiste, und G. Furrer und R. Freund, Zürich, die sich für kurze Zeit am Kilimandjaro aufhielten, beobachteten, daß der subnivale Formenschatz von der Höhenlage, gewissen Klimafaktoren und Bodeneigenschaften bestimmt wird. Einige Ergebnisse seien erwähnt: Die mittlere jährliche Höhenlage der 0°C Minimumtemperatur (ca. 3 500 m) ist die Untergrenze der Vorkommen von Pipkrake und Rasenschälen; Steinstreifen und auch Kuchenböden dominieren in Höhen über ca. 4 400 m, Steinpackungen und Steinpolygone treten zurück; Feinerdestreifen bilden sich in gut durchfeuchteten Substraten, und zwar am Kilimandjaro oberhalb 5 200 m und am Mt. Kenya oberhalb 4 700 m. Die Unterschiede, welche bei den Bodenmustern und ihrer Höhenlage an beiden Vulkanen bestehen, sind am ehesten durch die voneinander abweichenden Niederschlagsverhältnisse und Höhen der Schneegrenze zu erklären.

Die Ergebnisse von S. Hastenrath werden durch die folgenden Beobachtungen von G. Furrer u. R. Freund am Kilimandjaro erweitert: Die Bodenformen, von denen 8 unterschieden werden, weisen eine kennzeichnende höhenwärtige Verbreitung auf: Girlanden als charakteristische Formen der gebundenen oder gehemmten Solifluktion treten bei etwa 3 800 m auf, nehmen aber bis zur Vegetationsgrenze um 4 400 m nur kleine Flächen ein; das regelmäßige Muster der Erdknospen findet sich zwischen 3 800 und 4 800 m und die genetisch verwandten Erdstreifen von etwa 3 800 m bis zum Kraterrand (ca. 5 600 m). Texturböden, Zellenböden und Polygone beginnen bei etwa 4 000 m und erreichen ihre größte Dichte um etwa 4 200 m.

Eine Höhenstufe mit vorherrschend gebundenen Solifluktionsformen wie in den Alpen fehlt am Kilimandjaro. Formen der gebundenen und freien Solifluktion treten vergesellschaftet auf und ihre Untergrenzen bei etwa 3 800 m fallen daher zusammen. Dieser Befund und der große Abstand der Solifluktions-Untergrenze von der Waldgrenze bei etwa 2 900 m (ca. 900 m) werden für tropische Hochgebirge als typisch angesehen. Erwähnt sei noch, daß die Korngrößenzusammensetzung der Substrate Unterschiede aufweist, die sich zusammen mit anderen edaphischen Faktoren auf den Formenschatz auswirken. E. Schönhals.

Schwarzbach, A.: **Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.** VIII, 380 S., 191 Abb., 41 Tab., 3. neubearbeitete Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1974.

Die 2. Auflage dieses bekannten Werkes erschien 1961. Als der Verfasser die jetzt vorliegende 3. Auflage 1972 im wesentlichen abschloß, waren gut 10 Jahre vergangen, ein Zeitraum, in dem nicht nur viele neue Beobachtungen über Klimazeugen veröffentlicht, sondern auch neue Hypothesen über die Ursachen der vorzeitlichen Klimaänderungen bekannt wurden. Außerdem kamen immer mehr moderne Untersuchungsmethoden, insbesondere aus der Geophysik und der Isotopengeologie zur Anwendung; diese lieferten wichtige Beiträge zur Lösung von Problemen der Paläoklimatologie. Der Autor stand daher bei der Abfassung der 3. Auflage dieses als Lehrbuch konzipierten Werkes vor der schwierigen Aufgabe, das inzwischen sehr umfangreich gewordene Schrifttum und das auf zahlreichen Reisen gewonnene Beobachtungsmaterial auszuwerten und den Stoff im Rahmen eines „flexiblen Taschenbuches" übersichtlich darzustellen.

Das Buch ist in 3 Abschnitte gegliedert: A. Allgemeine Paläoklimatologie; B. Historische Paläoklimatologie — der Klimaablauf in der Erdgeschichte und C. Genetische Paläoklimatologie — Klimahypothesen. Am umfangreichsten sind erwartungsgemäß die ersten beiden Abschnitte (124 u. 138 S.). Der Abschnitt A befaßt sich mit der Rekonstruktion des Klimas der Vorzeit und den dafür in Betracht kommenden Klimazeugen, die im einzelnen erläutert werden (für Temperaturen, humides und arides Klima, Luftdruckverteilung und Gewitter sowie für jahreszeitlichen und lang-

dauernden Klimawechsel). Weitere Kapitel dieses Abschnitts beschäftigen sich mit physikalischen Methoden, u. a. mit der Sauerstoff-Isotopen-Methode ($^{18}O/^{16}O$-Analyse) und deren Anwendung bei der Ermittlung von Paläotemperaturen und der Erforschung von Tiefseesedimenten und von Gletscher-Eis sowie mit der Thermolumineszenz-Methode. Behandelt wird weiterhin die Bedeutung vorzeitlicher Landschaftsformen für die Rekonstruktion des Klimas und die klima-abhängige Genese von Lagerstätten.

Im zweiten Abschnitt ist der Klimaablauf vom Präkambrium bis zum Quartär beschrieben. Verwertbare Klimazeugen weist erst das jüngste Präkambrium auf, d. h. ein Zeitraum, der vor etwa 2000 Millionen Jahren begann, als eine Erdatmosphäre mit heutigen Temperaturen, auch mit Frost bzw. Eisbildung, entstand. Zu diesem Zeitpunkt „begann also die moderne Klimageschichte der Erde, oder anders ausgedrückt, die Zeit relativer Klimakonstanz" (S. 130). Von der über 4 Milliarden Jahre dauernden Erdgeschichte ist der Klimaablauf nur von den letzten 700—800 Millionen Jahren ± bekannt (Jungproterozoische Vereisungen).

Im Verhältnis zum Gesamtumfang des Buches ist das Klima des Quartärs auf etwa 40 Seiten recht ausführlich beschrieben, und zwar das Klima der ehemals vergletscherten Gebiete mit den dort vorkommenden Klimazeugen und deren Eignung für die Rekonstruktion der früheren Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse. Kurz wird auch auf das glazialzeitliche Klima der niederen Breiten, das Problem der Pluviale und auf das Klima der Interglaziale eingegangen. Die Beschreibung des Ablaufs des quartären Eiszeitalters erstreckt sich auf Europa und Nordamerika, aber nur kurz auf die anderen nichtpolaren Länder und die Polargebiete.

Wertvolle neue Informationen erhält man in den Kapiteln über die quartären Tiefsee-Sedimente („sie sind für die Eiszeitforschung wichtiger geworden als die klassischen Alpen oder die viel untersuchten Terrassen-Treppen unserer Flüsse", S. 241), die quartären Meeresspiegelschwankungen, die absolute Altersbestimmung und die paläomagnetische Zeitskala. Am Schluß des zweiten Abschnitts werden die Grundzüge des Klimageschehens herausgearbeitet und mögliche Zusammenhänge zwischen Klimaablauf auf der einen und geologischen Vorgängen und der Entwicklung der Tier- und Pflanzenwelt auf der anderen Seite beleuchtet.

Von besonderem Interesse ist der 3. Abschnitt, in dem die Klimahypothesen erläutert und hinsichtlich ihrer Brauchbarkeit zur Erklärung klimatologischer Phänomene (insbesondere der Eiszeiten) diskutiert werden. Folgende mögliche Ursachen der Klimaschwankungen werden behandelt: Eigenwärme der Erde und vulkanische Wärme, Änderungen des Reliefs (Hebungen, Gebirgsbildung, Lage von Festländern und Meeren), Kontinental-Drift und Polwanderungen, Beeinflussung des Klimas durch Änderungen der Atmosphäre (Wasserdampf, CO_2- und Ozon-Gehalt, vulkanische Aschen und Staub), die Solarkonstante und die Erdbahnelemente (Strahlungskurven).

Bei der Frage nach den Ursachen der Klimaschwankungen kommt der Verfasser zu dem Schluß, daß nur mehrere gleichgerichtete Faktoren Klimaänderungen und Eiszeiten herbeiführen können. Er spricht infolgedessen von einer „multilateralen Eiszeit-Entstehung" und hält 3 Faktoren für wichtig, nämlich die Änderungen der Relief- und paläogeographischen Verhältnisse, die kontinentale Drift und schließlich primäre Änderungen der Sonnenstrahlung. Hinzu kommen vor allem Selbstverstärkungs-Effekte, außerdem — mit geringem Einfluß — Änderungen der Atmosphäre und der Erdbahnelemente.

Nach Schwarzbach sind auf diese Weise wohl die langfristigen Klimaschwankungen zu erklären, aber nicht die mittelfristigen (einige 10 000 bis 100 000 J.), durch die auch das quartäre Eiszeitalter ausgezeichnet ist. Zur Erklärung solcher Phänomene kommen nach Ansicht des Verfassers vor allem 3 Möglichkeiten in Betracht: Die Schwankungen der primären Sonnenstrahlung, die Strahlungskurven von Milankowitsch (vom Autor „mit Skepsis betrachtet") und die Autozyklen-Hypothesen (Plass, Ewing & Donn, Tanner, Wilson), die kurz erläutert, aber nicht als befriedigend angesehen werden.

Eine entscheidende Bedeutung für die Erklärung aller Klimaschwankungen hat nach Schwarzbach das Wasser, das durch seine besonderen Eigenschaften im flüssigen und festen Zustand zusammen mit anderen kleinen Faktoren Klimaänderungen hervorrufen kann. Das Vorhandensein einer Hydrosphäre wird als die erste und das Bestehen einer Mitteltemperatur der Erde, die über dem Gefrierpunkt des Wassers lag, als zweite Voraussetzung für Klimaschwankungen angesehen. Solche Klimaänderungen kann es daher noch nicht im frühen Präkambrium gegeben haben (infolge zu hoher Temperaturen nur Wasserdampf, außerdem hoher CO_2-Gehalt). Als dritte Voraussetzung wird die relative Konstanz der Sonnenstrahlung, etwa seit dem mittleren Präkambrium, angeführt.

Die Ansichten des Autors über die Ursachen der Klimaschwankungen sind in folgenden Sätzen formuliert (S. 314): „Auf der primären Grundlage einer irdischen Hydrosphäre und ihrer besonderen, seit dem Präkambrium relativ konstanten Temperatur vermögen die kleinen sekundären Faktoren der multilateralen Eiszeit-Entstehung den Wechsel von Eiszeiten und eisfreien Zeiten

zustande zu bringen. Paläogeographische Änderungen — einschließlich kontinentaler Drift — dürften dabei die Hauptrolle spielen.

Man kann fast sagen: bei solchen Ausgangsbedingungen sind Eiszeiten nichts Besonderes, sondern eine beinahe zwangsläufige Konsequenz. Wir müßten uns wundern, wenn es keine Eiszeiten gegeben hätte."

Der übersichtlich gegliederte und mit Literaturzitaten reichlich versehene Text ist „wie aus einem Guß", prägnant und auch für Benutzer aus Nachbardisziplinen verständlich. Das Bildmaterial wurde gegenüber der 2. Auflage um fast 50 % vermehrt, und ein Orts- und Sachregister mit etwa 1 500 Stichwörtern (Angabe des Verf.) erleichtert den Gebrauch des Buches. Es handelt sich um eine Leistung, zu der ein einzelner Wissenschaftler kaum noch in der Lage ist.

E. Schönhals.

Semmel, A. (Red.): **Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet.** — Rhein-Mainische Forschungen H. **78**, 214 S., mit zahlreichen Abbildungen, Frankfurt 1974.

Die 17. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hofheim a. Ts. im September 1974 war der Anlaß zur Herausgabe dieses Heftes. Es informiert über den „Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet" (A. Semmel) und über neuere Untersuchungen an wichtigen Quartärprofilen: „Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden" (H. Brüning), „Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebiets" (G. von der Brelie) und „Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Krs. Hanau) und Dreihausen (Krs. Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa" (U. Sabelberg, H. Rohdenburg u. G. Havelberg). Seine mikromorphologischen Untersuchungsergebnisse am Lößprofil Ostheim erläutert H.-J. Altemüller, und H. Krüger äußert sich zum „Stand der Altsteinzeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet".

Der 4. Abschnitt des Heftes enthält die Beschreibung der 4 Exkursionen, die vor und nach der Tagung veranstaltet wurden. Lageskizzen und Abbildungen der besuchten Quartäraufschlüsse sowie 2 Diagramme mit pollenanalytischen Ergebnissen vervollständigen den Exkursionsführer.

Nur ein Teil der in diesem Heft niedergelegten Beobachtungen und Resultate ist bisher an anderer Stelle veröffentlicht worden. Das preiswerte Heft bietet daher die Möglichkeit zur raschen Unterrichtung über den neuesten Stand der Quartärforschung in diesem Raum, nicht zuletzt auch durch die zahlreichen Literaturhinweise.

E. Schönhals.

Tralau, Hans: **Bibliography and Index to Palaeobotany and Palynology 1950—1970.** 4°. Bibliography, 261 S. (ISBN 91-970078-1-1); Index 358 S. (ISBN 91-970078-3-8). Stockholm 1974. Beide Bände werden nur gemeinsam abgegeben.

Mit diesen Büchern legt der durch den Index Holmensis bekannte Herausgeber und Kompilator den ersten Teil eines monumentalen Werkes vor, das seinen Fachkollegen eine überaus wertvolle Hilfe sein wird. Die Bibliographie bringt nach Kodes (erste 6 Buchstaben des Autornamens bzw. des ersten Autorennamens bei mehreren Verfassern, letzte 2 Ziffern des Jahres der Veröffentlichung, Anfangsbuchstaben der ersten drei Worte des Titels der Veröffentlichung) geordnet die vollständigen Zitate der Veröffentlichungen. Sie ist weltweit, umfaßt also Arbeiten aus westlichen sowie östlichen Ländern. Die Titel der letzten sind in eine westliche Sprache übersetzt. Im 2. Band, dem Index, wird nach Schlüsselwörtern aus dem Titel alphabetisch geordnet zitiert. So tritt z. B. Neustadt, M. I., 1957: Die Geschichte der Wälder sowie die Palaeogeographie der USSR im Holozän. Moscow. Isd. A. N. S. S. R. **404**, 218 im Index unter „USSR" und „Holozän" auf. Oder Straka, H., 1965: Palynologia Madagassica et Mascarenica: Fam. 121: Didiereaceae. Pollen et Spores **7** (1), 27—33 unter „madagassica", „mascarenica" und „Didiereaceae". So wird eine kodifizierte Bibliographie mit einem Sachindex, der auf Schlüsselwörtern beruht, welche sich in den Titeln der bibliographierten Arbeiten finden, kombiniert. Die Bibliographie enthält ungefähr 25 000 Namen aus den Fachgebieten der Paläobotanik, der Paläopalynologie und anderer Gebiete der Palynologie (samt Bibliographien und Biographien aus diesen Gebieten). Im Index sind rund 60 000 Zitate enthalten.

Die Bände für 1450 bis 1949 sind z. Z. in Bearbeitung; sie könnten 1976 fertig werden. Auch der Teil 1971 ff. ist in Angriff genommen und an einem Supplement für 1950—1970 wird gearbeitet. Der Preis des teilweise vom Herausgeber, teilweise vom Schwedischen Forschungsrat finanzierten Werkes erscheint angemessen. Es ist in allen einschlägigen Bibliotheken unentbehrlich.

H. Straka.

WOLDSTEDT, P. **Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.** 3. Auflage, völlig neu bearbeitet und herausgegeben von K. DUPHORN mit Beiträgen von H. MÜLLER, G. ROESCHMANN, H. SCHNEEKLOTH, K.-H. SINDOWSKI, H. STREIF, G. BOSINSKI, W. SCHIRMER und H. SCHIRNIG. 500 Seiten, 91 Abbildungen und 26 Tabellen im Text. K. F. Koehler Verlag, Stuttgart 1974.

Zwanzig Jahre liegen zwischen dem Erscheinen der 2. und 3. Auflage, ein Zeitraum, in dem sich die Quartärforschung im allgemeinen und besonders im Norddeutschen Flachland stürmisch entwickelt hat. Der Bearbeiter der neuen Auflage stand daher vor einer noch schwierigeren Aufgabe als WOLDSTEDT kurz nach dem letzten Krieg, als er das Buch konzipierte und — gestützt „auf eine jahrzehntelange Beschäftigung mit den Problemen des Quartärs und auf eigene Geländearbeiten in fast allen Teilen des Norddeutschen Flachlandes" — eine Synthese versuchte. Daß eine solche Synthese benötigt wurde und das Buch starken Anklang fand, beweist das Erscheinen der 2. Auflage schon nach wenigen Jahren. Für den Herausgeber der 3. Auflage, ein langjähriger Mitarbeiter von WOLDSTEDT und von ihm mit der Neubearbeitung des Bandes betraut, bestand somit kein Anlaß, den bewährten Aufbau des Werkes grundsätzlich zu ändern. Es ist daher in die folgenden 4 Abschnitte gegliedert: Allgemeine Beschreibung, Regionale Beschreibung des norddeutschen Pleistozäns, Norddeutschland im Holozän, der Mensch und seine Kulturen in Norddeutschland.

Auf 89 Seiten (knapp ein Fünftel des Textes) werden nach einer Übersicht über die Forschungsgeschichte Norddeutschlands Grundlagen der Quartärgeologie erläutert, deren Kenntnis für die weiteren Abschnitte unerläßlich ist, so in erster Linie für die Quartärstratigraphie, die mit Recht als das zentrale Thema des Buches angesehen wird. Die neuesten Forschungsergebnisse werden kritisch beleuchtet, Begriffe neu definiert und Probleme aufgezeigt; diese bestehen insbesondere bei der Korrelation der Ergebnisse aus verschiedenen Ländern und Landschaften. Die Beschreibung der Ablagerungen und Erscheinungen der glaziären und periglaziären Fazies sowie der Haupteisrandlagen vermittelt zusammen mit einem Abriß der Geschiebekunde, einschließlich der Arbeitsmethoden und ihrer Aussagekraft, sicherlich vielen Benutzern des Buches, vor allem Studierenden, eine kurzgefaßte Einführung. Dies gilt auch für die interessanten Kapitel über die quartäre Tektonik und die tiefen Rinnen im Untergrund Norddeutschlands.

In dem umfangreichen regionalen Teil (etwa 250 Textseiten) wird zwischen „Norddeutschland im Pleistozän" und „Norddeutschland im Holozän" unterschieden, eine Unterteilung, die sich aus verschiedenen Gründen anbot. Die Beschreibung befaßt sich zunächst mit dem Pleistozän in über 20 Ländern und Landschaften, von Schleswig-Holstein bis nach Thüringen und Sachsen und vom Niederrhein bis nach Pommern. Hierbei steht die stratigraphische und paläogeographische Entwicklung der Gebiete im Vordergrund. Die Ausführungen gründen sich im wesentlichen auf die vorliegende Literatur, wobei auch Schriften aus neuester Zeit berücksichtigt werden. Der Autor beschränkt sich jedoch nicht nur auf das Referieren der Ergebnisse, sondern er weist immer wieder auf schwache Stellen bei der Datierung und auf die Problematik der Parallelisierung von Schichten hin, was auch durch zahlreiche Fragezeichen in den stratigraphischen Tabellen zum Ausdruck kommt. Insgesamt betrachtet, wird in diesem Abschnitt für die einzelnen Landschaften auf knappem Raum ein Bild der jüngeren erdgeschichtlichen Entwicklung entworfen, wobei alle für eine chrono- und lithostratigraphische Gliederung zur Verfügung stehenden Unterlagen verwendet werden.

Der zweite Abschnitt des regionalen Teils ist dem Holozän gewidmet; es wird zwischen Binnenholozän und Küstenholozän unterschieden. Für die Bearbeitung hat der Herausgeber — die Ablagerungen der Seen und die Geschichte der Ostsee ausgenommen (Autoren: K. DUPHORN & P. WOLDSTEDT) — Sachbearbeiter gewonnen, die aufgrund ihrer langjährigen Tätigkeit in der Lage sind, die Entwicklung der Vegetation (H. MÜLLER), die Ablagerungen in den Flußtälern (W. SCHIRMER), die Entstehung der Moore (H. SCHNEEKLOTH) und der Böden (G. ROESCHMANN) sowie die Geschichte der Nordsee (K.-H. SINDOWSKI & H. STREIF) unter Berücksichtigung neuer Forschungsergebnisse darzulegen. Das gleiche gilt für die beiden Kapitel über den Menschen und seine Kulturen. G. BOSINSKI behandelt ausführlich das Paläolithikum und Mesolithikum, H. SCHIRNIG das Neolithikum.

Im Schlußkapitel wird nach Betrachtungen über die geistigen bzw. technischen Entwicklungsstufen der Menschheit die Frage nach einer neuen Vereisung gestellt und aufgrund eines Vergleichs des „holozänen Interglazials" mit dem letzten Interglazial dahingehend beantwortet, daß erst in ca. 60 000 Jahren mit einer Vereisung zu rechnen ist. Das Buch schließt mit folgenden Sätzen: „Die Ereignisse können aber — das sei nochmals betont — nicht sicher vorhergesagt werden. Und wenn sie sich schließlich doch anbahnen, dann sollte der Mensch — wenn er dann noch existiert — in der Lage sein, die klimatischen Vorgänge so zu beeinflussen, daß er eine »Wiedervereisung« Norddeutschlands verhindern kann."

Das Buch ist mit sehr reichhaltigen Literaturnachweisen versehen, die knapp 100 Seiten umfassen. Es besteht daher die Möglichkeit zu einem vertieften Studium der einzelnen Sachgebiete. Auch die Ausstattung mit Abbildungen (Kartenskizzen, Profile, Diagramme) und Tabellen ist ausreichend. Wünschenswert wären m. E. einige charakteristische Landschaftsaufnahmen der verschiedenen morphologischen Einheiten (Luft- und Satellitenbilder). E. Schönhals.

WENZENS, Gerd: **Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems.** — Düsseldorfer geogr. Schr., H. 2, 330 S., 14 Ktn., 17 Abb., 1 Tab., 44 Bilder. Selbstverlag Geogr. Inst. Univ. Düsseldorf 1974.

Der Autor hat sich zum Ziel gesetzt, den Einfluß geologisch-tektonischer und klimatischer Faktoren auf den Formenschatz in den drei ausgewählten Gebieten Valle El Salado, Comarca Lagunera und westliche Sierra Madre Oriental (22—26° n. Br., 100—104° w. L.) zu analysieren und Reliefgenerationen auszugliedern.

Zuerst wird das Problem der Kalkkrustenbildung (calcrete, caliche) aufgegriffen. Charakteristische Profilabfolgen, nämlich eine mehrfache Wechsellagerung von ± verfestigten Schottern, Kalkkrusten und Bodenresten, lassen quartäre Klimaschwankungen erkennen. Die Kalkkrusten werden aufgrund der Zusammensetzung, der unterschiedlichen Mächtigkeit, der Wechsellagerung mit unverfestigten Schichten und der Beobachtung rezenter, partieller Kalkverkittung als synsedimentäre Kalkausscheidungen infolge Verdunstung des an der Oberfläche mit $CaCO_3$ angereicherten Niederschlagswassers gedeutet. Die Ablagerung der Schotter sowie die Kalkkrustenbildung selbst sollen einer Periode verstärkter flächenhafter Abtragung und Aufschüttung entsprechen; derartige Perioden werden mit kalkzeitlichen Abschnitten des Quartärs parallelisiert, die in Nordmexiko durch eine starke Temperaturabsenkung und weitgehende Aridität (bei Akzentuierung der Niederschläge) bestimmt werden. Die glazialzeitliche, flächenhafte, synsedimentäre Calichebildung erfolgte in einem kalt-trockenen Milieu. In den Warmzeiten wurden (bei weniger akzentuierten Niederschlägen) Pedalfers und Pedocals gebildet. Sechs Kaltzeiten mit fünf zwischengeschalteten Warmzeiten können nachgewiesen werden; die letzte Kaltzeit (Wisconsin) läßt sich klimatisch nicht untergliedern. — Die rezenten morphodynamischen Prozesse werden bei der Behandlung des Pedimentproblems erörtert. In der semiariden Zone Nordmexikos gibt es heute keine flächenhaft wirkende Morphodynamik; rezente Pedimentbildung ist daher ausgeschlossen. Pedimentationsvorgänge haben sich im wesentlichen unter ± semiariden Klimabedingungen während des Pliozäns abgespielt. — Die Anlage der Basin-Range-Landschaften kann z. T. bis ins Alttertiär zurückverfolgt werden. Bei der Herausbildung der Basins scheinen nicht nur tektonische, sondern auch fluviale Prozesse mitgewirkt zu haben. — Zuletzt werden Karsterscheinungen des nordmexikanischen Hochlandes und der angrenzenden Sierra Madre Oriental behandelt. Dabei steht die Poljegenese im Mittelpunkt der Betrachtungen. Die auch aus anderen morphologischen Befunden abgeleiteten tertiären und quartären semiariden bis ariden Klimaverhältnisse stehen mit den fossilen und rezenten Karstformen in Einklang; nur für die südliche Sierra Madre Oriental kann eine wesentlich feuchtere Tertiärepoche belegt werden.

Die Arbeit bringt eine Fülle an neuen Informationen aus Nordmexiko, die nicht nur für den Morphologen, der in Trockengebieten arbeitet, von großer Bedeutung sind. Hier konnten nur manche, den Quartärforschern am meisten interessierende Ergebnisse angeführt werden. Sehr ausführlich werden auch die ältere Literatur und der gegenwärtige Forschungsstand eines jeden Problemkreises erörtert. Rezensent vermißte bei der Lektüre eine ausführliche und tabellarische Zusammenstellung der Ergebnisse der bodenphysikalischen und -chemischen Laboruntersuchungen (denn: verschiedene Sachverhalte können unterschiedlich interpretiert werden, was beispielsweise auch aus der Erörterung des Caliche-Problems hervorgeht). Klaus Heine.

SCHWARZ, Olaf: **Hydrographische Studien zum Abflußverhalten von Mittelgebirgsflüssen am Beispiel von Bieber und Salz (Hessen).** — Rhein-Mainische Forschungen, H. **76**, 127 S., 16 Abb., 5 Tab. und 9 Karten, Frankfurt am Main 1974.

Der Autor versucht, die Gründe für das unterschiedliche Abflußregime von Flüssen ähnlicher Niederschlagsgebietsgröße und klimatischer Faktoren durch eine Analyse der langfristig gemessenen Abflußganglinien sowie auf Grund einer umfassenden Untersuchung der geographischen Ausstattung zu ermitteln. Am Beispiel der beiden in die hessische Kinzig mündenden Vorfluter Bieber (Sandstein - Spessart) und Salz (Basaltgebiet des Vogelsbergs) gelingt der Nachweis, daß weder der geologische Untergrund noch die Reliefenergie für die Entstehung der beobachteten Abflußschwankungen maßgebend ist. Vielmehr zeigt sich ein wesentlicher Einfluß der Bodentypenverbreitung und der Bodennutzungsformen in den Niederschlagsgebieten auf das Abflußregime des darin

verlaufenden Vorfluters. Bodenphysikalische Untersuchungen an den verbreitetsten Bodentypen der Einzugsgebiete haben ergeben, daß die Böden des Biebertales wesentlich durchlässiger sind als diejenigen des Salztales. „Der Vergleich mit dem wahren Abflußverhalten der Vorfluter erweist den Regimefaktor Boden als so einflußreich, daß die Flüsse den von ihm verlangten Abflußrhythmus besitzen."

Ferner wird festgestellt, daß, sofern die forstliche Nutzung eines Einzugsgebietes 40 % der Fläche übersteigt, diese Bodennutzungsart das Abflußregime eines Flusses derart stark bestimmt, daß der Einfluß entgegengesetzt wirkender nichtklimatischer Regimefaktoren kompensiert wird. Der Wald hat eine hochwasserdämpfende Wirkung und sorgt für eine hohe Grundwasserneubildung und günstige zeitliche Verteilung des Wasserdargebotes, die sich jedoch nicht genau bestimmen läßt.

Die Arbeit soll nach dem Wunsch des Autors zum Verständnis der Zusammenhänge in ökologischen Systemen beitragen. Weiteren Forschungen bleibt es vorbehalten, die Interdependenz der Bodentypen und Bodennutzung sowie die Wirkung der räumlichen Verteilung der Waldgebiete und deren Baumarten- und Altersklassenzusammensetzung auf die Wasserspende und -qualität zu klären. J. Hoffmann.

Butzer, Karl W.: **Environment and Archeology. An Ecological Approach to Prehistory.** — 703 Seiten, 95 Abb., 23 Tab., 2., ergänzte und erweiterte Auflage. Verlag Aldine. Atherton, Chicago und New York 1971, erschienen Mai 1972.

Das Buch wendet sich vor allem an Geographen, Geologen und Vorgeschichtler. Diejenigen aber, die sein Erscheinen besonders begrüßen und zu würdigen wissen, werden jene Freunde der Quartärkunde sein, denen das Quartär nicht allein eine „Eis"-Zeit ist, nicht allein eine Folge bodenbildender Perioden, nicht allein ein Zeitgerüst zum Hineinpacken der vorgeschichtlichen Funde, sondern die in dieser Erdperiode das ganze Naturgeschehen auf der ganzen Erde in all seinen Erscheinungen, Aus- und Wechselwirkungen sehen und dabei den Menschen nicht ausschließen, vielmehr ihm besondere Beachtung schenken.

Gegenüber der ersten Auflage, die 1964 erschienen ist, hat das Buch sehr gewonnen: einige Artikel sind gänzlich neu geschrieben, andere intensiv überarbeitet und bereichert worden, und auch in den restlichen Artikeln ist mancherlei hinzugekommen. Viel wird im Text zitiert; zusammen mit dem reichen Literaturverzeichnis ist das ein großer Vorzug des Werkes. Der Europäer stellt mit Genugtuung fest, daß ganz nach ihrer Bedeutung viele in Deutsch und Französisch geschriebene Publikationen volle Berücksichtigung gefunden haben, auch solche in anderen Sprachen. Besonders sei aber betont: Immer wieder spürt man beim Lesen des Buches die beneidenswerte Erfahrung, die der Autor bei seinen Studien und Forschungen in mehreren Erdteilen hat gewinnen können.

Ideal ist das Buch für den Studenten. Will er sich schnell orientieren, z. B. über die verschiedenen Methoden der Isotopen-Datierung, die heutigen Ansichten über die Strahlungskurve, über Klima-, Vegetations- und Bodentypen der Erde, über pleistozäne Schneegrenzen in Vorderasien und Afrika, über den Menschheitsursprung südlich der Sahara, die Ausbreitung der Ackerbau-Kultur nach Mittel- und Nordeuropa, Einwirkung des vorgeschichtlichen Menschen auf die Landschaft, etwa über die Paläo-Indianer oder die früheste Besiedlung Australiens, sucht er Alterswerte für diesen oder jenen Fund oder Befund, klare Tabellen, anregende Abbildungen, in Butzers Buch findet er das.

Natürlich ist ein so umfassendes, viele Fachgebiete behandelndes Quartär-Buch heute mehr als ein Wagnis. Ehe ein vom Autor vollendeter Text als fertiges Buch vorliegt und in der Welt bekannt wird, vergehen Jahre, in denen ja die Quartärforschung nicht ruht. Und dann: Welcher Fachmann würde nicht Stellen finden, mit denen er unzufrieden ist? Bei diesem Buch werden die Kritiker (zum Beispiel) nörgeln: „Die Zuordnung der Isotopen-Alter zu Mauer, Elster II, Holstein, Saale, Treene und Warthe (S. 43—44) ist doch irrig!" oder „Da schreibt er auf Seite 442, der Heidelberger Mensch sei Elster-zeitlich, auf Seite 443 jedoch von einem post-Cromer- aber prä-Elster-Alter des Fundes", oder „Den Bandkeramikern sollen Ackerbau-Geräte gefehlt haben?" (S. 575). Diese vermeintlichen oder echten Schwächen fallen bei der Weite und den Vorzügen des Werkes jedoch kaum ins Gewicht. Es ist ein Buch, das Lob verdient, eins, in dem es gelungen ist, die ganze Faszination der Quartärforschung mitklingen zu lassen. Reinhold Huckriede.

Die Deutsche Quartärvereinigung
gedenkt ehrend
ihrer in den Jahren 1972 bis 1974
verstorbenen Mitglieder

Dr. E. F. Flohr, Lüneburg
gest. 2. 10. 1972

Prof. Dr. Hans Breddin, Aachen
gest. 15. 10. 1973

Prof. Dr. Hans Spreitzer, Wien
gest. Ende Okt. 1973

Dr. E. Kolumbe, Hamburg
gest. 7. 2. 1974

Herbert Lindner, Fürth i. Wald
gest. 28. 3. 1974

Prof. Dr. Otto Sickenberg, Hannover
gest. 22. 4. 1974

Dr. h. c. Georg Priehäusser, Zwiesel
gest. 19. 8. 1974

Dr. Edith Ebers, Haunshofen
gest. 13. 9. 1974

Eiszeitalter u. Gegenwart	Band 25	Seite 289-299	Öhringen/Württ., 31. Oktober 1974

D. Nachrufe



Edith Ebers †
1894 – 1974

Ein Leben für die Eiszeitforschung

Edith EBERS, die weit über die Grenzen unseres Landes bekannte Geologin, Eiszeitforscherin, engagierte Natur- und Landschaftsschützerin, Gründungs- und Ehrenmitglied der Deutschen Quartärvereinigung ist am 13. September 1974 fast achtzigjährig in Weilheim/Obb. verstorben. Sie hat wenige Tage zuvor, geistig noch immer erstaunlich rege, aktiv an einem Symposium über die Zukunft der Alpen in Trient teilgenommen, das dort die International Union for Conservation of Nature and Natural Resources veranstaltet hat. Berge und Gletscher waren von Jugend auf ihr Lebensinhalt. Als ausgezeichnete und leidenschaftliche Bergsteigerin und Skifahrerin stand sie zeitlebens mit ihnen auf du und du. Und wie ein roter Faden zieht sich deren Erforschung durch ihr Leben. Dies war bis ins hohe Alter geprägt durch große Härte gegen sich selbst, durch Begeisterung, Gründlichkeit und großen Fleiß bei der wissenschaftlichen und schriftstellerischen Arbeit, durch Zähigkeit und Ausdauer bei der Verfolgung gesteckter Ziele.

Edith EBERS wurde am 4. Dezember 1894 als Tochter des Ingenieurs Karl Heirich und Frau Hermine, geb. Knote, in Nürnberg geboren und übersiedelte bald mit ihren Eltern nach München. Hier besuchte sie die Volksschule von 1901—1905, kam dann von 1906—1908 in ein internationales Internat in Montreux, wo sie den Grundstein zu ihren guten Sprachkenntnissen legte und den Umgang mit Menschen anderer Nationalität lernte. Nach München zurückgekehrt, bestand sie nach dem Besuch eines Privatgymnasiums 1913 das Abitur. Von 1913—1919 studierte sie, was damals für eine Frau noch sehr selten war, Naturwissenschaften, insbesondere Geologie, an den Universitäten Heidelberg und München. Hier absolvierte sie 1919 das Staatsexamen für das höhere naturwissenschaftliche Lehramt.

Am 16. Mai 1920 heiratete Edith EBERS den in Seeshaupt wohnhaften, verwitweten, bekannten Münchner Kunstmaler und Illustrator Hermann Ebers, der auch Publikationen seiner Frau aus großem Verständnis und tiefer Einfühlung in deren wissenschaftliche Arbeit mit ausgezeichneten Landschaftsskizzen ausstattete. H. Ebers war es auch, der anfangs der zwanziger Jahre seiner jungvermählten Frau trotz ihrer Pflichten als Gattin und Mutter in großzügiger Weise das Weiterstudium an der Universität München ermöglicht und damit die Voraussetzungen für ihr späteres Wirken geschaffen hat. Nachdem die drei aus erster Ehe des Künstlers stammenden Töchter erwachsen waren und das Elternhaus verlassen hatten, übersiedelte das Ehepaar 1934 in ein kleines bäuerliches Haus in Haunshofen bei Weilheim, mitten in der von den eiszeitlichen Eisströmen des Isar-Loisachgletschers geprägten Moränen- und Drumlinlandschaft. Hier lebte das Ehepaar, H. Ebers starb 1955, jeder seinem Werke hingegeben, ein tätiges, aus der Spannung und Harmonie der beiden Menschen resultierendes schöpferisches und erfülltes Leben. Er pflegte die Welt der Farben im Aquarell und Ölbild, sie lebte ihrer Forschung, schrieb, reiste und hielt Vorträge.

Edith EBERS promovierte 1925 an der Universität München bei F. Broili mit dem von A. Rothpletz angeregten Thema „Das Eberfinger Drumlinfeld" (eine geologisch-morphologische Studie)

zum Dr. phil. Diese Arbeit wurde zum Schlüssel ihrer späteren wissenschaftlichen Tätigkeit. Edith Ebers wurde zu der Drumlinspezialistin schlechthin und hat der Drumlinforschung und den Drumlinlandschaften zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten gewidmet. Weitere Schwerpunkte ihrer quartärgeologischen Arbeit waren die Buckelwiesen und glazialgeologische und morphologische Studien im Bereich des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers, insbesondere aber des Salzach-Vorlandgletschers, wo sie noch in jüngster Zeit grundlegend neue Erkenntnisse zur Alterseinstufung der interglazialen Sedimente von Zeifen in der Nähe des Waginger-Sees beisteuern konnte. Viele wissenschaftliche und mehr noch populärwissenschaftliche Veröffentlichungen, z. T. als Bücher, wie z. B. „Die Eiszeit im Landschaftsbilde des bayerischen Alpenvorlandes", „Vom großen Eiszeitalter" (italienische Übersetzung: „La grande era glaciale"), „Eiszeitliches Wander- und Wunderbüchlein fürs Bayerische Alpenvorland" u. a. stammen aus ihrer Feder und haben sich mit dem reichen glazigenen Formenschatz der dadurch so schönen und abwechslungsreichen bayerischen Voralpenlandschaft beschäftigt. Es ist Edith Ebers gelungen, deren Entstehung nicht nur wissenschaftlich zu deuten sondern sie auch einem breiten, natur- und heimatverbundenen Leserkreis in Wort und Schrift zu erschließen. Es dürfen hier auch nicht die zahlreichen quartärgeologischen Führungen und vielen Vorträge unerwähnt bleiben, die die von ihrer Aufgabe begeisterte Eiszeitforscherin im Laufe der Jahrzehnte durch ihren klaren und lebhaften Vortrag für die Teilnehmer zu einem Erlebnis werden ließ. Und sie selbst war immer wieder von dieser Landschaft fasziniert (Zitat aus dem Reisetagebuch 1971 Rückkehr von Sexten: „Jedesmal wenn ich von den schönsten Exkursionen zurückkehre, übermannt mich eine heiße Welle der Liebe zum Alpenvorland, dem lange vertrauten").

Edith Ebers hat sich auch unvergängliche Verdienste um die Entdeckung und Erhaltung des Gletschergartens an der 1936 neu gebauten Queralpenstraße bei Inzell, ebenso wie um die Unterschutzstellung des beim Bau der Inntal-Autobahn 1958 freigelegten großen Gletscherschliffes bei Fischbach a. Inn erworben. Sie war auch in enger Zusammenarbeit mit dem bekannten Landschaftsarchitekten Prof. Alwin Seifert bei der beispielhaften naturnahen Einbindung der Trassen der ersten Reichsautobahnen und der Queralpenstraße maßgeblich beteiligt. Dabei war es ihr besonderes Anliegen, einerseits glazialgeologisch reizvolle Landschaften dem Autofahrer zu erschließen, andererseits aber einmalige eiszeitliche Naturdenkmale vor dem Zugriff der Straßenbauer zu bewahren. Während des Krieges war sie als geologische Beraterin für deutsche Baufirmen in Frankreich, Norwegen und Polen tätig.

Nicht minder verdienstvoll war das Wirken von Edith Ebers in Wort, Schrift und Praxis als leidenschaftliche Vorkämpferin des Natur-, Landschafts- und Umweltschutzgedankens, schon als noch kaum jemand davon sprach, und bis in die jüngste Zeit, wo ihr der Schutz der Alpenregion und die Einrichtung großer grenzübergreifender Alpen-Nationalparks ein besonderes Anliegen waren. Zahlreich sind ihre grundlegenden und populärwissenschaftlichen Schriften auch auf diesem Gebiet. Oft war sie zunächst eine Ruferin in der Wüste, aber schon bald nach dem Kriege konnte sie ihre Ideen und Forderungen als deutsche Vertreterin auf internationalen Tagungen und Kongressen, die sie z. T. mit erheblichen persönlichen finanziellen Opfern besucht hatte, zur Geltung bringen.

Während des letzten Jahrzehnts erschloß sich Edith Ebers mit der ihr eigenen Zähigkeit und Gründlichkeit durch zahlreiche Reisen und eingehende Studien, z. T. mit Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, ein neues Arbeitsgebiet, mit dem sie schon während ihrer quartärgeologischen Tätigkeit in Berührung gekommen war. Dem künstlerischen Schaffen des prähistorischen Menschen in Gestalt seiner Felsritzzeichnungen im alpinen Raum galt ihre besondere Aufmerksamkeit. Auch hierüber gibt es von ihr bereits einige einschlägige Veröffentlichungen und ein fertiges, gutbebildertes Buchmanuskript mit dem Titel: „Aus Eisen- und Bronzezeit — Felsritzbilder im Alpenraum".

All diese von Edith Ebers mit der ihr eigenen Intensität nebeneneinander betriebenen Tätigkeiten vermochten ihre Schaffenskraft noch nicht voll auszulasten. Sie war Mitglied, z. T. Gründungs- und Ehrenmitglied, in zahlreichen in- und ausländischen wissenschaftlichen und anderen Gesellschaften und Vereinen, Vizepräsidentin des Deutschen Akademikerinnen Bundes, Vorstandsmitglied der Deutschen Gesellschaft für die Vereinten Nationen, Landesgruppe Bayern, um nur einige ehrenamtliche Nebentätigkeiten zu nennen. Reisen war immer ihre große Leidenschaft, und es gibt kaum ein europäisches Land, das sie nicht ein- oder mehrmals bereist hat. Als wissenschaftliche Beraterin der HAPAG hat sie mehrere Länder im vorderen Orient und in Nordafrika, z. T. öfters, besucht. Zwei längere Studien- und Vortragsreisen führten sie in die U.S.A. Ihre guten Sprachkenntnisse — sie beherrschte die französische und englische Sprache perfekt, die italienische gut, konnte holländische, spanische und skandinavische Literatur lesen — versetzten sie auch in die Lage, einschlägige Bücher ins Deutsche zu übersetzen, so Norman John Berrill: „The living Tide" (deutscher Titel: „Atlantische Wunderwelt", Biederstein Verlag, München 1953) und Robert Brittain: „Let there the Bread" (deutscher Titel: „Brot für alle", Deutsche Verlagsanstalt, Stuttgart 1956).

Zahlreich waren ihre persönlichen Kontakte und umfangreich ihr Briefwechsel mit Wissenschaftlern ihres Faches, aber auch anderen maßgeblichen Persönlichkeiten des In- und Auslandes. Überall hatte sie Freunde gewonnen und fand sie Förderer ihrer Ideen und Helfer, wozu sicher ihr persönlicher Charme, ihre Zielstrebigkeit, aber auch ihr gutes menschliches Einfühlungsvermögen beigetragen haben (Zitat aus dem Tagebuch 1943: „Ich habe versucht, die Menschen zu verstehen, sie auf mich wirken zu lassen, durch Güte und Verständnis"). Edith Ebers war es auch, die, unbelastet vom Nationalsozialismus, gleich nach dem Krieg erste Kontakte mit ihren Freunden im Ausland knüpfte und die damals gegen alles Deutsche bestehenden Ressentiments abzubauen versuchte (Zitat aus dem Tagebuch 1943: „Man kann als Einzelner versöhnlich wirken und dem deutschen Namen freundschaftliche Gefühle wecken, wenn man sich Mühe gibt"). Sie betätigte sich bei jeder sich bietenden Gelegenheit in den ersten Nachkriegsjahren im Ausland als Botschafterin der häufig zu Unrecht in Mißkredit geratenen deutschen Wissenschaft.

Eiszeitalter und Gegenwart, Erd- und Landschaftsgeschichte, Mensch, Kultur und Technik waren für Edith Ebers untrennbar verbunden. Sie hatte die Fähigkeit zu einer Ganzheitsbetrachtung und zur Verknüpfung der naturwissenschaftlichen mit den technischen und kulturgeschichtlichen Disziplinen. So war es auch selbstverständlich, daß Edith Ebers als Gründungsmitglied zur DEUQUA gehörte und bei deren Tagungen mit Vorträgen und Führungen sich aktiv beteiligte und die deutsche Quartärwissenschaft auch auf den INQUA-Kongressen vertrat.

Edith Ebers war in ihrem Äußeren sehr bescheiden, ihrer Fähigkeiten und Leistungen jedoch durchaus bewußt und ließ sich diesbezüglich nicht ungerne hofieren. Ehrungen hat die Verstorbene nicht gesucht, sie sind ihr trotzdem zuteil geworden. Die Bayerische Akademie der Wissenschaften hat ihr 1962 einen mit DM 5000 dotierten Ehrenpreis für ihr wissenschaftliches Gesamtwerk verliehen. Die DEUQUA ernannte sie 1964, der Bund Naturschutz in Bayern 1970 zum Ehrenmitglied. Höher als solche Ehrungen schätzte sie jedoch den sichtbaren Erfolg ihrer vielseitigen Bemühungen für Wissenschaft und Forschung, für Mensch und Natur. Wenn sie bei ihren Bemühungen und Forderungen oft sehr hartnäckig und unerbittlich war, so tat ihr das keineswegs Abbruch, im Gegenteil, das „Gletscherfräulein", wie sie oft scherzhaft genannt worden war, hat sich damit und durch ihre Leistungen und Erfolge Respekt, Verehrung und ein gutes Gedenken über den Tod hinaus verschafft.

Veröffentlichungen und unveröffentlichte Arbeiten von Edith Ebers

Da Edith Ebers nur ein unvollständiges Verzeichnis ihrer Veröffentlichungen und nur von wenigen Sonderdrucke hinterlassen hat, war der Verfasser auf eigenes Quellenstudium angewiesen. Ob dabei alle Veröffentlichungen erfaßt werden konnten, kann nur schwer beurteilt werden, zumal E. Ebers vermutlich auch unter ihrem Pseudonym „Montanus" veröffentlicht hat. Darüber hinaus liegt eine große Zahl von Beiträgen zu den verschiedensten Themen in Tageszeitungen und von Manuskripten für Rundfunksendungen vor, die hier nicht berücksichtigt worden sind.

1922 Vorläufige Mitteilungen über geologisch-morphologische Studien im Eberfinger Drumlin-Feld. — Mitt. geogr. Ges. München **15**: 305, München 1922.

1925 Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. — Neues Jb. Mineral. usw. Beilagebd. **53**, Abt. B: 153—270, Stuttgart 1925.

1926 Das Eberfinger Drumlinfeld. — Geogn. Jh. **39**: 47—86, 23 Abb., 1 geolog. Karte 1 : 25 000, München 1926.

1930 Warum entstehen Drumlins nicht aus Gletscherspalten? — Cbl. Mineral. etc. Abt. B: 192—194, Stuttgart 1930.

1931 Unvollendete Drumlinlandschaften des Inngletschers und was sie vom Bildungsvorgang der Drumlins berichten. — Cbl. Mineral. etc. Abt. B: 28—34, Stuttgart 1931.

— 600 000 Jahre Eiszeitalter. — Bibl. der Unterhaltung und des Wissens **55**: 114—119, Stuttgart 1931.

— Tonbänder und Blütenstaub überliefern Erdgeschichte. — Bibl. der Unterhaltung und des Wissens **55**: 166—170, Stuttgart 1931.

— Eiszeitliche Landschaftsbilder. — Kosmos **28**: 390—393, Stuttgart 1931.

1932 Über erloschene Seen im Salzach-Gletschergebiet. — Mitt. geogr. Ges. München **25**: 77—82, München 1932.

1933 Wasser und Wind formen die Welt. — Bibl. der Unterhaltung und des Wissens **57**: 124—131, Stuttgart 1933.

1934 Heroische Landschaft. — Bibl. der Unterhaltung und des Wissens **58**: 7—16, Stuttgart 1934.

— Die Eiszeit im Landschaftsbilde des bayerischen Alpenvorlandes. — Deutsche Landschaftskunde **2**: 167 S., 30 Abb., München (C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung) 1934.

— Eiszeitbildungen an der Deutschen Alpenstraße zwischen Innzell und Mauthäusl. — S.-B. bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 277—286, 4 Abb., München 1934.

1935 Über die Eingliederung der Straße in die natürlichen Formen der Landschaft. — Die Straße **2**: 672—675, Berlin 1935.

— Ein Gletschergarten an der deutschen Alpenstraße im Becken von Weißbach bei Bad Reichenhall. — Bl. f. Naturschutz und Landschaftspflege **18**: 123—126, München 1935.

1936 Natürlicher Landschaftsraum und künstliche Raumgestaltung an der Straße. — Die Straße **3**: 468—470, Berlin 1936.

— Die Bedeutung geographischer Raumbegriffe für die Ausgestaltung der Kulturlandschaft. — Peterm. geogr. Mitt., H. 7/8: 222—224, Gotha 1936.

— Vorläufige Mitteilungen über Forschungsergebnisse im bayerischen Traun- und Salzachgletschergebiet. — Mitt. geograph. Ges. München **29**: 144—166, München 1936.

— Der Gletschergarten bei Inzell an der Deutschen Alpenstraße. — Die Straße **3**: 478—482, Berlin 1936.

— Landschaft, Seele und Technik. — Südd. Monatshefte **33**: 597—604, München-Leipzig 1936.

1937 Im Innzeller Gletschergarten an der Deutschen Alpenstraße. — Mitt. deutsch-österr. Alpenvereins **36**: 113—114, München-Innsbruck 1937.

— Der neue Gletschergarten bei Innzell an der Deutschen Alpenstraße. — Der Bergsteiger **7**: 652—653, Wien 1937.

— Im Gletschergarten bei Innzell an der Deutschen Alpenstraße. — Naturschutz **18**: 9—16, Neudamm 1937.

— Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. — Neues Jb. Mineral. etc. Beilagebd. **78**, Abt. B: 200—240, Stuttgart 1937.

— Buckelwiesen. — Bl. für Naturschutz **20**: 28, München 1937.

— Erdgeschichtlich bedeutungsvolle Oberflächenformen als zu schützende Landschaftsteile im Sinne von § 5 und § 19 des neuen Reichsnaturschutzgesetzes. — Bl. für Naturschutz **20**: 110—112, München 1937.

— Die Seele der Landschaft. — Bl. für Naturschutz **20**: 15, München 1937.

— Landschaftsgestaltung. — Rhythmus **15**, Kassel 1937.

1938 Inschutznahme von 8 Hektar Buckelwiesen im Allgäu. — Bl. für Naturschutz **21**: 24—25, München 1938.

— Landschaftsgebundene Baustoffe. — Die Straße **5**: 85—88, Berlin 1938.

— Anschnitt und Einschnitt im Rahmen natürlicher deutscher Landschaftsformen. — Die Straße **5**: 420—424, Berlin 1938.

— Hundertjähriges Jubiläum der Finnländischen Gesellschaft der Wissenschaften „*Societas* Scientiarum Fennica" in Helsingfors, Ende April 1938. — Z. deutsch. geol. Ges. **90**: 668—669, Berlin 1938.

— Deutsche Heimatkunde (Quartärbeitrag zum Text), Bl. I München—Tölz—Schongau—Landsberg, Bl. II München—Wasserburg—Kufstein—Tölz, München (Callwey) 1938.

— Selbstbeobachtetes über englische Naturschutz-Auffassung. — Naturschutz **19**: 129—130, Neudamm 1938.

— Osterseenlandschaft. — Aus unserer Heimat Lechisarland **15**: 109—111, Weilheim 1938.

— Gedanken über das harmonische Landschaftsbild. — Deutsche Rundschau **64**: 202—209, Leipzig 1938.

— Eberfinger Drumlinfeld. — Aus unserer Heimat Lechisarland **15**: 64—67, Weilheim 1938.

1939 Zur Kultivierung der Buckelwiesen bei Mittenwald. — Bl. für Naturschutz **22**: 107—110, München 1939.

— Selbstbeobachtetes über englische Naturschutz-Auffassung. — Bl. für Naturschutz **22**: 5—13, München 1939.

— Aufgaben der Geologie von heute in Naturschutz und Landschaftspflege. — Z. deutsch. geol. Ges. **91**, 152—160, Berlin 1939.

— Die Eingliederung der Autobahn in die Landschaft. — Deutsche Rundschau **65**: 98—103, Leipzig 1939.

1939/40 Landschaftsgestaltung und Naturschutz an der Deutschen Alpenstraße. — Der Bergsteiger **9**: 722—728, München-Wien 1939/1940.

1939 Skandinavisch-amerikanische Forschungsreise nach Labrador. — Z. deutsch. geol. Ges. **91**: 559, Berlin 1939.

— Die diluviale Vergletscherung des bayrischen Traungebietes. — Veröff. Ges. bayer. Landeskunde **13/14**, 55 S., 8 Abb., 1 geol.-morph. Karte 1 : 25 000, München 1939.

1940 Versteppungserscheinungen auf den Kalkschuttböden des deutschen Alpen- und Voralpengebietes. — Deutsche Wasserwirtschaft **35**: 98—100, München 1940.

1941 Das Murnauer Moos im Eiszeitalter. — In „Das Murnauer Moos", Herausg. Prof. Dr. M. Dingler, 77 S., 28 Abb., 1 Karte, München (C. Gerber) 1941.

1942 Das Quartär im Becken von Mitterndorf (Salzkammergut). — Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege im Gau Oberdonau **90**: 291—301, Linz 1942.

— Zur ergeschichtlichen Entstehung des Gletschergartens an der Alpenstraße. — Naturschutz **23**, Neudamm 1942.

— Schützt unsere Umwelt! — Jb. Ver. zum Schutze der Alpenpflanzen u. -tiere **14**: 47—51, München 1942.

1943 Gletscherschliffe. — Umschau in Wissenschaft und Technik **47**: 264—265, Frankfurt a. M. 1943.

1944 Landschaftsgestaltende Technik auf ihrem Wege ins Innere der Natur. — Natur und Kultur **41**, 55—60, München 1944.

— Nordische Eisrandmeere. — Umschau in Wissenschaft und Technik **48**: 132—135, Frankfurt a. M. 1944.

— Der Gletschergarten an der Deutschen Alpenstraße, R. Rohrer, Brünn-München-Wien 1944, „Glocknerschriften", 1. Beiträge zur Kenntnis der Ostalpenländer. Herausg. R. v. Klebelsberg. Auflage vernichtet.

1946 Der Gletschergarten von Inzell-Reichenhall. — Kosmos **42**: 82—85, Stuttgart 1946.

1947 Neue Aufgaben der Naturschutzbewegung. — Bund Naturschutz in Bayern **1**: 1—16, München 1947.

1948 Kulturlandschaft oder Zivilisationssteppe? — Die Wochenpost **3**, Nr. 35, Stuttgart 1948.

— Nordalpine Quartärgeologie. — Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939—1946, **48**, Geologie und Paläontologie, 196—200, Wiesbaden 1948.

— Natur-Schutzforschung. — Bl. für Naturschutz **28**: 3—7, München 1948.

1949 Wind und Wasser formen das Antlitz der Erde. — Lebendige Erziehung **1**: 13—19, München 1949.

— Naturschutzforschung heute. — Umschau in Wissenschaft und Technik **49**: 301—303, Frankfurt a. M. 1949.

— Würmeiszeitliche Landschaftsbilder. — Orion **4**: 121, Murnau 1949.

— Europas alte Faltengebirge. — Orion **4**: 929—933, Murnau 1949.

1950 Zwei bedeutende eiszeitliche Naturdenkmale am nördlichen Alpensaum. — Leben und Umwelt **6**, Nr. 27, Beilage: Natur und Wissenschaft, Basel 1950.

— Geologie als erdkundlicher Bildungsstoff. — Blätter für Lehrerfortbildung **2**: 307—310, Ansbach 1950.

— Bodenerosion — auch in Deutschland. — Die Wasserwirtschaft **40**: 166—171, Stuttgart 1950.

— Weltgefahr Nr. 2: Die Bodenerosion (Versteppung droht allen Ländern). — Die Neue Zeitung, Nr. 27, München 1950.

1951 Quartärgeologische Exkursionen in das alpine Isargletschergebiet zwischen Bad Tölz und Mittenwald. — Geologica Bavarica **6**: 125—126, München 1951.

— Büdel, J. & Ebers, E.: Quartärgeologische Exkursion in den Inngletscherbereich. — Geologica Bavarica **6**: 127—129, München 1951.

— Bericht über die Tagung der „International Union for the Protection of Nature" in Den Haag, 19. bis 22. September 1951. Naturwissenschaftliche Rundschau **5**: 430—431, Stuttgart 1951.

— Sylt — Ein erdgeschichtliches Schicksal. — Orion **6**: 589—593, Murnau 1951.

— Tagung der Naturschutzbeauftragten in München und Schongau, Obb. — Berichte zur deutschen Landeskunde **9**: 318, Stuttgart 1951.

1952 Der Gletschergarten an der Deutschen Alpenstraße. — Forschungen zur deutschen Landeskunde **75**: 39 S., Remagen 1952.

— Die Mindel-Riß-interglaziale Landoberfläche am Westrand des Salzachvorlandgletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart **2**: 93—96, 1 Abb., Öhringen 1952.

— Die fortschreitende Zerstörung des Landschaftsbildes in den Alpen. — Der Bergsteiger **19**: 264—266, München 1952.

1953 Die Landschaft des Toteises. — Leben und Umwelt **9**, Basel 1953.

1954 Die Periglazial-Erscheinungen im bayrischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. — Göttinger geogr. Abh. **15**: 1—84, Göttingen 1954.

— Die Völker brauchen einander. — Völkerrecht und Völkerpflicht. Beiträge zur Verbreitung des Völkerrechts, Bibliotheca Grotiana **2**: 52—53, München 1954.

— Yellowstone — Gelber Stein. — Orion **9**: 940—949, Murnau-München-Innsbruck-Olten 1954.

1955 Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — Ein Beitrag zur Gliederung der Würmeiszeit aus dem bayrischen Salzachvorlandgletscher. — Eiszeitalter u. Gegenwart **6**: 96—109, Öhringen 1955.

1957 Vom großen Eiszeitalter. — Verständliche Wissenschaft **66**: 138 S., 77 Abb., Berlin (Springer 1957. Übersetzung ins Italienische: La grande Era glaciale, Florenz (Sansoni) 1963.

— Das Gletschertor von Seeon (Morphologisch-quartärgeologische Beschreibung des Seeoner Seengebietes im Chiemgau/Obb.). — Mitt. geogr. Ges. München **42**: 24—35, München 1957.

— Das Problem der Buckelwiesen. — Natur und Volk **87**: 113—120, Frankfurt a. M. 1957.

— Vom Schicksal der Trompeterkraniche. — Orion **12**: 28—31, München-Innsbruck-Basel 1957.

— Neuentdeckte Gletscherschliffe in Bayern. — Bayerland **6**: 66—68, München 1957.

— Gripp, K. & Ebers, E.: Die Grenze von Inn- und Chiemseegletscher und die glazialmorphologische Kartenanalyse. — Geomorphologische Studien, Machatschek-Festschrift, 227—239, Ergänzungsheft zu „Peterm. Geogr. Mitt.", Gotha 1957.

— Technik schützt vor Torheit nicht. — Der Bergkamerad **19**: 408—414, München 1957/58.

1958 Die Fischbacher Gletscherrinnen. — Natur und Volk **88**: 147—153, Frankfurt a. M. 1958.

— Die Fischbacher Gletscher-Rinnen. — Orion **13**: 310—313, Murnau-München-Innsbruck-Basel 1958.

1959 Eiszeitliches Wander- und Wunderbüchlein fürs Bayerische Alpenvorland. — Ges. für Bayer. Landeskunde, 136 S., 10 Exkursionskärtchen, München 1959.

— Die Buckelwiesen: nicht Eiszeitalter, sondern Gegenwart. — Eiszeitalter u. Gegenwart **10**: 105—112, Öhringen 1959.

— Die „Unesco" und ihr großes Wüstenforschungs- und Kultivierungsprogramm. — Orion **14**: 673—678, München 1959.

— Nationalparke, Naturparke und Naturschutz-Sperrgebiete. — Bl. für Naturschutz **39**: 5—6, München 1959.

— Monte del Castillo, der heilige Berg der Eiszeitmenschen. — Natur u. Volk **89**: 83—90, Frankfurt a. M. 1959.

1960 Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. — Eiszeitalter u. Gegenwart **11**: 64—76, Öhringen 1960.

— Mammute in den Alpen. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse III, H. 1, 267—271, 1 Abb., Festschrift zum 70. Geburtstag von E. Kraus, Berlin 1960.

— Wie steht es um die Wasserschätze der afrikanischen Entwicklungsländer? — Orion **15**: 707—710, München 1960.

1961 Die schönen Buckelwiesen Sloweniens. — Bl. für Naturschutz **41**: 7—9, München 1961.

— Ebers, E., Hofmann, W., Krause, E. & Stefaniak, H.: Der Gletscherschliff von Fischbach am Inn. — Landeskundliche Forschungen geogr. Ges. München **40**, 85 S., 3 Pläne, München 1961.

1963 Das Laufenschotter-Profil von Hörmating in Oberbayern und das Périgordien inférieur. — Eiszeitalter u. Gegenwart **14**: 232, Öhringen 1963.

— Kann die begrabene Landoberfläche von Hörmating letzt-interglaziales Alter besitzen? — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. **45**, 87—92, Stuttgart 1963.

— 10. Jahrestagung der Int. Alpenschutzkommission in Bad Aussee, Steiermark. — Natur u. Mensch **6**: 18—19, Schaffhausen 1963.

1964 Neues zur Frage des Laufen-Interstadials in den Alpen. — Report of the VIth Intern. Congr. on Quaternary, Warschau 1961, **2**: 71—76, Lodz 1964.

1965 Das eiszeitliche Geschehen im Voralpen- und im Alpenland um Rosenheim und sein Ausklang in der Gegenwart. — S. 85—230, 43 Abb. in: KRAUS, E. & EBERS, E.: Die Landschaft um Rosenheim. — Bd. IV der „Quellen und Darstellungen zur Geschichte der Stadt und des Landkreises Rosenheim, Rosenheim 1965.

1966 EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL-NEGRO, W.: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. — Ges. für Bayer. Landeskunde, München **19**—**22**: 217 S., 47 Abb., 1 geol. Karte 1 : 100 000, München 1966.

— Bericht über die Tagung der Internationalen Alpenkommission in Laibach (Ljubljana) Jugoslawien. — Bl. für Naturschutz **46**: 73, München 1966.

1968 Evidence of an Older Würm Glacial Maximum and a Middle Würm Interstadial in the Alps. — VII. INQUA Congr., Proc. 14, Univ. of Colorado, S. 55—77, 8 Abb., Stud., Earth Sci **7**, 1968.

— KLEIH, Chr., MEYERHUBER, H. & EBERS, E.: Drumlinlandschaft zwischen Starnberger See und Ammersee. — Landformen im Kartenbild, Gruppe V, Alpenvorland. Braunschweig-Berlin-Hamburg-München-Düsseldorf-Darmstadt (G. Westermann) 1968.

1969 Les gravures rupestres des „Totes Gebirge" et la géologie du Quarternaire. — Union Internat. pour l'Étude du Quaternaire, VIII^{e} Congr. INQUA, Paris 1969.

— Das Felsbildergebiet in der Höll am Warscheneck und seine nacheiszeitliche geologische Geschichte. — Oberösterr. Heimatbl. **23**: 72—74, Linz 1969.

1970 Die Entwicklung des Nationalpark-Gedankens. — Bl. für Naturschutz **50**: 24—25, München 1970.

1971 Die Felsbilderwelt in den Alpen. — Alpenvereinsjahrbuch 1971, **96**: 79—86, Innsbruck-München 1971.

— Die Baltische Vergletscherung in Polen. Zusammenfassender Bericht. — Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1970**: 1067—1069, Stuttgart 1971.

— Interglazial oder Interstadial? Die Fragen um ein Mittelwürm-Interstadial. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1971**: 146—164, Stuttgart 1971.

1972 Das Quartär des Überetsch. — Der Schlern **46**: 111—119, Bozen 1972.

1973 Heimatschutz und das Gegenteil — auch südlich des Brenners. — Alpenvereinsjahrbuch 1973, **98**: 190—194, 3 Abb., München-Innsbruck 1973.

1974 Neue Ergebnisse der Erforschung von Drumlins. — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 5/6, 133—139, Stuttgart 1975.

— Die Felsbilder der Valcamonica. — Alpenvereinsjahrbuch 1974, **99**: 182—190, München-Innsbruck 1974.

— Die landschaftliche Umwelt des Felsbildervorkommens Höll in Oberösterreich. — Noch nicht veröffentlichtes Manuskript.

— Würmeiszeitliche Daten aus der Hortus-Höhle und den Alpen. — Noch nicht veröffentlichtes Manuskript.

— Aus Eisen- und Bronzezeit — Felsritzbilder im Alpenraum. — Druckfertiges Buchmanuskript.

H. Vidal.



Wilhelm Hollstein †
1898 – 1973

Am 12. 6. 1973 verstarb in Hannover im 76. Lebensjahr Geologieoberrat a. D. Dr. habil. Wilhelm HOLLSTEIN, bis zum Eintritt in den Ruhestand im Jahr 1965 Leiter der Abteilung Bodenkunde am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung.

W. HOLLSTEIN bestand 1917 in Berlin, seiner Geburtsstadt, die Reifeprüfung. Wenige Monate danach wurde er zum Heeresdienst eingezogen. Nach dem Kriege studierte er in Berlin und Münster Naturwissenschaften und promovierte 1922 mit einer Arbeit über die Geologie des Teutoburger Waldes zwischen Werther und Borgholzhausen.

Entscheidend für den Lebensweg W. HOLLSTEINS war sein Entschluß, die ihm 1923 von Prof. H. STREMME angebotene Assistentenstelle am Mineralogisch-geologischen Institut der Technischen Hochschule Danzig anzunehmen. Fast 16 Jahre lang bestanden für W. HOLLSTEIN an diesem Institut günstige Arbeitsbedingungen. Hier erlangte die Bodenkunde während dieser Zeit eine immer größere Bedeutung in Lehre und Forschung, wozu er wesentlich beigetragen hat. W. HOLLSTEIN besaß aufgrund seiner breiten naturwissenschaftlichen Ausbildung und landwirtschaftlichen Tätigkeit die besten Voraussetzungen für bodenkundliche Forschungen, insbesondere für Untersuchungen über die bis dahin noch wenig bekannten Bodentypen und ihre Verbreitung. Von Danzig aus hatte er Gelegenheit, seine Kenntnisse durch Reisen in Deutschland und im Ausland zu erweitern und Bodenproben für spezielle Untersuchungen zu sammeln. Die Ergebnisse jener Jahre sind in zahlreichen Arbeiten veröffentlicht.

Ein Hauptarbeitsgebiet des Danziger Instituts war die Regionale Bodenkunde. Eine Reihe von Dissertationen behandelt die Bodentypen und ihre Verbreitung in deutschen Landschaften. Diese Arbeiten und andere Bodenkartierungen bilden die Grundlage für die von H. STREMME herausgegebene „Übersichtsbodenkarte 1 : 1 000 000 des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig" (Gotha 1936). Zu dieser Karte hat W. HOLLSTEIN wichtige Beiträge geliefert. Das gleiche trifft für die Internationale Bodenkarte von Europa 1 : 2 500 000 zu. Zusammen mit H. STREMME bearbeitete er eine Bodenkarte Mitteleuropas 1 : 3 000 000, die 1937 in dem von N. KREBS herausgegebenen Atlas des Deutschen Lebensraumes erschien. Aufgrund seiner hervorragenden Kenntnisse der Regionalen Bodenkunde legte W. HOLLSTEIN eine Bodenkarte der Erde 1 : 125 000 000 vor, die im Handbuch der Bodenlehre Bd. 3, 1930, veröffentlicht wurde.

Die starke Inanspruchnahme durch die Lehre und Institutsaufgaben ist wohl mit die Ursache dafür gewesen, daß W. HOLLSTEIN sich erst 1937 habilitierte, und zwar mit der Arbeit „Eine Bonitierung der Erde auf landwirtschaftlicher und bodenkundlicher Grundlage". Ähnliche Fragen behandelte er in der 1939 erschienenen Arbeit „Ernährungskraft und Landschaft".

Der zweite, wesentlich kürzere Abschnitt der wissenschaftlichen Tätigkeit W. HOLLSTEINS spielte sich in seiner Heimatstadt Berlin ab, wo er nach knapp einjähriger Zugehörigkeit zum Institut für Agrarpolitik vom 1. 5. 1940 an beim Reichsamt für Bodenforschung in der von P. WOLDSTEDT geleiteten Abteilung Bodenkunde vor allem mit der Anfertigung von Bodenkarten verschiedenen Maßstabs betraut wurde. Durch mehrere Einberufungen zur Wehrmacht wurde diese Tätigkeit unterbrochen, und die letzten Kriegsmonate mußte W. HOLLSTEIN schließlich noch als Volkssturmmann Dienst tun.

Im Jahre 1946 begann er als einer der ersten Bodenkundler bei dem neu gegründeten Amt für Bodenforschung in Hannover, nicht zuletzt auf Empfehlung von P. WOLDSTEDT, der bereits bei

diesem Amt tätig war. Hannover wurde damit der Ort des dritten und letzten Abschnitts der beruflichen Laufbahn von W. Hollstein. Diese Zeit, die nicht ganz zwei Jahrzehnte umfaßt, war gekennzeichnet durch eine rege wissenschaftliche Tätigkeit und den Ausbau des kleinen Referats für Bodenkunde zu einer im späteren Landesamt wichtigen Abteilung. Deren Hauptaufgabe war die Aufnahme von Bodenkarten verschiedenen Maßstabs für die Landesplanung, die Entwicklung der Land- und Forstwirtschaft, die Landeskultur, die Bodenerhaltung usw. Neben der Erledigung der Verwaltungsaufgaben und der Koordinierung der wissenschaftlichen Arbeit der Angehörigen seiner Abteilung fand W. Hollstein aber auch noch Zeit für eigene wissenschaftliche Arbeiten, insbesondere für die Bodenkartographie. Als die Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Bodenforschung beschloß, eine Bodenkarte der Bundesrepublik 1 : 1 000 000 zu erstellen, wurde er mit der Gesamtbearbeitung betraut (erschienen 1963).

Wilhelm Hollstein war es vergönnt, die fast ein halbes Jahrhundert dauernde wichtige Entwicklungsperiode der Bodenkunde in Deutschland nicht nur mitzuerleben, sondern auch mitzugestalten. Für ihn war der Boden ein wesentlicher Bestandteil unserer Landschaften und infolgedessen versuchte er, dies auch in den Bodenkarten zum Ausdruck zu bringen. Hierbei berücksichtigte er die Landschaftsgeschichte im weitesten Sinne, was für ihn aufgrund seines reichen naturkundlichen Wissens eine Selbstverständlichkeit war.

Der Quartärgeologie schenkte W. Hollstein schon in seiner Danziger Zeit Beachtung. So behandelte er in mehreren Arbeiten die Diluviallandschaft im Freistaat Danzig, die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Mariensees und der Glamkesee-Rinne.

Mit großem Interesse wandte sich W. Hollstein nach 1945 den für die Bodenkunde wichtigen Problemen des Quartärs in Niedersachsen zu. Durch die von ihm geleiteten Bodenkartierungen in allen Teilen des Landes erhielt er immer wieder neue Anregungen. Bei jeder sich bietenden Gelegenheit hob er die Bedeutung der Quartärgeologie für die Bodenkunde hervor und trat für ihren Ausbau an den Geologischen Landesämtern ein.

Wilhelm Hollstein war ein pflichtbewußter, hilfsbereiter und bescheidener Mensch. In der Öffentlichkeit hervorzutreten, lag ihm nicht. Er widmete sich ganz seinen wissenschaftlichen und dienstlichen Aufgaben. Im Kreis von Kollegen erlebte man ihn als einen für alle Fragen aufgeschlossenen Gesprächspartner.

Der Lebensabend W. Hollsteins war von Krankheit überschattet, die ihn schließlich daran hinderte, an Exkursionen und anderen wissenschaftlichen Veranstaltungen teilzunehmen. Sechs Wochen nach seinem 75. Geburtstag erlöste ihn der Tod von seinem Leiden. E. Schönhals.



Otto Sickenberg †
1901 - 1974

Am 22. April 1974 verstarb Otto SICKENBERG, der noch am Tage vorher in voller Frische mit seinem Doktoranden im Gelände gewesen war. Neben seinen Angehörigen betrauern nicht nur seine Schüler und zahlreiche wissenschaftliche Freunde seinen Tod, sondern alle, die diesen liebenswerten Menschen kannten und schätzten.

Otto SICKENBERG wurde 1901 in Wien geboren. Schon als Schüler war er stark naturwissenschaftlich, und zwar besonders botanisch, interessiert. Zur Zeit seines Studienbeginnes 1920 in Wien schienen alle Berufe aussichtslos und außerdem das botanische Praktikum überfüllt. In Geologie dagegen war der Lehrbetrieb nicht so von schulischen Regeln eingeengt. Das bergsteigerische Erlebnis trug wesentlich dazu bei, dieser naturwissenschaftlichen Disziplin treu zu bleiben. Er hörte u. a. Vorlesungen bei DIENER, WINKLER-HERMADEN und wurde fasziniert von den Kollegs bei ABEL. In Anbetracht seiner bergsteigerischen Interessen erhielt er ein Dissertationsthema von SPENGLER und wurde 1925 mit einer Arbeit über das Ostende des Tennengebirges promoviert. Die Berufsaussichten waren nach wie vor schlecht. Eines Tages machte man ihn darauf aufmerksam, daß Othenio ABEL eine wissenschaftliche Hilfskraft suche. Er mußte sich binnen einer halben Stunde entscheiden und griff zu, womit seine späteren wissenschaftlichen Hauptinteressen determiniert waren.

Nach mehreren Arbeiten, besonders über tertiäre und quartäre Säugetiere, erschien seine Habilitationsarbeit zur Morphologie und Stammesgeschichte der Sirenen und die Einflüsse des Wasserlebens auf die innere Sekretion und Formgestaltung. Damals war das ein hochmoderner Aspekt. SICKENBERG wies nach, daß auf breiter Front juvenile Züge beibehalten wurden. In Wien 1933 habilitiert, ging er mit ABEL nach Göttingen, zunächst als Forschungsstipendiat und wurde 1938 dort der erste Diätendozent. ABEL's Nachfolger SCHRIEL fand, daß die Paläontologie an der Göttinger Universität überbesetzt sei und empfahl einen Ortswechsel. Inzwischen war der zweite Weltkrieg ausgebrochen und Paläontologie nicht gefragt.

Da brachte ihn SCHRIEL in Grundwasserprogrammen unter. Somit begann eine Serie von Hindernissen, die Otto SICKENBERG an der Weiterverfolgung seiner Wirbeltier-Interessen weitgehend hinderten. Zwar war er Collaborateur étranger in Brüssel, aber Studien, etwa in belgischen Museen, waren damals nicht möglich. So blieb ihm nur übrig, bei BRÜNING am Lagerstätten-Atlas für Niedersachsen mitzuarbeiten. Im Jahre 1942 sollte SICKENBERG zwar als Nachfolger von LIEBUS in Prag wieder voll zur Paläontologie zurückkehren. Die Koffer waren schon gepackt, aber ein Kriegserlaß verbot seine Übersiedlung. Die Diätendozentur in Göttingen war inzwischen verloren, und SICKENBERG mußte bei BRÜNING eine wissenschaftliche Ratstelle annehmen. So beschäftigte er sich weiter mit Lagerstätten. Nach kurzem militärischen Kriegsdienst zur unterirdischen Industrieverlagerung — z. B. an der Porta Westfalica — abgeordnet, erlebte er das Kriegsende, um sich danach zunächst als Landwirtschaftshelfer durchzuschlagen. Bald aber holte ihn BRÜNING wieder im Werkvertrag nach Göttingen zurück. Wissenschaftliche Veröffentlichungen hatten demgemäß überwiegend wirtschaftliche Aspekte, wie z. B. sein ausgezeichneter Band „Steine und Erden" in dem Sammelwerk Geologie und Lagerstätten Niedersachsens (1951), in dem auch der Quartärgeologe viel Wissenswertes findet. Trotz dieser starken zeitlichen Belastung liegen aber auch einige quartärgeologische Arbeiten vor, wie jene über ein neues Interglazial bei Wunstorf mit reicher Wirbeltierfauna.

Bei Auflösung der BRÜNING'schen Organisation wurde SICKENBERG's Planstelle an das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung überwiesen, wo er sich endlich wieder den Wirbeltieren des Quartärs widmen konnte. Zur Zeit seines Amtsantrittes fand er dort nur vier Schubladen mit Wirbeltierresten vor. Wenige Jahre später, bei seinem 70. Geburtstag, waren es bereits ca. 600. Zwar las SICKENBERG seit 1952 auch wieder als Dozent in Göttingen. Es gelang mir aber, ihn 1963 zur Annahme eines Lehrauftrages an der Technischen Universität Hannover zu überreden. Nunmehr konnte er sich endlich in Wissenschaft und Lehre frei entfalten.

Reisen und Ausgrabungen in Griechenland sowie in der Türkei brachten eine Fülle neuen Wirbeltier-Materials aus diesen Ländern, die es gestattete, die Wanderwege der Wirbeltiere im Laufe des Tertiärs und Quartärs von Ost nach West zu verfolgen. Leider sind diese Untersuchungen noch nicht voll abgeschlossen. Immerhin werfen sie auch Streiflichter auf die Fauna der deutschen Kaltzeiten und Interglaziale, wie das in seinem Aufsatz „Mensch und Tier in der Altsteinzeit" schon 1964 sehr lebendig zum Ausdruck kommt.

Auch nach seiner Pensionierung war Otto SICKENBERG noch im Werkvertrag am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung tätig und hielt bis zuletzt Vorlesungen am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Hannover. Bis zu seinem Tode war Otto SICKENBERG unermüdlich wissenschaftlich tätig und voller Pläne, deren Ausreifung alle, die ihn kannten, sehr vermissen. Wie umfassend seine Kenntnis der quartären Wirbeltiere war, erlebten wir besonders in Hannover mit seinen Diskussionsbeiträgen im geologisch-paläontologischen Kolloquium der Technischen Universität. Zu seinem 70. Geburtstage erschien ein Sonderband der Mitteilungen aus dem Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität, woraus seine große Beliebtheit bei Kollegen, Freunden und Schülern hervorgeht. Allen, die ihn kannten, wird Otto SICKENBERG als Forscher, Lehrer und stets hilfsbereiter sowie liebenswürdiger Mensch unvergeßlich sein.

Konrad Richter.

E. Verschiedenes

Frau Dr. Edith Ebers,

Mitbegründerin und Ehrenmitglied der Deutschen Quartärvereinigung,

hat durch letztwillige Verfügung unserer Vereinigung einen Betrag von DM 5 000,— zugewendet. Vorstand und Beirat haben am 17. 4. 1975 beschlossen, diese großherzige Spende für die Förderung der Quartärforschung im nördlichen Alpenvorland, dem Hauptarbeitsgebiet von Frau Dr. Edith Ebers, zur Verfügung zu stellen. Vorstand und Beirat sind überzeugt, auf diese Weise im Sinne der Verstorbenen zu handeln.

Ehrung

Anläßlich des 70. Geburtstages von Prof. Dr. Carl Schott fand auf Einladung des Fachbereichs Geographie an der Philipps-Universität Marburg am Freitag, den 14. 2. 1975, ein Festkolloquium statt, zu dem eine große Zahl von Kollegen und Freunden des Jubilars erschienen war. Die wissenschaftliche Arbeit Prof. Schotts würdigte Prof. Dr. G. Richter, Trier; den Festvortrag hielt Prof. Dr. J. Lenz, Berlin, über das Thema „Industrialisierung der Landwirtschaft und ländliche Siedlungen am Beispiel der Strukturwandlungen im mittleren Westen Nordamerikas."

Die Deutsche Quartärvereinigung übermittelte Prof. Schott, ihrem langjährigen Mitglied, herzliche Glückwünsche und hofft, daß er noch recht viele Jahre seiner wissenschaftlichen Arbeit nachgehen kann.

Literaturhinweis

Der aus Anlaß des IX. INQUA-Kongresses in Neuseeland in Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 23/24, S. 219—370 in Englisch erschienene Aufsatz „State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany" von K.-E. Behre, K. Duphorn, B. Frenzel, H. Graul, F. Grube, J. Lüning, B. Menke, K.-D. Meyer, H. Remy, W. Schirmer, H. Schwabedissen, A. Semmel, H. Streif und R. Vinken ist noch als Sonderdruck vorrätig. Das Heft ist von der Deutschen Quartärvereinigung, 3 Hannover 23, Postfach 230153, Stilleweg 2, Alfred-Bentz-Haus, zu beziehen. Preis DM 15,—. Die Mitglieder werden gebeten, Institute, Bibliotheken und Quartärfreunde auf diese Veröffentlichung hinzuweisen, damit der Restbestand bald verkauft wird. Die dadurch erzielten Einnahmen stehen der Deutschen Quartärvereinigung für ihre Aufgaben zur Verfügung.

Hinweise für die Autoren

Allgemeines über das Manuskript

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig fehlerfrei geschrieben, völlig druckfertig an den Hauptschriftleiter: Prof. Dr. E. Schönhals, 63 Gießen, Ludwigstr. 23.

Schriftauszeichnungen: Autor-Namen (im Druck KAPITÄLCHEN) unterbrochen unterstreichen (z. B. Penck). Genus- und Spezies-Namen von Fossilien (im Druck *kursiv)* mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Zusammenfassung der Ergebnisse in deutscher und englischer (oder französischer) Sprache an den Anfang.

Fußnoten möglichst vermeiden; wenn sie wirklich nötig sind, fortlaufend numerieren.

Abbildungen

Bildvorlagen nicht in den Text einordnen, sondern gesondert dazulegen. Jede Vorlage muß mit Bleistift den Namen des Autors und die Nr. der Abb. tragen. Die Vorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig, Buchstaben dürfen in der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Gezeichnete Über- und Unterschriften sind meist überflüssig. Bild-Unterschriften an das Ende des Manuskripts (sie gehen in die Druckerei — dagegen die Abbildungen in die Klischieranstalt!).

Schriftenverzeichnis

Zitierung im Text nur mit Autor-Namen und Jahr (z. B. TORELL 1875), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Alphabetisches Schriftenverzeichnis am Ende der Abhandlung in folgender Anordnung: Autor, Titel der Arbeit (nicht abgekürzt), Zeitschrift (abgekürzt), Nummer des Bandes (arabische Zahl, doppelt unterstrichen; im Druck halbfett), Seiten, Erscheinungsort und -jahr; Beispiel:

BERG, G.: Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. - Z. deutsch. geol. Ges. **67** (1915), Mber., 63-82, Berlin 1916.

Abkürzungen von häufigen Zeitschriften-Titeln (und weitere wichtige Anweisungen für Autoren) finden sich u. a. in Rud. RICHTER, Einführung in die Zool. Nomenklatur, 2. Aufl., S. 56 ff. Frankfurt 1948.

Korrekturen

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

Sonderdrucke

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

3. erweiterte Auflage

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm
Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 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.