

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

31. Band

Mit 89 Abbildungen
im Text, 11 Tabellen
und 1 Tafel

1981



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) • Stuttgart

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 453 03

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

Vorstand

(1979—1983)

Präsident: Prof. Dr. O. FRÄNZLE, Kiel

Vizepräsidenten:

Prof. Dr. G. FURRER, Zürich

Prof. Dr. G. LÜTTIG, Hannover

Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover

Schatzmeister: Dr. R. LOOK, Hannover

Archivar: Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Köln

Prof. Dr. J. FINK, Wien

Prof. Dr. A. KESSLER, Horben

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an
Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

31. Band

Mit 89 Abbildungen im Text, 11 Tabellen
und 1 Tafel

Schriftleitung
HANS DIETRICH LANG

1981



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) · Stuttgart

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung dieses Bandes: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Druckerei Wolf GmbH, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

Seite

SCHWARZBACH, M.:

Denkmäler und Gedenktafeln von Eiszeitforschern in Mitteleuropa 1— 15

MUSIL, R.:

Phänotypische Populationsveränderungen 17— 21

LESER, M.:

Ein randglaziales Sediment aus der Rißkaltzeit bei Wehr (Süd-schwarzwald) 23— 36

BADER, K.:

Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee 37— 52

GAREIS, J.:

Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken 53— 64

MÜLLER, E., ZÖLLER, L. & KONZAN, H.-P.:

Jungtertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Mer-ziger Grabenmulde 65— 78

HERBERT, H.-J. & EISENACK, A.:

Zwei Geschiebe von Riebeckit-Porphyr aus dem Geschiebemergel des Samlandes (Ostpreußen) 79— 82

JUVIGNÉ, E. & SEMMEL, A.:

Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais 83— 90

USINGER, H.:

Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mög-liche Ursachen für Fehlinterpretationen von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen 91—107

HENNINGSSEN, D., KELLETAT, D. & HAGN, H.:

Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balearen) und ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln 109—133

DELORME, A., LEUSCHNER, H.-H., HÖFLE, H.-C. & TÜXEN, J.:

Über die Anwendung der Dendrochronologie in der Moorfor-schung am Beispiel subfossiler Eichenstämmen aus niedersächsischen Mooren 135—158

RECLAM, A.:

Zur Morphogenese des Billetales zwischen Witzhave und Bergedorf (bei Hamburg) 159—175

PEINEMANN, N. & GARLEFF, K.:

Sedimentologische und mineralogische Merkmale von Lössen und Lößderivaten in Franken 177—186

WELTEN, M.:

Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa 187—202

B. Berichte

MEYER, K.-D.:

Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials . 203—209

GRIPP, K.:

Nicht „flowtill“, sondern „tilloides Glacifluvial“ — flowtill is not glacial but glacifluvial — 211

C. Personalia 213—214

Denkmäler und Gedenktafeln von Eiszeitforschern in Mittel-Europa*

MARTIN SCHWARZBACH **)

Inventory, monument, memorial tablet, Ice-Age-Researcher, index map.
Germany, Switzerland

Kurzfassung: Die Geschichte der Eiszeitforschung wird an Hand von Denkmälern und Gedenktafeln in Mittel-Europa (vor allem in der Schweiz) lebendig gemacht, angefangen bei dem Gemsenjäger PERRAUDIN bis hin zu ALFRED WEGENER und ALBRECHT PENCK.

[Monuments and Memorial Tablets of Ice-Age Researchers in Middle Europe]

Abstract: The story of ice-age investigation is kept alive by monuments and memorial tablets in Middle Europe (especially in Switzerland). This starts with the chamoishunter PERRAUDIN and ends with ALFRED WEGENER and ALBRECHT PENCK.

Die Erkenntnis, daß sich das Klima im Laufe der Erdgeschichte geändert habe, geht bis ins 17. Jhdt. zurück, aber die Eiszeitforschung wurde erst um 1800 geboren, in den gletscherreichen Schweizer Alpen. An die frühen Erforscher der Eiszeit erinnern Denkmäler und Gedenktafeln — den meisten heutigen Eiszeitforschern unbekannt. An Hand solcher „Meilensteine der Forschung“ soll im folgenden ein Stück ihrer Geschichte lebendig

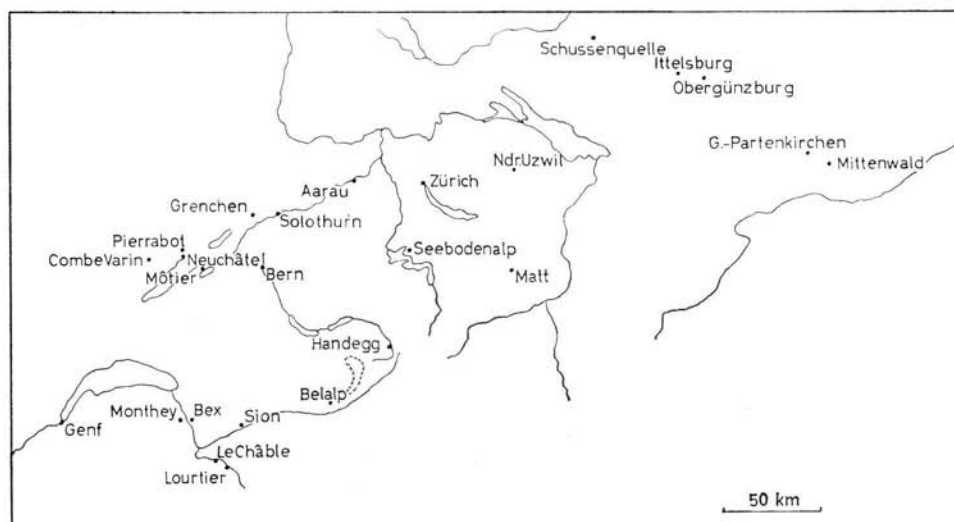


Abb. 1: Übersichtskarte der Denkmäler und Gedenktafeln im Alpengebiet.

*) Der Aufsatz ist die erweiterte Fassung eines Vortrages auf der Hauptversammlung der Dt. Quartärvereinigung in Aachen, 12. 9. 1980.

**) Anschrift des Verfassers: Martin Schwarzbach, Geologisches Institut der Universität, Zulpicher Str. 49, D-5000 Köln.

gemacht werden. Die Anregung zu dieser Beschäftigung gaben zwei Aufsätze von HÖLDER (1960, 1961) über „Geologendenkmäler“. Es zeigte sich, daß es davon noch weit mehr gibt, als es zunächst schien. Eine umfangreiche Dokumentation „Auf den Spuren unserer Naturforscher“, die nicht nur Geowissenschaftler umfaßt, und detaillierte Angaben umfaßt, ist bei der Wissenschaftlichen Verlagsgesellschaft Stuttgart in Druck.

Die Ausführungen beschränken sich auf Mittel-Europa und im wesentlichen auf das Alpengebiet, vor allem die Schweiz (Abb. 1). Die an Gletschern viel ärmeren Ostalpen und auch das nördliche Mittel-Europa haben nur wenig Entsprechendes geliefert.

Ausgangspunkt der Eiszeitforschung waren die „erratischen Blöcke“, d. h. Felsblöcke, die offensichtlich nicht aus der Gegend stammten, in der sie gefunden wurden. „Nous les désignerons sous le nom de blocs erratiques“, schreibt ALEXANDRE BRONGNIART 1828 (BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1901: 60, unter Bezugnahme auf NAUMANN). Aus dem Futurum „désignerons“ (wir „werden bezeichnen“ ...) kann man wohl entnehmen, daß BRONGNIART einen neuen Begriff in die geologische Nomenklatur einführen wollte. Allerdings wird schon vor ihm von „fremdartigen Geschieben“ und von „Findlingen“ gesprochen. Wir werden den „Erratikern“ im folgenden noch mehrmals und aus einem ziemlichen prosaischen Grunde begegnen, denn sie verlockten immer wieder dazu, sie als bequeme und billige Geologen-Denkmäler zu verwenden.

J. P. PERRAUDIN

Als einer der ersten, der aus den erratischen Blöcken der Alpen auf ehemalige weite Verbreitung der Alpengletscher geschlossen hat, gilt der Walliser Gamsenjäger JEAN PIERRE PERRAUDIN (1767—1858) aus dem Bagnes-Tal, einem südlichen Quertal der oberen Rhone. In dem Dorf Le Châble trägt das Gemeindeamt eine Gedenktafel für PERRAUDIN, die ihn voll Stolz, wenn auch etwas übertrieben, als „inventeur de la théorie des glaciers“ bezeichnet. Le Châble war nicht sein Geburts- oder Wohnort; das war vielmehr das wunderschöne Walliser Dörfchen Lourtier, etwas talaufwärts gelegen und zur Gemeinde Le Châble gehörig.



Abb. 2: J. PERRAUDIN als Gamsenjäger — von ihm selbst in einen Holzbalken seines Hauses in Lourtier eingeritzt. Länge ca. 40 cm. Nach einem Foto 1979.

Das Geburtshaus in Lourtier ist erhalten, trägt aber keine Gedenktafel. Wohl aber enthält es neben einigen anderen Erinnerungsstücken ein einmaliges Selbstbildnis, wenn man so sagen darf. PERRAUDIN war nämlich auch ein geschickter Zimmermann gewesen und hatte in einem Deckenbalken seiner Werkstatt eine Zeichnung eingeritzt, die ihn selber auf der Gamsenjagd zeigt, „knieend aufgelegt“, um im Jargon der Schützen zu sprechen. Die Quartärforscher werden unwillkürlich an prähistorische oder altägyptische Zeichnungen denken. Es ist mir nicht bekannt, ob die Zeichnung jemals in der Literatur erwähnt wurde. Eine freundliche Nachfahrin des alten PERRAUDIN zeigte sie mir 1979 (Abb. 2).

I. VENETZ

Von PERRAUDIN geht, wenn man den Vergleich gebrauchen darf, eine Stammbaum-Linie zu IGNACE VENETZ, von diesem zu JEAN DE CHARPENTIER, und schließlich zu LOUIS AGASSIZ. Jeder von diesen hat von seinem Vorgänger die glaziale Deutung der erratischen Blöcke übernommen, sie zuerst nicht geglaubt, jedoch kritisch nachgeprüft und am Ende für richtig befunden und weitergegeben (Abb. 3).

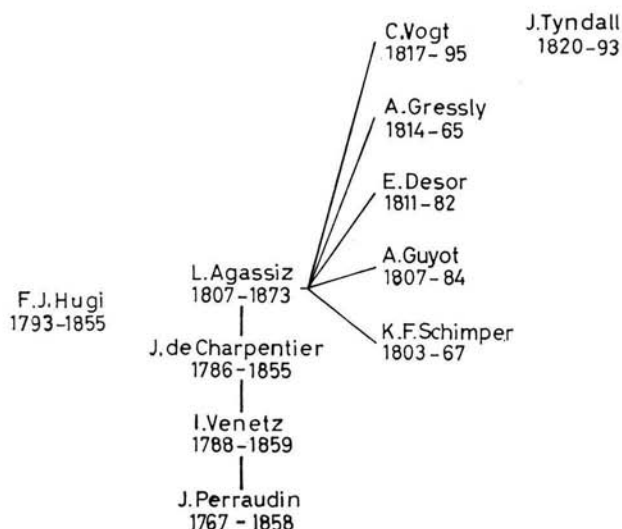


Abb. 3: „Stammbaum“ der frühen Eiszeitforschung in der Schweiz.

Die Beziehungen zwischen PERRAUDIN und VENETZ sind allerdings nicht dokumentiert, müssen aber angenommen werden, denn der Walliser Wege- und Brückenbauingenieur VENETZ (1788—1859) hat auch im Bagnes-Tal gewirkt, vor allem 1818, als dort eine Gletschersee-Katastrophe größten Ausmaßes bevorstand. VENETZ konnte sie nicht ganz, aber doch weitgehend in engster Zusammenarbeit mit den Talbewohnern verhindern (siehe MARIÉTAN 1959: 45, und BALMER 1970).

SW

NO

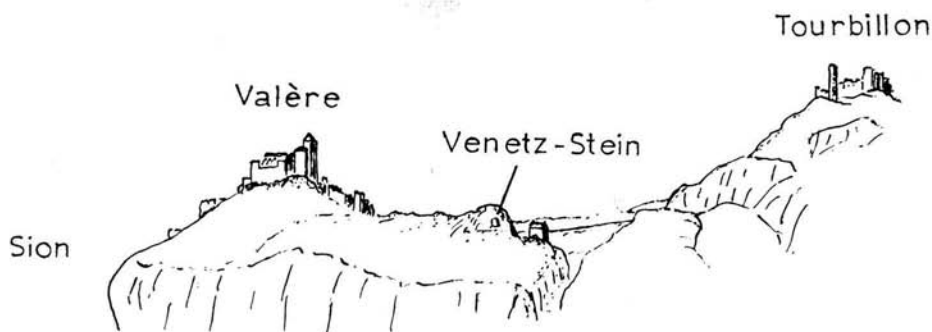


Abb. 4: Lage des VENETZ-Steins in Sion (Sitten).

VENETZ lebte lange Jahre in Sion (Sitten). 1821 machte er seine glaziologischen Untersuchungen zum ersten Mal bekannt. Ein erratischer Block mit seinem Namen (1868) — leider kaum noch leserlich — liegt hoch über Sion, östlich von der Burg Valeria (Abb. 4).

J. DE CHARPENTIER

Sein bedeutender „Schüler“ (ein wenig älter als VENETZ) war JEAN DE CHARPENTIER (1786—1855), Sohn eines Professors der Freiburger Bergakademie und Student bei ABR. GOTTL. WERNER, seit 1813 Direktor der Salzbergwerke von Bex an der oberen Rhone; er wohnte im nahen Dörfchen Les Devens.



Abb. 5: Denkmal von J. DE CHARPENTIER in Bex. Nach einem Foto gezeichnet.

An der ev. Kirche in Bex errichtete man ihm ein Denkmal (Abb. 5). Es ist ein erratischer Block, an dem man die Inschrifttafel seines Grabes befestigte und durch ein Relief seines Kopfes ergänzte, das RAPHAEL LUGEON geschaffen hat, ein Bruder des berühmten Alpentektonikers MAURICE LUGEON. Auch ein anderer, viel größerer erratischer Block, die Pierre à Dzo im nahen Monthey, einst vom Kanton Wallis CHARPENTIER geschenkt, trägt seinen Namen und den von PERRAUDIN (RENEVIER 1877; SCHWARZBACH 1976a).

L. AGASSIZ

Als Gast von CHARPENTIER lebte monatelang bei Bex der junge LOUIS AGASSIZ (1807—73), der sich hauptsächlich mit rezenten und fossilen Fischen beschäftigte, aber von der damals aufkommenden Eiszeitlehre begeistert war. Er arbeitete sich mit eigenen Ideen

in diese neue Richtung ein, verstand es vor allem auch, andere dafür zu gewinnen, wurde ein Führer der damaligen Eiszeitforschung und Neuchâtel durch ihn deren eigentlicher Ausgangspunkt. In der alten Universität steht seine Büste (Abb. 6) und nicht weit von der



Abb. 6: L. AGASSIZ. Büste in der Universität Neuchâtel. fot. 1980.

Universität das große Museumsgebäude, in welchem der erst Dreißigjährige am 25. 7. 1837 in seiner Eröffnungsansprache als Präsident der Schweizerischen Naturforsch. Gesellschaft die „Eiszeit begründete“, wie mir EUGEN WEGMANN einmal scherzhaft schrieb (Abb. 7).

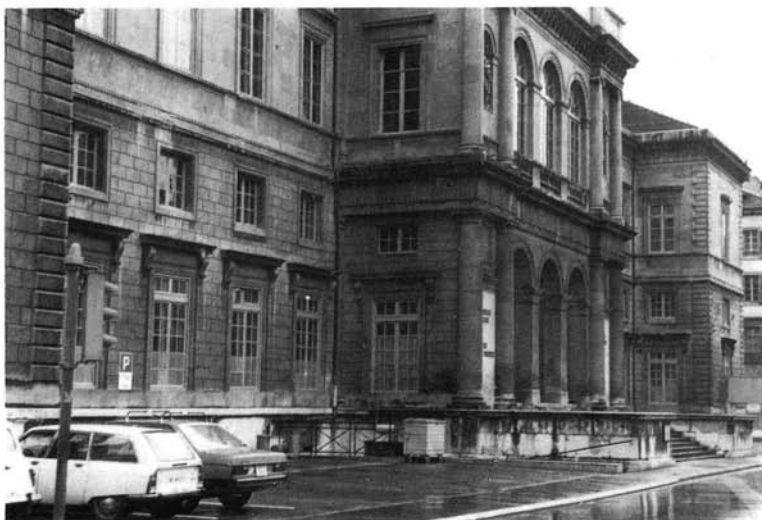


Abb. 7: Das Museumsgebäude in Neuchâtel, in dem L. AGASSIZ 1837 „die Eiszeit begründete“. Foto von E. WEGMANN freundlicherweise übermittelt.

AGASSIZ verlas bei dieser Gelegenheit auch eine Abhandlung von SCHIMPER über die Eiszeit; dessen Ode, in der dieser neue Begriff zum ersten Mal literarisch in Erscheinung trat, hatte SCHIMPER bereits am 15. 2. 1837 (seinem und GALILEI's Geburtstag) in Neuchâtel verteilt.

Ein berühmter Teilnehmer der Tagung war LEOPOLD v. BUCH (1774—1853) — ein erbitterter Gegner der „Eiszeit“. Trotzdem sei bei dem Thema „Eiszeitforscher“ auf das eindrucksvolle Denkmal hingewiesen, das dem sonst so verdienten Geologen in den Ostalpen (bei Gr. Raming) errichtet wurde: ein gewaltiger „erratischer“ Block — aber ein nicht glazial, sondern tektonisch verfrachteter.

AGASSIZ hat eine zusammenfassende Darstellung der Gletscher-Untersuchungen (1841) mit „Gefühlen der Achtung und Freundschaft“ VENETZ und CHARPENTIER gewidmet. Eine unmittelbare Erinnerung an seine Beobachtungen stellt die Inschrift „1838 L. Agassiz Eisschliff“ dar, die damals in eisgeschliffenen Granit der „Helle Platten“ zwischen Handeck und Grimsel-Hospiz eingehauen wurde (Abb. in BALMER 1975: 16). Heute würde man das allerdings wohl als Umweltverschandelung bezeichnen!

Von AGASSIZ gibt es noch mehr steinerne Spuren, so eine Gedenktafel an seinem Geburtshaus, dem Pfarrhaus von Môtier am Murtensee. Ein großer Findling bei Môtier und vor allem ein gewaltiger Block von Montblanc-Granit bei Neuchâtel tragen seinen Namen. Der letztere Block heißt Pierrabot (eigentlich Pierre à Crapaud = Krötenstein) (Abb. 8). Er ist einer der berühmtesten erratischen Blöcke. Schon der schottische Eiszeit-



Abb. 8: Pierrabot bei Neuchâtel. Die Gedenktafel an dem erratischen Block von Montblanc-Granit enthält die Namen von AGASSIZ, GUYOT, DESOR, DUPASQUIER. fot. 1980.

pionier JOHN PLAYFAIR hat ihn erwähnt, und noch bemerkenswerter ist dieser Felsblock deswegen, weil er bereits 1838 auf Vorschlag von AGASSIZ unter Naturschutz gestellt und durch einen Waldpfad zugänglich gemacht wurde. AGASSIZ ging 1846 nach Nordamerika und wurde dort hochangesehener Professor an der Harvard-Universität; er ruht nun unter

einem Findling vom Unteraar-Gletscher auf dem Mt. Auburn-Friedhof von Cambridge, Mass. Ein sonderbares Schicksal hatte eine AGASSIZ-Statue in der kalifornischen Stanford-Universität: beim Erdbeben von San Francisco 1906 stürzte sie vom Sockel und verlor ihren Kopf (Abb. in JACOPI 1969 und SCHWARZBACH 1976b).

A. GUYOT

Die Tafel an der Pierrabot — 1966 anstelle der alten Beschriftung auf Anregung von J.-P. PORTMANN angebracht — führt außer „AGASSIZ“ noch drei weitere Namen an, die mit Neuchâtel verbunden waren: GUYOT, DESOR und DUPASQUIER. GUYOT und DESOR gehörten zu den engen Mitarbeitern von AGASSIZ, und beide folgten ihm bald in die USA.

Auch ARNOLD GUYOT (1807—84) wurde Professor in Amerika, an der Princeton University. Durch einen bedeutenden Nachfolger von ihm in Princeton, HARRY H. HESS, ist der Name „Guyot“ ein Jahrhundert später in die internationale geologisch-geographische Nomenklatur eingegangen; auf Anregung von HESS (Ozeanograph, „Plattentektoniker“, im 2. Weltkrieg U-Boot-Kommandant) werden submarine, oben abgeflachte Vulkanberge,

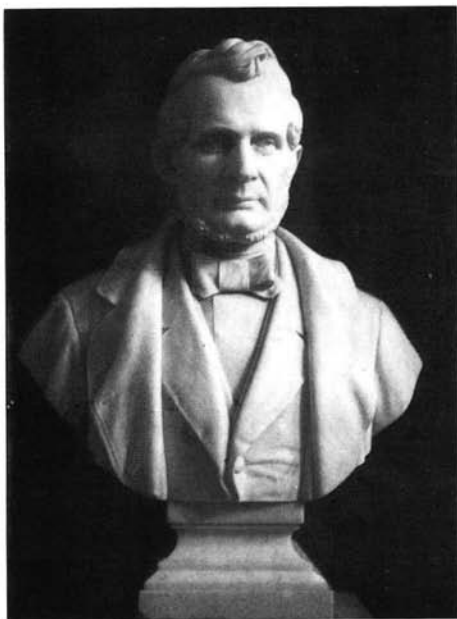


Abb. 9: A. GUYOT. Büste in der Univ. Neuchâtel. fot. 1980.

wie sie besonders im Pazifik vorkommen, heute als Guyots bezeichnet. Auch von GUYOT steht eine Büste in der alten Universität von Neuchâtel (Abb. 9).

E. DESOR

Der andere Mitarbeiter von AGASSIZ, der mit ihm nach Amerika reiste, war EDOUARD DESOR (1811—82). Er entstammte (wie J. DE CHARPENTIER) einer Hugenottenfamilie in Deutschland und wurde in Friedrichsdorf in Hessen geboren. Sein enges Verhältnis zu Agassiz ging später in die Brüche, und so kehrte er 1852 in die Schweiz zurück, wo er bei Neuchâtel einen Landsitz geerbt hatte, Combe Varin (im Jura-Hochtal Les Ponts; Abb. 10).



Abb. 10: Combe Varin, der Sommersitz von E. DESOR. Titelzeichnung der Zeitschrift *Le Petit Rameau de Sapin*, Neuchâtel, Mai/Juni 1973.

Dort lebte er im Sommer, und dorthin lud er zahlreiche Gelehrte ein, nicht nur Eiszeitforscher. Er legte sich ein ungewöhnliches „Gästebuch“ an, indem er die Namen illustrierter Besucher auf die Rinde von Bäumen einer Allee aufmalte, und da man die weiße Beschriftung bis heute pietätvoll immer wieder erneuerte, existiert diese originelle Allee mit 80 Namen noch immer.

Von Forschern, die sich auch mit der Eiszeit beschäftigten, sind hier u. a. A. GRESSLY, GUYOT, O. HEER, LYELL, F. ROEMER, TYNDALL, C. VOGT verzeichnet.

Der weitere Kreis um Agassiz

Das ungewöhnliche Ansehen, dessen sich AGASSIZ erfreute, geht nicht zuletzt daraus hervor, daß man auch einer Reihe seiner Mitarbeiter Denkmäler oder Gedenktafeln widmete. An GUYOT und DESOR wurde schon erinnert, die Namen von GRESSLY und C. VOGT tauchten eben in Combe Varin auf. AMANZ GRESSLY (1814–65; Gedenktafeln in Bärschwil, Laufen, bei Solothurn) ist freilich mehr bekannt dadurch, daß er den geologischen Begriff „Fazies“ schuf.

Der Zoologe CARL VOGT (1817–95), in Gießen geboren, fand zweimal in den unruhigen Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts Zuflucht in der Schweiz, wo er schließlich Professor in Genf wurde. Vor der dortigen Universität steht seine Büste. Der streitbare VOGT hat das Mißfallen von KARL MARX erregt; in einem dicken Buch (1860) hat dieser den „kugelrunden“, „hündisch-Infamen Verleumder“ VOGT mit ausgesuchten Beschimpfungen belegt.

KARL FRIEDRICH SCHIMPER (1803–67), der den Begriff „Eiszeit“ in die Literatur einführte, wurde bereits bei AGASSIZ erwähnt. Damals verfeindeten sich beide nach einem unerfreulichen Prioritätsstreit für immer. Eine Büste SCHIMPER's steht auf seinem Grab in Schwetzingen bei Heidelberg (Abb. 11), eine Gedenktafel wurde an seinem Sterbehaus angebracht. Seine erste Verlobte hat den bei einem Überfall schwer Verletzten dort zuletzt gepflegt.



Abb. 11: C. F. SCHIMPER, der 1837 den Begriff „Eiszeit“ in die Literatur einführte. fot. 1974.

SCHIMPER war hauptsächlich Botaniker, AGASSIZ Zoologe, ebenso CARL VOGT; CHARPENTIER war Bergmann. Es ist aufschlußreich, wie vielseitig der Kreis war, der — von der „Eiszeit“ und nicht zuletzt AGASSIZ's Initiative begeistert — die eigentliche Eiszeitforschung begründete. Ebenso interessant ist es, daß das zwar in der Schweiz vor sich ging, aber nicht wenige Forscher keine gebürtigen Schweizer waren: CHARPENTIER, SCHIMPER, DESOR, VOGT. Allerdings sind drei davon in dem Land, das die großzügig aufnahm, dann eingebürgert worden. Andererseits wurden AGASSIZ und GUYOT später Amerikaner.

F. J. HUGI

Ein Forscher, der wie AGASSIZ und sogar schon vor ihm mit einer Forschergruppe auf dem Gletscher systematische Beobachtungen anstellte, war FRANZ JOSEF HUGI (1793—1855), geboren in Grenchen, wo ihm die Bürger einen Gedenkstein errichteten (Abb. 12); dann im nahen Solothurn tätig, dessen Museum er gründete. Im Alpinen Museum Bern hängt ein hübsches Bild, das HUGI's Gruppe bei der Arbeit im Gelände zeigt (BUDMIGER 1980; ein ähnliches Gemälde: AGASSIZ mit seinem berühmten „Hôtel des Neuchâtelois“ auf dem Unteraar-Gletscher, besitzt das Geologische Institut Neuchâtel). HUGI arbeitete



Abb. 12: F. J. HUGY. Gedenkstein in Grenchen (Kt. Solothurn). fot. 1980.

etwas abseits von AGASSIZ, war auch keineswegs mit allen Ansichten des Neuchâtelers Professors einverstanden.

Überhaupt muß betont werden, daß die Vorstellungen, welche die Eiszeitforscher jener Zeit hatten, zwar revolutionär wirkten und eine neue Epoche paläoklimatologischer Forschung einleiteten, aber in mancher Beziehung längst überholt sind. Das gilt z. B. auch von dem neugeschaffenen Begriff „Eiszeit“ selbst, der bei SCHIMPER und AGASSIZ eine andere Bedeutung hatte als heute bei uns.

Englische Eiszeitforscher in den Alpen

Zu den Ausländern, die in jener Zeit an Schweizer Gletschern exakte Untersuchungen durchführten, gehörte (neben dem Schotten J. D. FORBES) der englische Physiker JOHN TYNDALL (1820—93), der auch in Deutschland studiert hatte, und in der Schweiz mit Recht durch einen schön gelegenen Gedenkstein über dem Aletsch-Gletscher, oberhalb Belalp, geehrt wurde. Auch das Haus, das er sich bei Belalp bauen ließ, ist erhalten.

Sein Landsmann CHARLES LYELL (1797—1875), der die Verfrachtung der nordischen Findlinge durch Eisberg-Transporte erklärte, ist in Combe Varin verewigt.

Spätere Eiszeitforscher aus dem Alpengebiet

Erst in der 2. Hälfte des vorigen Jahrhunderts begann die moderne Eiszeitforschung, die ebenfalls im Alpengebiet durch einige Denkmäler dokumentiert ist.

Detaillierte Moränen-Untersuchungen gehen auf FRIEDRICH MÜHLBERG (1840—1915) zurück, Gymnasialprofessor in Aarau westlich Zürich. Seine Büste steht vor der Kantonschule, wo er lehrte, und dessen Schüler 1895/96 auch ALBERT EINSTEIN gewesen ist. Dann ist zu nennen der vielseitige Altmeister der Schweizer Geologen und Verfasser einer „Gletscherkunde“ (1885) ALBERT HEIM (1849—1937) mit einem ihm gewidmeten erratischen Block auf der Seebodenalp über Küßnacht, am Abhang des Rigi, und ein anderer großer Meister, ALBRECHT PENCK (1858—1945), Professor in Wien und Berlin, auf den eine

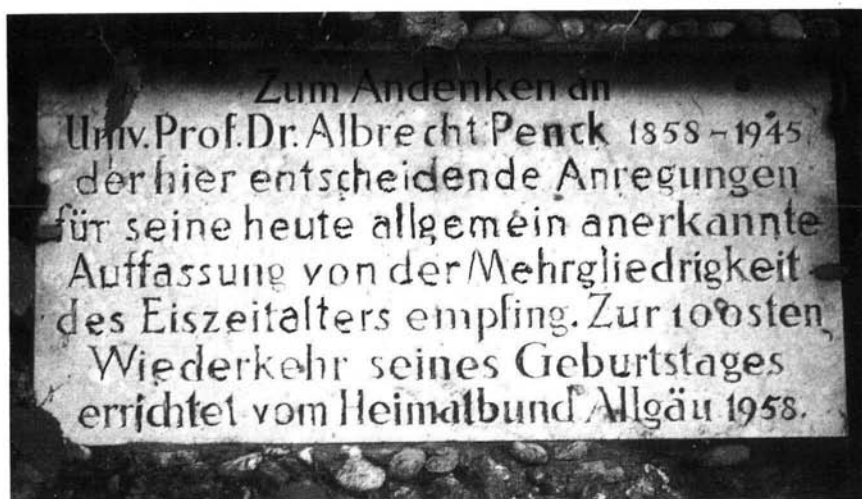


Abb. 13: Gedenktafel für ALBR. PENCK bei Ittelsburg im bayr. Alpenvorland. fot. 1978.

bescheidene Gedenktafel am Falken bei Ittelsburg (südlich Memmingen) hinweist (Abb. 13), die, soweit ich feststellen konnte, kaum einer der heutigen Quartärforscher kennt (den Hinweis verdanke ich O. TIMMERMANN Köln); auch am Gasthaus „Gletscherschliff“ südlich von Mittenwald ist der Name PENCK's auf einer Tafel genannt. Hier sei der Theo- und Geologe BARTEL EBERL (1883—1960) angefügt, der die klassische Terrassengliederung von PENCK und BRÜCKNER im bayerischen Alpenvorland erweiterte. Eine Tafel (auf die mich L. SCHEUENPFLUG aufmerksam machte) an seinem Wohnhaus, dem Benefiziatenhaus in Obergünzburg südöstl. Memmingen, erinnert an ihn.

Eine zweite Gruppe von Eiszeitforschern aus diesem Raum führt der Schweizer Paläobotaniker und Erforscher der fossilen Polarflora OSWALD HEER (1809—83) an. Mit ihm kommen wir von der regionalen Gletscherforschung bereits zu der viel umfassenderen, globalen Paläoklimatologie. Ein Denkmal HEER's steht im alten Botanischen Garten in Zürich, Gedenktafeln gibt es an seinem Geburtshaus in Nieder-Uzwil (Kt. St. Gallen) und in Matt (Kt. Glarus). — In Partenkirchen weist die Windrose auf dem Grabstein von ERICH v. DRYGALSKI (1865—1949) auf seine erfolgreichen deutschen Expeditionen in den Inlandeisgebieten der Arktis und Antarktis hin, und hier können wir ALFRED WEGENER (1880—1930) und seinen Schwiegervater WLADIMIR KÖPPEN (1846—1940) anschließen, die beide zuletzt im alpenländischen Graz wohnten, aber in ihren paläoklimatologischen Forschungen ebenfalls nicht mehr von den Alpengletschern ausgingen, sondern durch die Kontinentalverschiebungs-Hypothese umstürzende Vorstellungen auch über die großen Klimaschwankungen der Erde entwickelten. Sie machten den Eiszeitforschern außerdem die Strahlungskurven von MILANKOVITCH (1879—1958) zugänglich; dessen Geburtshaus (mit Gedenktafel, auf die mich K. BRUNNACKER hinwies) steht in Dali, Slovenien, und damit bereits in SE-Europa, gehört also, streng genommen, nicht mehr zu unserem auf Mittel-Europa beschränkten Raum. Bei WEGENER sei zunächst nur seine Büste in der Universität Graz und die im September 1980 enthüllte Gedenktafel an seinem Wohnhaus (Wegenergasse 11) genannt, um mit den Gedenk-Spuren im Alpen-Gebiet zu bleiben. Der Name KÖPPEN aber lebt, soviel mir bekannt ist, nur in einem Straßennamen in Hamburg-Gr. Borstel weiter.

Eiszeitforscher im nördlichen Mittel-Europa (Abb. 14)

Damit sind wir im nördlichen Mittel-Europa, das nicht allzuviel für unser Thema geliefert hat. WEGENER ist allerdings erneut anzuführen (mit einer Gedenkstätte in Zechlinerhütte bei Rheinsberg, DDR, und einer Gedenktafel in Ost-Berlin; Abb. in SCHWARZBACH 1980a, b). An erster Stelle müssen wir jedoch den Gedenkstein nennen, der nach



Abb. 14: Übersichtskarte der Denkmäler und Gedenktafeln im außeralpinen Deutschland. Eingetragen sind auch die Denksteine der südl. Vereisungsgrenze in der DDR.

1875 in den Rüdersdorfer Kalkbergen bei Berlin für den Schweden OTTO TORELL (1828—1900) errichtet wurde; er kennzeichnet den endgültigen Siegeszug der Gletscherhypothese auch für den norddeutschen Raum.

Von Forschern, die schon früher die Ansicht von TORELL in Erwägung zogen, sei BERNH. v. COTTA (1808—79) genannt (Gedenktafel in Freiberg i. Sa.). An den Leipziger CARL FRIEDR. NAUMANN (1797—1873) erinnert der „Naumann-Heim-Fels“ auf dem Kleinen Berg bei Hohburg (nördl. Wurzen, Bez. Leipzig). Seine glattgeschliffenen Flächen wurden zuerst auf Gletscher bezogen, aber sie rühren vom Winde her. (Gletscher-Schliff gibt es aber an benachbarten Stellen auch!). Wichtig war hier vor allem ein Besuch des Schweizer ADOLPH v. MORLOT (1844). L. EISSMANN hat das 1974 ausführlich dargelegt. 1870 war auch ALBERT HEIM dort. Der „Naumann-Heim-Fels“ trägt jedoch keine Beschriftung.

Noch mehr würde übrigens A. BERNHARDI, Professor an der Forstakademie Dreißigacker bei Meiningen, eine Gedenktafel verdienen; er hat schon 1832 die erratischen Geschiebe Norddeutschlands mit nordischen Gletschern in Beziehung gebracht.

Eine erste gründliche paläontologische Beschreibung nordischer Geschiebe-Fossilien gab FERDINAND ROEMER (1818—91), Professor an der Universität Breslau. Ein großer Findling bei Obernigk, nördl. Breslau, trug den Namen „Roemer-Stein“. — Um die quartärgeologische Erforschung Mecklenburgs hat sich EUGEN GEINITZ (1878—1925) verdient

gemacht; sein Name wurde auf einem erratischen Block am Steilufer der Ostsee bei Warnemünde (Stoltera) angebracht.

Nicht vergessen seien die Erforscher des eiszeitlichen Menschen. An erster Stelle steht JOH. CARL FUHLROTT (1803/04—77), der Entdecker des ersten Neandertalers, mit einem Gedenkstein in seinem thüringischen Geburtsort Leinefelde (Abb. 15) und Ge-



Abb. 15: Denkmal von J. C. FUHLROTT, dem Entdecker des Neandertalers 1856; Leinefelde. fot. 1975.

denktafeln an seinem Wohnhaus in Wuppertal-Elberfeld und im Neandertal bei Düsseldorf. Der erste Beschreiber der Funde war der Bonner Anatom HERMANN SCHAAFHAUSEN (1816—93): er ruht auf dem erinnerungsreichen alten Friedhof in Bonn. — In seiner Geburtsstadt Regensburg hat der Prähistoriker HUGO OBERMAIER (1877—1946), dessen Name u. a. mit Altamira verbunden ist, eine Gedenktafel (an der Staatl. Bibliothek).

In Markkleeberg bei Leipzig weist ein Gedenkstein auf die Altsteinzeit-Funde in den Pleiße-Schottern und auf deren Entdecker FRANZ ETZOLD (1895) und K. H. JACOB(-FRIESEN) hin (Abb. 16). Gedenksteine an ähnlichen Fundstellen (Mauer b. Heidelberg, Schusenquelle am Federsee u. a.) enthalten keine Hinweise auf die Namen der Erforscher.

Nicht einzelnen Eiszeitforschern, wohl aber der Eiszeitforschung allgemein gelten auch, um das als letztes zu erwähnen, die Denksteine, die in jüngster Zeit besonders auf Anregung von O. WAGENBRETH (1978) in der DDR an der Südgrenze der skandinavischen Vereisung errichtet wurden, vom Elbsandsteingebirge über Sachsen und Thüringen bis hin zum Harz (Abb. 14). Das ist ein nachahmenswertes Beispiel für die Bemühungen, wissenschaftliche Erkenntnisse weiteren Kreisen näherzubringen, und es wäre erfreulich, wenn man diese Grenzmarkierung weiter nach Westen hin fortführen würde — eine Anregung, die bereits 1979 vom Verf. gegeben und auf der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung im September 1980 in Aachen erneut ausgesprochen wurde.

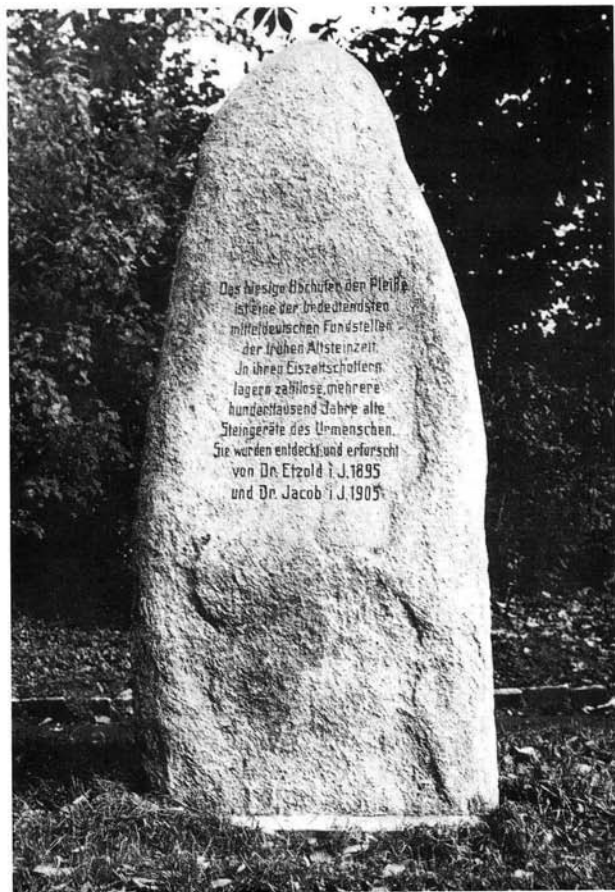


Abb. 16: Denkstein für die Altsteinzeit-Funde in Markkleeberg bei Leipzig und ihre Entdecker ERZOLD und JACOB. Foto freundlichst zur Verfügung gestellt.

D a n k . Nicht alle Kollegen, die mir wertvolle Hinweise gaben, kann ich hier nennen, doch bin ich H. BALMER (Zürich) und J.-P. PORTMANN (Neuchâtel) für ihre „Gedenktafel-Führungen“ zu besonderem Dank verpflichtet.

Für ergänzende Angaben wäre ich dankbar!

Schriftenverzeichnis

- Arbeitskreis der K. F. Schimper-Realschule (Beiträge von H. GÖTZ, W. KOCH, K. MÄGDEFRAU, K. WÖRN) (1967): Erinnerungsgabe zum 100. Todestag des Naturforschers K. F. SCHIMPER. 44 S.; Schwetzingen.
- BALMER, H. (1969): JEAN DE CHARPENTIER. — *Gesnerus*, **26**: 213—232; Aarau.
- (1970): IGNATZ VENETZ. — *Gesnerus*, **27**: 138—168; Aarau.
- (1974): LOUIS AGASSIZ. — *Gesnerus*, **31**: 1—18; Aarau.
- (1975): LOUIS AGASSIZ 1807—1873, der Mann und sein Werk. — *Denkschr. Schweiz. Nat. Ges.*, **89**: 9—20; Zürich.
- (1975): EDOUARD DESOR und sein Landsitz Combe-Varin. — *Gesnerus*, **32**: 61—86; Aarau.
- (1976): Geschichte der Naturwissenschaften in Aarau. — *Gesnerus*, **33**: 108—120; Aarau.

- BÖHM v. BÖHMERSHEIM, A. (1901): Geschichte der Moränenkunde. — Abh. Geogr. Ges. Wien, **3**: 1—334; Wien.
- BUDMIGER, G. (1980): Ein Stück Pioniergeschichte. F. J. HUGI und seine Begleiter im Rottal, 1830. — Die Alpen, **56**: 1—2; Bern.
- EISSMANN, L. (1974): Die Begründung der Inlandeistheorie für Norddeutschland durch den Schweizer ADOLPH v. MORLOT im Jahre 1844. — Abh. u. Ber. Naturkd. Mus. „Mauritianum“, **8**: 289—318; Altenburg.
- HÖLDER, H. (1960): Geologen-Denkmäler. — Nat. u. Volk, **90**: 82—91; Frankfurt a. M.
— (1962): Geologen-Denkmäler. II. — Nat. u. Volk, **92**: 322—330, Frankfurt a. M.
- KAISER, K. (1975): Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 1—30; Öhringen.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1975): LOUIS AGASSIZ als Paläontologe. — Denkschr. Schweiz. Nat. Ges., **89**: 21—113, Zürich.
- MARIÉTAN, I. (1959): La vie et l'oeuvre de l'ingénieur IGNACE VENETZ. — Bull. Murithienne, **76**: 1—51; Sion.
- PORTMANN, J. P. (1962): LOUIS AGASSIZ, pionnier de la glaciologie. — Ann. Guébhard, **38**: 239—248; Neuchâtel.
— (1967): A propos de Pierrabot. — Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat., **90**: 291—292; Neuchâtel.
— (1975): Deux siècles de géologie à Neuchâtel. — Gesnerus, **32**: 45—59; Zürich.
- RENEVIER, E. (1877): Notice sur les blocs erratiques de Monthey. — Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., **XV**, **78**: 105—116; Lausanne.
- SCHWARZBACH, M. (1976a): Europäische Stätten geologischer Forschung. — 191 S.; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
— (1976b): Der Eiszeit-Planet Erde. — Naturwiss. Rdsch., **29**: 421—425; Stuttgart.
— (1979): Eiszeitgeologie für jedermann. — Naturwiss. Rdsch., **32**: 65—66; Stuttgart.
— (1980a): ALFRED WEGENER und die Drift der Kontinente. — Gr. Naturforscher, **42**, 160 S.; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
— (1980b): Auf den Spuren von ALFRED WEGENER. — Der Aufschluß, **31**: 504—509; Heidelberg.
- WAGENBRETH, O. (1978): Die Feuersteinlinie in der DDR, ihre Geschichte und Popularisierung. — Schriftenr. geol. Wiss., **9**: 339—369; Berlin.

Manuskript eingegangen am 6. 10. 1980.

Eiszeitalter u. Gegenwart	31	17—21	Hannover 1981
---------------------------	----	-------	---------------

Phänotypische Populationsveränderungen

RUDOLF MUSIL *)

Summary article, classification, Pleistocene, phenotype, population, modification, influence, climate effect, paleoecology, environment

Kurzfassung: Die Arbeit behandelt den heutigen Stand der pleistozänen Stratigraphie vom Gesichtspunkt der geologischen und paläontologischen Grundlagen. Sie macht auf die Möglichkeit der Benützung der klimatischen Schwankungen und ihrer Einwirkung auf die phänotypischen Veränderungen der einzelnen Säugetierarten für ausführliche stratigraphische Gliederung aufmerksam. Diese detaillierte morphologische und metrische Arbeit nimmt natürlich auch eine entsprechende Detailarbeit im Gelände an. Es handelt sich im Grunde um die Möglichkeit der Auswertung der palökologischen Erkenntnisse in der Ekostratigraphie. Das Studium des paläontologischen Materials von diesem Gesichtspunkt ermöglicht nicht nur eine ausführliche Biostratigraphie der Sedimentschichten zu schaffen, sondern es wird auch für mehr detaillierte Schlußfolgerungen, die die Lebensumwelt der einzelnen Zeiträume und die durchlaufenden biotischen und abiotischen Veränderungen betreffen, anwendbar sein.

[Phenotypical Modifications of Population]

Abstract: The article deals with the present state of the stratigraphy of Pleistocene from the standpoint of geological and paleontological foundations / bases /. It calls our attention to the possibility of the application of the climatic changes and of their influence upon the phenotypical changes among various species of mammals for a detailed biostratigraphical division. This detailed morphological and metrical work implies of course an analogous work in the open air. It deals essentially with the possibility of the applicability of paleoecological notions for ecostratigraphy. The study of the paleontological material from this standpoint enables not only more detailed biostratigraphy of the strata of sediments, but it will also be applicable for more detailed conclusions concerning the environment during various periods and the biotic and abiotic changes.

Das Pleistozän ist eine der wenigen Vorzeitepochen, an deren Erforschung fast von Anfang an verschiedene Wissenschaften im Blick auf das gemeinsame Ziel zusammenarbeiten und alle Komponenten dieser Epoche mit ihren äußeren und inneren Beziehungen intensiv analysieren. Es handelt sich also um typische Systemforschungen (obwohl sich viele Fachleute dessen nicht bewußt sind), sofern die Arbeiten natürlich nicht in der Summation einzelner Ergebnisse und Schlüsse stecken bleiben.

Eines der wichtigsten Glieder dieser Zusammenarbeit, vor allem im Hinblick auf die Biostratigraphie der pleistozänen Ablagerungen, ist die Paläozoologie, in erster Linie die Paläozoologie der Wirbeltiere. Während der relativ langen Zeit ihres Bestehens hat die Paläozoologie der Wirbeltiere nicht nur die Entwicklungsreihe einzelner Gattungen oder Arten in ihrer historischen Folge, sondern auch ganzer Tiergemeinschaften, ihrer Entwicklung und Migrationen, rekonstruiert. In diesem Aufsatz will ich mich mit einem einzigen Abschnitt des Pleistozäns als Modellfall befassen — mit der letzten, der Würm-Eiszeit.

Diese Eiszeit war zwar relativ kurz, umfaßte aber außer den starken klimatischen Schwankungen eine Reihe geringerer Oszillationen, die man erst in der letzten Zeit schrittweise zu entdecken begann. Wir können nun feststellen, daß das Klima damals längere Zeit hindurch niemals besonders stabil geblieben ist. Die mehr oder weniger starken kli-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. R. Musil, DrSc., Lehrstuhl f. Geologie und Paläontologie der J. E. Purkyně-Universität, Kotlářská Str. 2, 611 37 Brno, Tschechoslowakei.

matischen Änderungen haben sekundäre Veränderungen der Flora, und in diesem Zusammenhang auch der Fauna, hervorgerufen.

Bei den meisten Wirbeltierarten ist es kaum möglich, von typischen, für diesen oder jenen Abschnitt des Würm charakteristischen Leitfossilien zu sprechen, weil diese Abschnitte viel zu kurz waren, um Leitfossilien überhaupt entstehen zu lassen. Viel eher kann man mit dem Begriff der *Tiergemeinschaft* arbeiten, das ist mit der Gesamtheit aller damals lebenden Arten, die auf Umweltänderungen empfindlich reagiert hat (MUSIL 1969c). Aber nicht einmal die Frage der Veränderungen der Tiergemeinschaft ist so einfach zu beantworten, wie es auf den ersten Blick scheinen könnte. Trotz der Menge einschlägiger Arbeiten gibt es bisher noch immer keine gründliche Analyse der in Frage stehenden Veränderungen im Rahmen der einzelnen klimatischen Zonen, die sich auch in denselben Zeiträumen voneinander unterscheiden konnten und sicher unterschieden haben. Die Tiergemeinschaft hat in bestimmten Perioden des Pleistozäns im typisch atlantischen Klima Westeuropas anders ausgesehen als in Mittel- oder Osteuropa, wo eher ein Klima kontinentalen Charakters herrschte, und dasselbe gilt für die Unterschiede zwischen Gebirgsgegenden oder dem Süden und Norden des Erdteils. Es wäre deshalb notwendig, Hand in Hand mit Klimatologen die klimatischen Schwankungen aller Zonen Europas schrittweise zu untersuchen und dann die charakteristischen Tiergemeinschaften zu bestimmen, ihre Veränderungen vom Standpunkt der Vertretung der einzelnen Arten und ihrer Populationsdichten zu erkennen und festzustellen, ob es sich um die ununterbrochene Entwicklung einer und derselben Gemeinschaft handelt, die nur klimatischen Schwankungen ausgesetzt war, oder ob, woher und in welchem Maß es auch zu Migrationen gekommen ist (KRIVOLUCKIJ 1972; GILJAROV et al. 1977).

Die Analyse der Tiergemeinschaften des Würm läßt erkennen, daß es sich um keine taxonomisch stabilen Ökosysteme gehandelt hat, deren Artenzahl in längeren Zeiträumen unverändert geblieben ist, sondern in allen Fällen um Ökosysteme mit dynamischer Stabilität, deren Artenzahl sich im gegebenen Zeitraum nicht wesentlich geändert, oder besser gesagt nur zyklisch gewandelt hat.

Die Zusammensetzung der Tiergemeinschaft ist heute einer der wichtigsten Indikatoren, nach denen man die Würm-Ablagerungen stratigraphisch in einzelne Interstadiale und Stadiale gliedern kann.

Es ist allerdings bekannt, daß nicht nur die Merkmale der einzelnen Taxone, sei es auf dem Niveau von Arten oder Unterarten (die sich in der Paläontologie jedoch nur schwer bestimmen lassen), mit anderen Worten nicht nur die genotypischen Merkmale, die im Genofond verankert sind und sich deshalb von Population zu Population vererben, biostratigraphischen Wert besitzen. Gegenwärtig wächst die Rolle der Paläoökologie, und ihre Erkenntnisse nehmen in quantitativer und qualitativer Hinsicht in raschem Tempo zu; diese Disziplin beginnt deshalb auch in die Stratigraphie einzugreifen: sie wertet nämlich *phänotypische* Veränderungen aus, das sind jene Veränderungen, die keine genotypischen Grundlagen besitzen, von bestimmten Faktorenkomplexen der Umwelt hervorgerufen werden und mit ihrer Änderung wieder verschwinden. Eine neue biostratigraphische Disziplin ist im Entstehen begriffen, die sogenannte Ökostratigraphie, die vor allem für die eingehende Untergliederung kürzerer, sich durch Oszillationen äußerer Faktoren auszeichnender Zeitabschnitte wichtig ist (MAY 1973, HECKER 1972). Es handelt sich um eine Methode, die zur Untersuchung des Pleistozäns, vor allem der letzten Eiszeit, sehr geeignet ist.

Die Umwelt der terrestrischen Wirbeltiere wird in erster Linie von dem komplexen Zusammenwirken physikalischer, chemischer und biologischer Faktoren bestimmt. Das Festlandsmilieu war im untersuchten Zeitraum höchst heterogen, und sogar auch in kür-

zeren Zeitabschnitten des Würm sehr veränderlich. Die oben genannten Faktoren, die Bausteine der Umwelt, üben ihren Einfluß nicht einzeln, sondern im Zusammenwirken auf die Tiergemeinschaften verschiedener Biotope oder Biome, aber auch auf die in bestimmten Biotopen als Populationen lebenden Arten aus. Die Population ist die Ausgangsbasis des paläoökologischen Studiums einer Art. Man hat allerdings zu bedenken, daß sich die neontologische Population von der im paläontologischen Sinn aufgefaßten Population wesentlich unterscheidet, und es ist deshalb besser, von Paläopopulationen zu sprechen.

Jede Population, das ist die Gesamtheit der Individuen einer bestimmten Art im gegebenen Biotop, unterliegt den Änderungen ihrer Umwelt. Die Änderungen verlaufen allmählich, und die Populationen der einzelnen Arten können verschieden auf sie reagieren, nicht nur auf Grund ihrer Ektogenese oder Autogenese, sondern auch ihrer Stellung im trophischen Niveau, auf dessen Basis sich der Energie- und Stoffwechsel vollzieht. Die Ökologie unterscheidet heute drei trophische Hauptebenen — die Produzenten, Konsumenten und Reduzenten.

Nicht alle Arten der Tiergemeinschaft spielen eine gleich wichtige Rolle, man muß deshalb nicht allen die gleiche Aufmerksamkeit zuwenden. Nur manche Arten treten als ökologische Dominanten auf und bilden den Kern der gegebenen Biozönose. Ihre vom Standpunkt der ökologischen Analyse wichtige Dominanz ist nicht stabil, sondern beweglich. Von der Umwelt hervorgerufene Veränderungen, die nur so lange dauern wie ihre Ursachen — die sogenannte Plastizität der Arten — treten desto rascher ein und gehen umso tiefer, je größer der Genofond einer Population ist und je stärker ihre genetische Heterogenität in Erscheinung tritt (ALLEE et al. 1949).

Bestimmte Wandlungen der Umwelt rufen gesetzmäßig bestimmte Veränderungen einzelner Populationen hervor, die sich in unterschiedlicher Stärke äußern. Infolge der schwankenden Intensität der klimatischen Oszillationen konnten sich diese Veränderungen, und vor allem ihr qualitatives Niveau, nicht stabilisieren, sondern unterlagen weiteren Veränderungen. Mit anderen Worten: Die von den sich ändernden Umweltbedingungen hervorgerufenen Populationsveränderungen können immer nur für bestimmte gleiche Zeiträume charakteristisch sein und müssen im Blick auf die Populationen aller Arten der Biozönose und ihrer verschiedenartigen Genofonds bei den einzelnen Arten unterschiedliche Parameter erreichen. Die Gesamtheit der phänotypischen Populationsveränderungen muß deshalb für die einzelnen Abschnitte der Würm-Periode jeweils charakteristisch sein. Neben den Veränderungen der Tiergemeinschaft sind die phänotypischen Populationsveränderungen die einzigen Indikatoren nicht nur ökologischen, sondern auch biostratigraphischen Charakters, und besonders für kürzere Zeitabschnitte verwendbar, deren Stratigraphie in großen Zügen bekannt ist. Das gilt vor allem für die letzte Eiszeit mit ihren wiederholten, kurzfristigen Umweltänderungen.

Allerdings taucht die Frage auf, ob die von der Umwelt hervorgerufenen Veränderungen so deutlich sind, daß man sie auswerten kann. Die bisherigen Studien beweisen, daß dies tatsächlich der Fall ist. Zu den meistverbreiteten Erscheinungen gehören in dieser Hinsicht Änderungen der Körpermaße. Neben Arten, bei denen eine lineare (genotypische) Entwicklung der Vergrößerung oder Verkleinerung der Körpermaße erkennbar ist (wie bei den Pferden gegen Ende der letzten Eiszeit) (MUSIL 1969a, 1969b, 1976, 1977), gibt es Arten, die in phänotypischer Hinsicht auf Umweltänderungen verhältnismäßig stark reagieren. Zahlreiche Studien, beispielsweise über die Höhlenbären, belegen ohne Rücksicht auf das geographische Gebiet regelmäßige Schwankungen der Meßwerte des Körpers im Verlauf der Würm-Eiszeit in Abhängigkeit von klimatischen Oszillationen. Minimalwerte findet man in der letzten Zwischeneiszeit, Maximalwerte im Mittelwürm-Interstadial usw. Die berechneten Variationsbreiten und Mittelwerte weisen eindeutig auf

regelmäßige und für das ganze Verbreitungsareal gültige metrische Schwankungen hin (MUSIL 1965, 1980). Ähnlich verhält es sich mit manchen anderen Arten. Erinnern wir uns nur an ältere Publikationen über Wolfsfunde aus Höhlen, deren Größenwerte jene der übrigen Funde dieser Art so deutlich überschreiten, daß man sie als selbständige Art *Canis spelaeus* beschrieben hat. Ich bin davon überzeugt, daß es sich auch in diesem Fall um ökologisch erklärbare Veränderungen handelt, die nur für einen bestimmten Zeitabschnitt typisch sind.

Die ökologischen, also phänotypischen Veränderungen beziehen sich aber nicht nur auf die Meßwerte des postkranialen Skeletts. Moderne zoologische Untersuchungen haben bewiesen, daß selbst so „stabile“ osteologische Merkmale wie die Schädelmaße der Säugetiere unter bestimmten Bedingungen einer beträchtlichen phänotypischen Veränderlichkeit unterliegen.

Alle Umstände weisen darauf hin, daß die Möglichkeiten wesentlicher, nur auf phänotypische Mechanismen zurückzuführender Veränderungen verhältnismäßig groß ist. Ihre Auswertung vom Standpunkt der Biostratigraphie setzt natürlich bestimmte Arbeitsverfahren voraus: Die sorgfältige, in alle Einzelheiten gehende Arbeit im Laboratorium, die sich auf das gesamte erhalten gebliebene Material bezieht, die Morphologie und Metrik der Funde analysiert und selbstverständlich mit ebenso genauen und vollständigen Geländearbeiten korrespondieren muß. Konkret bedeutet das eine Bergung des fossilen Materials nicht nur nach Schichten, sondern nach möglichst dünnen Horizonten in jeder einzelnen Schicht.

Abschließend kann man sagen:

1. Phänotypische, von der Umwelt hervorgerufene Veränderungen verlaufen allmählich und erreichen bei den Populationen der einzelnen Arten unterschiedliche Intensitätsgrade.
2. Unter der Voraussetzung einer vollständigen und eingehenden Bearbeitung der gesamten Tiergemeinschaft werden die klimatischen Oszillationen des Würm offenbar von bestimmten, verschieden intensiven Veränderungen der einzelnen Arten charakterisiert.
3. Die phänotypischen Veränderungen kann man vor allem dann zur stratigraphischen Klassifikation verwenden, wenn es zu einer Gesamtbearbeitung des Artenensembles kommt.
4. Die Würm-Periode mit ihren zahlreichen Oszillationen und relativ reichen fossilen Funden eignet sich für die beschriebene ökostratigraphische Klassifikation besonders gut. Man kann diese Methode auch im Rahmen der übrigen Eiszeiten und Zwischenzeiten des Pleistozäns unter der Voraussetzung verwenden, daß sowohl ihre biotischen als auch abiotischen Faktoren und deren Wandlungen hinreichend bekannt sind.

Schriftenverzeichnis

- ALLEE, W. C., EMERSON, A. E., PARK, O., PARK, Th. & SCHMIDT, K. P. (1949): Principles of Animal Ecology. — 837 S., Philadelphia (Sanders).
- BRETSKY, P. W., BRETSKY, S. S., LEVINTON, J. & LORENZ, D. M. (1973): Fragile Ecosystems. — Science, **179**: 1147; Washington D. C.
- GILJAROV, M. S., VINBERG, G. G. & ČERNOV, J. I. (1977): Ekologija - zadači i perspektivy. — Priroda, **5**: 3—11; Moskva.

- HECKER, R. (1972): Ökologischer Aspekt in der Paläontologie und ökologische Systematik. — Proc. of the Intern. Pal. Union: 227—238; Warszawa (Inst. geologiczny-Wydawnictwa geologiczne).
- KRIVOLUCKIJ, D. A. (1972): Geographical Ecology. Patterns in the Distribution of Species. — 269 S.; New York (Harper and Row).
- MAY, R. M. (1973): Stability and Complexity in Model Ecosystems. — 235 S.; New Jersey (Princeton Univ. Press).
- MUSIL, R. (1965): Die Bärenhöhle. Die Entwicklung der Höhlenbären im Letzten Glazial. — *Anthropos*, **18**: 7—92; Brno.
- (1969a): Die Pferde der Pekárna-Höhle. Ein Beitrag zur Evolution der Equiden. — *Z. f. Tierzucht u. Züchtungsbiologie*, **86**: 147—193; Hamburg.
- (1969b): Die Equidenreste aus dem Pleistozän von Süssenborn bei Weimar. — *Paläont. Abh.*, **3**: 617—666; Berlin.
- (1969c): Die Entwicklung der Tiergesellschaft im Laufe der Sedimentation in der Kůlna-Höhle. — *Quartär*, **20**: 8—20; Bonn.
- (1976): Die Equiden aus dem Travertin von Ehringsdorf. — *Abh. d. Zentr. Geol. Inst., H.* **23**: 265—335; Berlin.
- (1977): Die Equidenreste aus den Travertinen von Taubach. — *Quartärpaläontologie*, **2**: 237—264, Berlin.
- (1980): *Ursus spelaeus*. Der Höhlenbär. — *Weimarer Monographien zur Ur- und Frühgeschichte*, 94 S., Weimar (Museum f. Ur- und Frühgeschichte Thüringens).

Manuskript eingegangen am 10. 10. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	23—36 6 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-------------------------	----------------------

Ein randglaziales Sediment aus der Rißkaltzeit bei Wehr (Südschwarzwald)

HARTMUT LESER *)

Riss glaciation, sand, silt, till, parent material, pseudogley, soil profile, granulometrie, major element analysis, depression, Wehra-valley, section, index map.

Southwestern German Massif (Southern Black Forest, Wehr), Baden Württemberg TK 8313

Kurzfassung: Bei der geomorphologischen Kartierung für das Blatt Wehr der GMK 25 wurden im Wehra- und Haseltal Sedimente der Riß-Kaltzeit gefunden. An einem Profil von der Meierhofstraße in Wehr wird der kaltzeitliche und geomorphogenetische Charakter einer sandigen Schluff- und Lehmablagerung diskutiert. Sie erscheint bodentypologisch als Pseudogley. Sedimentologisch handelt es sich um eine randglaziale Ablagerung, in welche Grundmoränenkomponenten der Riß-Kaltzeit eingearbeitet wurden. Als Hypothese wird aufgestellt, daß die Ablagerung des Materials auf einer trogschulterförmigen Verflachung über dem Wehratal-Einschnitt erfolgte.

[A Glacial Border Sediment of the Riss-Glaciation in the Vicinity of Wehr (Southern Black Forest)]

Abstract: A geomorphological mapping of the sheet Wehr of the GMK 25 (= Geomorphological Map 1 : 25 000) was carried out. On that occasion sediments of the Riß-Glacial were discovered in the valleys of the river Wehra and the brook Hasel. The author discusses by example of a profile of the Meierhofstraße at Wehr the glacial and geomorphogenetic character of a sandy silt- and loam-deposit. The soil type of the profile is a pseudogley. The sedimentological type of the deposit is characterized as a sediment of the ice-border. In the sediment are worked up ground moraine-components of the Riß-glacial. The hypothesis is discussed that the accumulation of the material took place at a plain with the character of glacial trough shoulders upon the entrenched Wehra-valley.

1. Einleitung

Im Rahmen der Erarbeitung von Musterblättern der Geomorphologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 25 000 (= GMK 25) wurde auch das Blatt Wehr kartiert. BARSCH (1976), LESER (1976) und STÄBLEIN (1978) unterrichten über dieses Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft¹⁾. Die Kartierung für die GMK 25 erfolgt im Maßstab 1 : 10 000 nach einer standardisierten Baukastenlegende (LESER & STÄBLEIN 1978). Aufgenommen werden danach geomorphographische und geomorphogenetische Verhältnisse sowie der oberflächennahe Untergrund²⁾. Vor allem die Darstellung der Informationsschicht „Geomorphogenese“, basierend auf flächendeckender Substratkartierung, Einzelaufschlußuntersuchungen und geomorphographischer Kartierung, erbringt eine Fülle geomorphogenetischer Einzelprobleme. Auch im Bereich des Blattes Wehr wurden solche erkannt und z. T. schon bearbeitet (LESER 1979a, 1980). Diese Einzelprobleme stehen vor

*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. Hartmut Leser, Geographisches Institut Universität Basel, Klingelbergstraße 16, CH-4056 Basel/Schweiz.

¹⁾ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei auch an dieser Stelle herzlich dafür gedankt, daß die Kartierungsarbeiten sowie die Drucklegung der Karte im Rahmen des GMK-Schwerpunktprogrammes gefördert wurden.

²⁾ Der „oberflächennahe Untergrund“ (auch „Substrat“ genannt) umfaßt Boden, Bodensediment- und Verwitterungsdecken sowie das Gestein, soweit letzteres für die Formbildung bestimmend ist. Keineswegs wird angestrebt, pedologische oder geologische Karten zu ersetzen. Ziel ist vielmehr, den Bezug zwischen „Baumaterial“ des Reliefs und Geomorphogenese aufzunehmen und darzustellen. Geomorphologische, geologische und pedologische Karten müssen vom Inhalt her als komplementär begriffen werden.

allem mit der überregionalen wülm- und rißzeitlichen Geomorphogenese im Zusammenhang, die zuletzt HANTKE (1978) darstellte. Er stützt sich dabei auf verschiedene Arbeiten von PFANNENSTIEL und RAHM (besonders 1964), die für das Wehratal die Problematik der pleistozänen Relief- und Sedimentgenese aufarbeiteten.

2. Problemstellung und Lokalität

2.1. Probleme der Rißvereisung im Südschwarzwald

In der zusammenfassenden Darstellung der rißzeitlichen Landschaftsentwicklung nördlich von Rhein und Aare in HANTKE (1978) wird in Anlehnung an die Arbeiten von PFANNENSTIEL und RAHM (u. a. 1964) für das Wehratal und den Dinkelberg eine ausgedehnte rißzeitliche Vergletscherung angenommen. Diese Verbreitung (Karte 4 bei HANTKE 1978) soll hier nur für einen Bereich des Wehrtales diskutiert werden, und zwar

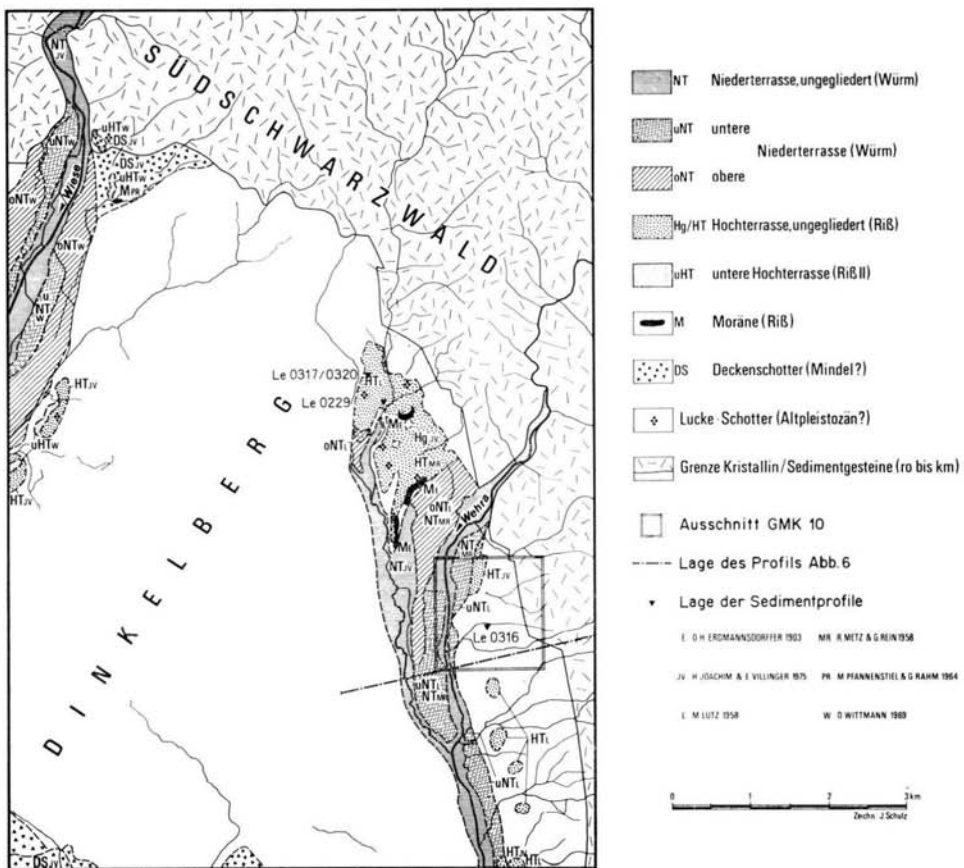


Abb. 1: Die pleistozänen Sedimente des Wehrtales nach verschiedenen Autoren und Lage der im Text erwähnten Profile.

Sämtliche Sedimente im Wehratal und auf den Randhöhen werden — mit Ausnahme von ERDMANNSDÖRFER (1903) — durch alle Autoren als Flußterrassensedimente dargestellt. Als Problem ergibt sich, daß in den gleichen Arealen, z. T. aber auch über nachweislich pleistozänen Terrassen, echte Moränensedimente anzutreffen sind. Das beschriebene Profil Le 0316 von der Meierhofstraße in Wehr liegt im Niveau sogenannter Hochterrassenschotter, die inzwischen im Aufschluß als Rißgrundmoräne erkannt werden konnten.

im Anschluß an die Arbeit LESER (1980). Dort wird die Auffassung von PFANNENSTIEL & RAHM (1964) bestätigt, daß zumindest im Wehratal ein rißzeitlicher Gletscher existierte, dessen Grundmoräne PFANNENSTIEL (1969) von Öflingen beschrieb. Ein ausgedehnteres Vorkommen befindet sich im Raum Hasel (LESER 1980). Von diesen Sedimenten einmal abgesehen konnten bislang keine weiteren, exakt eine Vereisung nachweisenden Ablagerungen gefunden werden. Die Grundmoränen beweisen die Existenz des Gletschers an sich. Über weitere Einzelheiten der Geomorphogenese des Gebietes ist nichts bekannt. Abbildung 1 stellt die unterschiedlichen Auffassungen über die Sedimente des Wehratales dar, die allein schon bei den Terrasseneinordnungen bestehen. Die von ERDMANNSDÖRFFER 1903 auf dem Riedel von Hasel beschriebenen Moränenablagerungen erkannten spätere Autoren nicht an. Durch den Aufschluß von Hasel (LESER 1980) dürften jedoch Zweifel an dieser Auffassung beseitigt sein. Der Aufschluß ist insofern auch interessant, als er sich relativ hoch über dem Tal befindet und mit den hier zu beschreibenden Ablagerungen halbwegs korrespondiert. Er weist aber, genau wie PFANNENSTIEL (1969), lediglich den Tatbestand einer Rißvereisung nach. Immerhin wäre wichtig, inwieweit andere Belege die rißzeitliche Gletschergeschichte des Wehratales differenzieren. Als Hypothese wird dabei folgende Überlegung zugrundegelegt: Eine ausgedehnte Vereisung vor dem Schwarzwald-Südrand, die den gesamten Dinkelberg überzog, ist — trotz der Auffassung von PFANNENSTIEL & RAHM (1964) — nicht einwandfrei nachweisbar. Es erhärten sich aber jene Beobachtungen, welche eine differenzierte Eisrandlagenentwicklung um die Ränder des Vorderen Wehratales zwischen dem Austritt aus dem Schwarzwald und dem Eintritt ins Hochrheintal erwarten lassen. Zu diesen Beobachtungen gehört auch das Profil Le 0316.

2.2. Die Lokalität mit dem Profil Le 0316

Das Profil befindet sich in 420 m NN in der Neubausiedlung an der Meierhofstraße in Wehr (Abb. 2). Die Hochfläche des sogenannten „Kleinen Dinkelberges“ (siehe dazu auch Abb. 6) endet hier. Sie stellt geomorphologisch einen wenig zerriedelten Bergfußhang dar, an den sich östlich die Hänge zur Hotzenwald-Hochfläche und westlich der Abfall zum Wehratal anschließen. Geomorphologische Einzelheiten sind dem Kartenausschnitt der Abbildung 2 zu entnehmen oder der GMK 25 Blatt 4 Wehr (LESER 1979b). Wie ein Blick vom Profilkpunkt nach W zeigt, liegt die Hochfläche etwa im Niveau des Dinkelberg-Ostrandbes bei Wehr, der verschiedene Tälichen und Abdachungen in Richtung Wehratal aufweist³⁾. Verglichen mit der Höhenlage der Profile Le 0320 und 0317 in Hasel ergibt sich eine Differenz von 20 m zu deren 440 m NN. Die Profile gleichen dem bereits beschriebenen von W Kirche Hasel (= Le 0229; LESER 1980), das mit seiner Oberkante in 405 m NN liegt. Diese Höhenangaben sind insofern wesentlich, als in sehr unterschiedlichen Höhenlagen um Wehra- und Haseltal offensichtlich rißzeitliche Sedimente vorkommen, die sich z. T. genetisch entsprechen, wie auch die Profile Le 0320, 0317 und 0229. Andererseits muß von der allgemein verbreiteten Vorstellung abgerückt werden, daß genetisch gleiche Sedimente in mehr oder weniger gleichen Höhenlagen über dem Vorfluter vorzukommen haben. Wie bei Gelegenheit an anderer Stelle noch nachzuweisen sein wird, treten zeitlich parallelisierbare und stratigraphisch einwandfreie einzuordnende Terrassensedimente in sehr unterschiedlichen Höhenlagen um das Wehratal auf. Das ist vermutlich auch der Grund dafür, daß sich die in der Literatur beschriebenen Terrassen vorkommen um die Wehra (Abb. 1) nur mit Mühen den glazialgeomorphologischen Fakten zuordnen lassen. Vor allem scheint ein unkritisches „Anhängen“ der Terrassenstratigraphie des Wehra-

³⁾ Das damit verbundene geomorphogenetische Problem kann an dieser Stelle nicht behandelt werden. Es bestehen jedoch Beziehungen zwischen diesen Hangformen und der pleistozänen Landschaftsgenese.

tales an die des Hochrheintales sehr fraglich zu sein (dazu auch Bemerkungen bei LESER 1979b).

3. Das Pleistozänprofil von Wehr Meierhofstraße (= Le 0316)

Die Aufnahme erfolgte am 20. 10. 1979, nachdem die Lokalität längere Zeit beobachtet worden war. Die Umgebung weist verschiedene Lockersedimentdecken auf, vor allem Löss und Solifluktionsmaterial (Schutt, umgelagerter Löß, Schotter), die sich in



Abb. 2: Ausschnitt aus der Feldkartierung 1 : 10 000 für die GMK 25 Blatt 4 Wehr mit Lage des Profils Le 0316 Meierhofstraße (verkleinert).

Im Neubaugebiet E Wehr wurde das Profil aufgenommen. Die geomorphographische Situation zeigt die Lage auf einer Hangschulter, die sich zum Wehrataleinschnitt leicht absenkt und gegen den Hotzenwald — nach zwischengeschalteten zertalten Riedeln — steil ansteigt. Die Verflachungen oberhalb des Abfalls zum Wehratal lassen sich sedimentologisch nicht als Flußterrassenreste belegen. Um das gesamte Profil Le 0316 herum wurden Erratiker gefunden. — Signaturen, soweit sie sich nicht selbst erklären, siehe Legende der GMK 25 (LESER & STÄBLEIN 1978).

sehr unterschiedlichen Positionen über dem Wehratal befinden und wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse bisher nicht einzuordnen waren. Bei Bauarbeiten ausgehobene große Erratiker aus Schwarzwaldkristallin ließen jedoch schon früher vermuten, daß auf diesen Randhöhen unmittelbar vor dem Austritt der Wehra aus dem Engtal des Kristallingebietes (Abb. 1) mit glazialen Sedimenten zu rechnen ist. Ohne weiteres wäre, auf Grund der Profile 0320, 0317 und 0229 in Hasel, Grundmoränenmaterial der Riß-Kaltzeit zu erwarten gewesen. Dies entspräche der geomorphologischen und topographischen sowie hydrographischen Situation. Die im Profil 0316 gefundenen Sedimente lassen sich nicht eindeutig als Grundmoränen beschreiben, sondern tragen Merkmale, wie sie bei den würmzeitlichen Eisrandlagensedimenten bei Todtmoos-Au (LESER 1979a) beobachtet wurden. Daß aber Würm als Alter für Profil Le 0316 nicht in Frage kommt, ergibt sich aus verschiedenen, in Abschnitt 4 zu nennenden Gründen.

3.1. Bodentypologische Beschreibung von Profil Le 0316

3.1.1. Profilbeschreibung

Auf dem offensichtlich mehrschichtigen, polygenetischen Sediment hat sich ein Pseudogley entwickelt, dessen relativ starke Ausprägung in einer verhältnismäßig trockenen

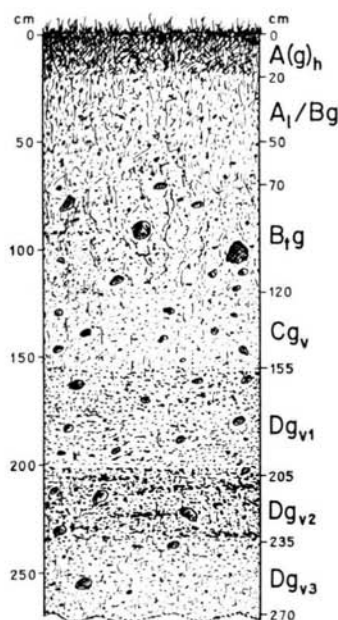


Abb. 3: Darstellung des Profils Le 0316 Wehr Meierhofstraße.

Die Reinzeichnung (H. LESER) basiert auf einer Geländeaufnahme und steht im Zusammenhang mit der Profilbeschreibung in Abschnitt 3.1.1 des Artikels sowie der Darstellung der Analyseergebnisse in Abbildung 4 und Tabelle 1.

Hochflächenlage für ein hohes Alter spricht. Zur Beschreibung siehe auch Abb. 3 und 4 sowie Tabelle 1.

- | | | |
|-----|--------------------------------|---|
| (1) | 0— 20 cm A(g) _h | Blaßbrauner (10 YR 6/3 bzw. 10 YR 4/3) ⁴) sandig-lehmiger Schluff mit Kiesbruch. Sehr dicht und wenig porös. Krümelgefüge. Mäßig dichte Feindurchwurzelung. Starke Rostfleckung. |
| (2) | 20—50/70 cm Al/B _g | Sehr blaßbrauner (10 YR 7/3 bzw. 10 YR 5/4) sandig-lehmiger Schluff. Dicht. Wenig porös. Subpolyedergefüge, leicht plattig. Kiesbruch fein verteilt im gesamten Horizont. Eisen- und Mangankonkretionen durchsetzen gesamte Matrix. Rostfleckung wird zur Horizontuntergrenze (flammig und sehr scharf gegen liegenden Horizont abgesetzt) stärker und dichter, dabei Einzelflecken deutlicher umgrenzt. Einzelne Feinwurzeln im gesamten Profil. |
| (3) | 50/70— 120 cm B _{tg} | Bräunlich-gelber (10 YR 6/6 bzw. 10 YR 5/8) sandig-schluffiger Lehm. Mit Kiesbruch und einzelnen Steinen um Faustgröße, die z. T. stark verwittert sind (schneidbar). Polyeder- bis Subpolyedergefüge. Horizont marmoriert, z. T. gefleckt und gebändert durch schmale Spalten mit hellgrauen bis weißen Schluff-, Sand- und Kiesfüllungen. Spalten bilden ein unregelmäßiges Muster. |
| (4) | 120— 155 cm C _{gv} | Sehr blaß-brauner (10 YR 7/4 bzw. 10 YR 6/6) sandig-lehmiger Schluffhorizont mit scharfer Ober- und Untergrenze sowie Kiesbruch und einzelnen stark verwitterten Steinen um Faustgröße (wie oben). Material porös, aber dicht bis sehr dicht. Rostflecken. Eisen- und Mangankonkretionen durchsetzen gesamte Matrix (1 bis 2 cm Durchmesser). Gefüge nicht erkennbar, Material jedoch kohärent. |
| (5) | 155— 205 cm D _{gv1} | Sehr blaß-brauner (10 YR 7/4 bzw. 10 YR 5/6) bis gelblich-brauner sandiger Lehm mit scharfer Obergrenze, jedoch Übergangssaum zum liegenden Horizont. Kies und Grobsand. Steine (stark verwittert, ca. 4—10 cm L ⁵)) im gesamten Horizont, ebenso Rostflecken. Bändchenstruktur im gesamten Horizont, jedoch schwach ausgebildet (schichtungsähnlich). Gefüge nicht erkennbar, Material kohärent. |
| (6) | 205— 235 cm D _{gv2} | Rötlich-gelber (7.5 YR 6/6 bzw. 7.5 YR 5/6) bis intensiv-brauner sandig-schluffiger Lehm mit Farbunterschied zum liegenden und hangenden Horizont. Sonstige Merkmale: Wie D _{gv1} . |
| (7) | 235— + 270 cm D _{gv3} | Sehr blaß-brauner (10 YR 7/4 bzw. 10 YR 6/6) schluffig-lehmiger Sand, dessen Basis nicht aufgeschlossen ist, mit Farbunterschied zum hangenden Horizont. Sonstige Merkmale: Wie D _{gv1} . |

3.1.2. Pedogenetisch-sedimentologische Deutung des Profils

Bodenfarbe sowie verschiedene chemische und physikalische Merkmale (siehe dazu Abb. 4 und Tab. 1) weisen den Boden als einen Pseudogley aus, der typologisch zwischen primärem und sekundärem Pseudogley (SCHAFER & SCHACHTSCHABEL 1976: 340 ff) steht. Überwiegen morphologisch Merkmale des primären Pseudogleys, weisen die Nährstoffarmut sowie Konkretionen und Rostfleckenausbildung auf einen sekundären hin. Die bodentypologische Einordnung ist jedoch für die geomorphologische Problemstellung nur von zweitrangiger Bedeutung. Die starke Verwitterung des Bodens weist aber auf ein hohes Alter hin. Für die Genese wesentlich scheint die sedimentologische Grenze zwischen dem Profiloberteil (A (g)_h bis C_{gv}) und dem Unterteil (D_{gv1} bis D_{gv3}), die sich im gröbe-

⁴) Farben nach MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, Baltimore 1954. Zuerst wird der Trockenwert (= labortrocken), danach der Feuchtwert (= feldfrisch) angegeben.

⁵) L = Maximale Länge (Längste Achse in der Ebene der Abplattung).

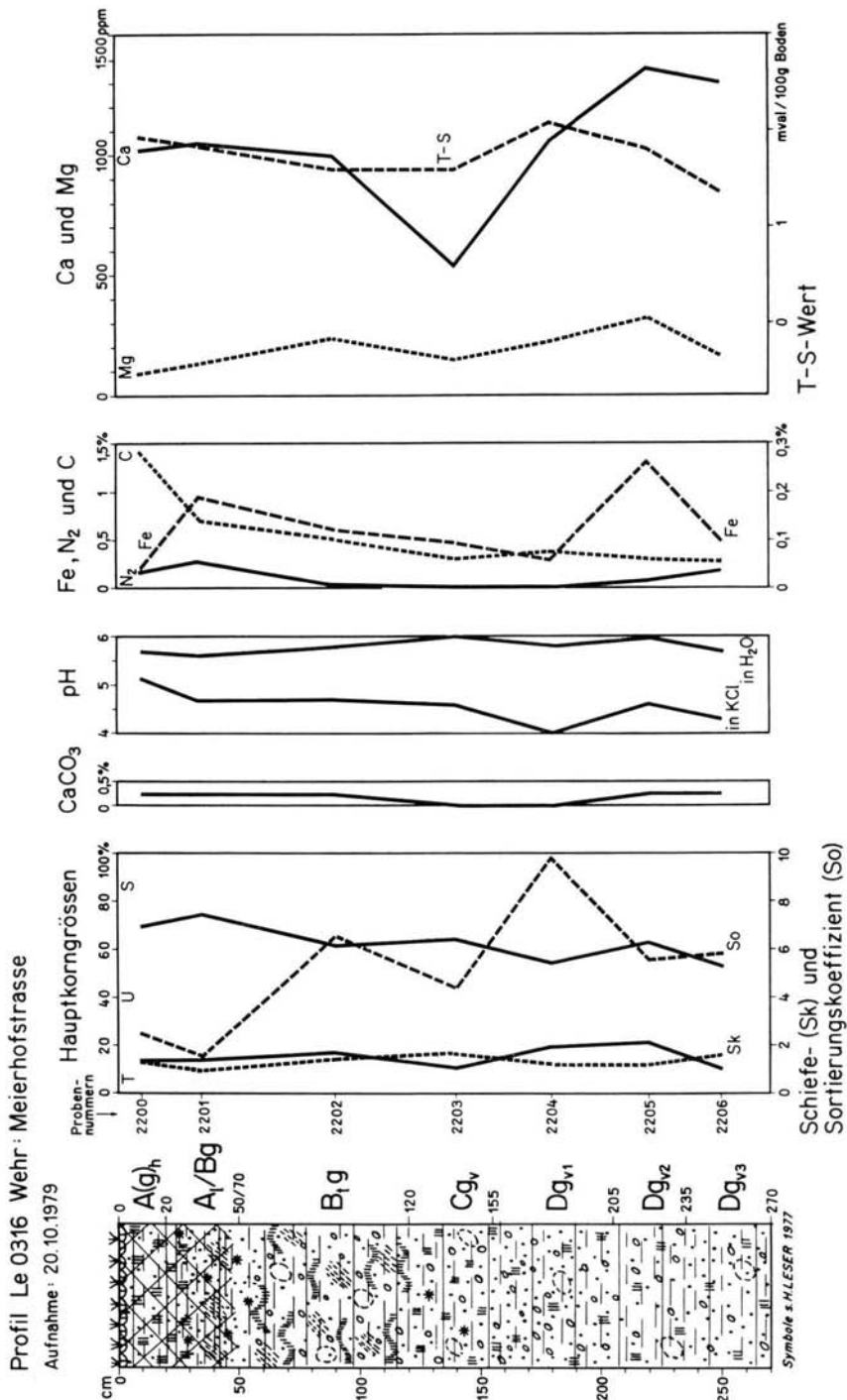


Abb. 4: Auszugsweise Darstellung der Analysendaten von Profil Le 0316. Analysiert wurden die Proben Le 2200 bis 2206. Entnahme erfolgte in der Horizont- bzw. Schichtmitte. Analysenverfahren nach SCHLICHTING & BLUME „Bodenkundliches Praktikum“ (1966) sowie LESER „Geomorphologische Feld- und Labormethoden“ (1977).

Probe -Nr.	Material	Entnahme- tiefe in cm	Gew. % < 2mm	Korngrößenklassen des Feinsediments 2.000 mm												Koeffizienten		Quartilsmaße in mm		
				2.000- 1.000	1.000- 0.500	0.500- 0.250	0.250- 0.125	0.125- 0.063	0.063- 0.032	0.032- 0.016	0.016- 0.008	0.008- 0.004	0.004- 0.002	0.002- 0.001	<0.001	Sk	So	Q ₁	Q ₂ (M)	Q ₃
2200	A(g) _h eines Pseudogleys	10	100.00	7.1	7.0	6.9	4.9	4.4	23.3	18.3	11.5	0.0	2.2	14.4	0.0	1.24	3.31	13.0	34.8	142.0
2201	A ₁ /Bg eines Pseudogleys	35	100.00	6.3	5.6	5.9	3.8	3.0	48.7	6.1	0.1	1.8	4.7	14.2	0.0	0.92	1.56	25.8	43.6	62.2
2202	B _g eines Pseudogleys	90	100.00	10.6	9.5	8.3	5.2	4.6	15.0	0.5	21.5	0.9	7.2	16.7	0.0	1.42	6.50	7.9	36.3	332.1
2203	Cg ₁ eines Pseudogleys	140	100.00	9.8	8.7	7.3	5.3	4.4	21.9	15.8	9.6	2.7	3.9	10.6	0.0	1.55	4.44	13.8	39.5	269.8
2204	Dg ₁ eines Pseudogleys	180	100.00	12.5	12.1	9.5	6.2	5.0	8.7	15.2	4.0	2.9	4.1	19.8	0.0	1.16	9.78	5.1	43.0	485.7
2205	Dg ₂ eines Pseudogleys	220	100.00	10.8	8.7	7.1	5.7	4.6	23.3	9.8	6.6	0.7	1.8	20.9	0.0	1.23	5.63	9.3	42.4	292.3
2206	Dg ₃ eines Pseudogleys	250	100.00	14.1	11.0	9.2	6.6	5.2	17.0	11.5	8.7	1.1	5.4	10.2	0.0	1.64	5.77	15.2	53.4	503.2

Tab. 1: Analysenergebnisse der Proben Le 2200—2206 aus dem Profil Le 0316 Wehr Meierhofstraße.

ren Korn der liegenden Horizonte (155—+270 cm unter Flur), aber z. T. auch in deren Chemismus ausdrückt. Insgesamt dürfen jedoch die Unterschiede — vor allem der physikalischen Eigenschaften — zwischen Ober- und Unterteil des Profils nicht überbewertet werden. Darauf weist nämlich der Steingehalt aller Horizonte unterhalb 50/70 cm unter Flur hin. Bei diesen Steinen (Abb. 5) handelt es sich um stark verwitterten Gneis aus dem Schwarzwald. Sie haben plattige Gestalt, sind stark kantengerundet bis kantig, bei Dicken von 4—6 cm und Längen von um 10 cm. Ihre starke Verwitterung zeigt sich an einer



Abb. 5: Handstücke der Probe Le 2207 aus dem Profil Le 0316 Wehr Meierhofstraße. Die Komponenten sind auch im Bild als stark verwittert zu erkennen. Trotzdem ist die moräne Formgestalt noch gut sichtbar. Die starke Beanspruchung der Steine geht auf die Aufarbeitungsprozesse im Zuge der Sedimentablagerung und der Gebietsgeomorphogenese zurück, für die Eisrückzug auf den Randhöhen oberhalb des Wehra-Taleinschnittes angenommen wird.

Farbe		pH		Kalk- u. Do- lomitgehalt % CaCO ₃	% N ₂	% Fe	% C	% org. Mat.	Phosphat (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	K (ppm)	S (m val pro 100 g Boden)	T (m val pro 100 g Boden)	V (%)
feucht	trocken	in H ₂ O	in KCl												
10 YR 4/3	10 YR 6/3	5.70	5.16	0.235	0.168	0.04	1.399	2.49	16	1020	93	20	58.0	59.92	96.79
10 YR 5/4	10 YR 7/3	5.55	4.65	0.235	0.274	0.19	0.699	1.244	52	1050	117	23	59.0	60.84	96.97
10 YR 5/8	10 YR 6/6	5.82	4.68	0.234	0.046	0.12	0.502	0.893	2	1000	238	58	59.4	61.0	97.37
10 YR 6/6	10 YR 7/4	5.96	4.55	0	0.008	0.095	0.299	0.532	5	540	145	28	61.0	62.6	97.44
10 YR 5/5	10 YR 7/4	5.80	4.01	0	0.008	0.063	0.366	0.651	4.5	1060	237	78	50.4	52.48	96.03
7.5 YR 5/6	7.5 YR 6/6	5.97	4.58	0.234	0.062	0.266	0.299	0.532	4.5	1360	322	70	60.8	62.64	97.06
10 YR 6/6	10 YR 7/4	5.74	4.29	0.237	0.156	0.102	0.268	0.477	4	1200	167	42	58.8	60.16	97.37

Art Rindenbildung („Rostkrusten“ von 0,5 cm Dicke), Angrusung, Feinrissen verschiedener Generationen sowie Abschuppungs- und Abschalungseffekten. Andeutungen von Schlagmarken kommen ebenfalls vor. Auffällig ist auch die „moränale Form“, ohne daß den stark verwitterten Stücken mit absoluter Sicherheit Geschiebecharakter zukommt. Daneben treten noch solche Stücke auf, die in der Wand verglasten und daher nicht entnommen werden konnten. Auf starke Verwitterung weisen auch die Grobsand- und Kiesbändchen hin, welche die Aufschlußwand stellenweise schwach bändern. Die Schichtung ist leicht gewellt. Kies und Grobsand weisen Eisen- und Manganhüllen und -verhärtungen auf. Beim Abtrocknen der Wand beginnen die Bändchen aufzublättern. Diese Sedimentstruktur ist am deutlichsten in den Horizonten Dg_{v1} bis Dg_{v3}. Die große äußerliche Ähnlichkeit aller Horizonte wird vor allem durch die intensive Verwitterung des Gesamtprofils — letzthin durch die Bodenbildung — bewirkt. Dies war auch der Grund, den Profilunterteil-Horizonten das Symbol „v“ beizugeben. — Aus diesen Fakten kann geschlossen werden, daß allein schon wegen des gleichmäßigen Steingehaltes aller Horizonte kein Hiatus im Profil vorliegt, auch nicht zwischen Cg_v und Dg_{v1}. Es handelt sich vielmehr um normale sedimentologische Differenzierungen, wie sie für einen länger dauernden geomorphologischen Prozeß charakteristisch sind.

4. Zur Profil- und Gebietsgeomorphogenese

4.1. Der kaltzeitliche Charakter der Sedimente

Auszugehen ist vom Material. Die vorherrschende Schluffkorngröße in mehreren Horizonten darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß es sich beim Material nicht um Löß handelt. Das schließt nicht aus, daß Löß in das Sediment eingearbeitet wurde. Gegen den Lößcharakter sprechen:

- (1) Das Fehlen von Primärlößmerkmalen.
- (2) Der hohe Kiesanteil in allen Horizonten.
- (3) Das gleichmäßige Vorkommen von Steinen in praktisch allen Horizonten.
- (4) Die partiell deutliche aquatisch bedingte Schichtung.

In jedem Fall muß aber das Sediment als kaltzeitlich entstanden angesprochen werden. Dafür gibt es zahlreiche Kriterien:

- (1) **Frostspaltenpseudomorphosen** (Kryotexturformen): Sie treten bis um 100 cm unter Flur auf, was der Tiefe der Auftauschicht des pleistozän-periglazialen Permafrostgebietes entspricht. Diese besonders im B_g-Horizont auftretenden Frosttrockenrisse wurden unter noch kaltzeitlichen Verhältnissen wieder mit Feinsedimenten verfüllt. Da ihr Auftreten auch auf die Würmkaltzeit zurückgehen könnte, muß ihr genetisch-chronologischer Aussagewert zunächst etwas relativiert werden.
- (2) **Eisen- und Manganbänderungen**: Sie lehnen sich an ablagerungsbedingte Sedimentunterschiede an (Sandbändchen, Kieslagen). Sie gelten als typisch für die klimatisch bedingten Wechsel im Zustand des Permafrostbodens.
- (3) **Schichtstörungen**: Die nicht sehr ausgeprägten und nicht überall im Profil durchverfolgbaren Schichten weisen deutlich erkennbare Lagerungsstörungen in Form von leichten Schichtverbiegungen auf, die nur durch post- und (vielleicht auch) synsedimentäre Taueffekte erklärbar sind, die beim Niedertauen von kleineren oder größeren Toteislinsen auftreten (auch im Sinne des Beispiels von SHAW & ARCHER 1979: 354).
- (4) **Kiesbruch**: Er ist in faktisch allen Horizonten anzutreffen und spricht für die kaltzeitlichen Verwitterungs- und Transportprozesse unter periglazialen Bedingungen.
- (5) **Aufarbeitung von Löß**: Wegen der Lößvorkommen in der näheren und weiteren Umgebung (Ablagerung z. T. in großen Taschen im liegenden Sediment) muß davon ausgegangen werden, daß ein Teil der Schluffkomponente im Sediment auf umgelagerten und aufgearbeiteten Löß zurückgeht. Solche Aufarbeitungen sind für Periglazialgebiete typisch.
- (6) **Aufarbeitung von Geschieben**: Die o. a. stark verwitterten Gesteinsstücke lassen sich von der Form her mit stratigraphisch eindeutigem Moräneschutt rißzeitlicher Schwarzwaldsedimente vergleichen (siehe Abb. 5 in dieser Arbeit und Abb. 6 in LESER 1979a sowie Abb. 5 in LESER 1980). Die starke Verwitterung hat diese Form etwas beeinträchtigt, ebenso auch ein glazifluvialer Transport. Wegen beider Kriterien sowie durch das Vorkommen zusammen mit Frostbodenerscheinungen wird der kaltzeitliche Charakter des Sediments zusätzlich erhärtet.
- (7) **Frostgesprengte Gerölle und Gesteinsbruchstücke**: Sie kommen in allen Horizonten vor, vor allem aber unter dem eigentlichen Boden. Die Frostsprengung erfolgte syngenetisch, d. h. sie trat während oder unmittelbar nach der Sedimentation auf, so daß die schmalen Zwischenräume zwischen den Bruchstellen mit Sediment verfüllt werden konnten.
- (8) **Erratiker**: Beim Ausheben von Baugruben unmittelbar neben dem Aufschluß wurden Kristallinblöcke gefunden, die eindeutig als Erratiker anzusprechen sind, die PFANNENSTIEL & RAHM (1964) für weite Bereiche des Wehra- und Wiese-Vereisungsgebietes nachweisen. Für den Glazialcharakter der Blöcke sprechen die Sichelmarken auf den Oberflächen (SCHWARZBACH 1978)⁶⁾.

4.2. Das rißzeitliche Alter der Sedimente

Aus der Gesamtlage des Profils im Wehragebiet und zu den bekannten Glazial- und Periglazialsedimentvorkommen ist mit Sicherheit rißzeitliches Alter für den Aufschluß anzunehmen. Die Ablagerung ist zwar kein Moränensediment, wie aber noch zu zeigen sein wird, ein solches aus dem Eisrandlagenbereich. Nach den Vorstellungen von PFANNENSTIEL

⁶⁾ Trotz bisher zahlreicher ausgegrabener Erratiker auf den Randhöhen um das Wehratal konnte der Verfasser noch keinen aus einem Aufschluß dokumentieren. Eine Einzelbeobachtung in einem Aufschluß am Ortsrand von Ofilingen (TK 25 8413 Säckingen) war durch plötzliche Bauarbeitenfortschritte nicht mehr bearbeitbar.

& RAHM (1964) sowie HANTKE (1978) gilt eine Rißvereisung für das Wehrgebiet als sicher. Die Lokalität liegt absolut innerhalb des angenommenen Vereisungsbereiches. — Als Einzelkriterien für rißzeitliches Alter wären anzuführen:

- (1) **Höhenlage der Sedimente:** Das Profil Le 0316 liegt zwar nicht in absolut gleicher Höhe wie die bisher nachgewiesenen Rißgrundmoränen von Öflingen (PFANNENSTIEL 1963) und Hasel (LESER 1980), was auch nicht entscheidend zu sein braucht. Die Höhendifferenz der Meierhofstraße in Wehr mit dem Profil zur Grundmoräne von Hasel beträgt nur + 15 m und zur Stützergrundstraße in Hasel nur — 20 m. Diese Beträge bewegen sich in Größenordnungen, die für die Gletschertätigkeit auch in einem Mittelgebirge immer noch als normal anzusehen sind. Entscheidender ist die Höhenlage zu den würmzeitlichen Ablagerungen, die sich alle weit unterhalb dieser Niveaus, im Bereich des engeren Wehrtales, befinden. Würmzeitliches Alter bleibt also aus Gründen der stratigraphischen Position völlig ausgeschlossen. Da ein anderes Erdzeitalter für ein glazial-periglaziales Sediment mit den o. a. Eigenschaften (Abschnitt 4.1.) in dieser Position und in diesem Raum nicht in Frage kommt, bleibt — nach Ausschluß von Würm — nur Riß übrig.
- (2) **Erratiker:** Die bereits erwähnten Kristallinblöcke weisen in dieser topographischen Lage auf eine Überdeckung mit Rißeis hin.
- (3) **Geschiebe:** Die moränale Form der Steine im Profil deutet auf zunächst vorhergehende Ablagerungen von (Grund-)Moräne (s. auch Abschnitt 4.1. (6)). Die Aufnahme des Materials und Aufarbeitung ist nur möglich, wenn vorher Eis über das Gebiet hinwegging. Eine Vereisung des Sedimentationsgebietes oberhalb des Wehrtales war aber nur während des Riß möglich.

4.3. Die geomorphogenetische Interpretation der Sedimente

Zunächst soll ausgeschlossen werden, was geomorphogenetisch in dieser Position des Profils Le 0316 zumindest denkbar wäre, obwohl sich durch die o. a. Kriterien und Merkmale des Sedimentes die geomorphogenetische Interpretation ziemlich stark auf eine Lösung verengt. Nicht in Frage kommt die Deutung als:

- (1) **Hangfußsediment:** Dagegen sprechen, trotz des „Hinterlandes“, die Schichtung und die Erratiker, sowie der Sedimentcharakter.
- (2) **Amorphes Kryosolifluktionssediment:** Dagegen spricht die Schichtung der Ablagerungen sowie das Fehlen ausgesprochenen Solifluktionsschuttes.
- (3) **Periglaziales Schwemmsediment:** Dagegen sprechen das Auskeilen der Bändchen und Schichten über die gesamte Profilwand hinweg, das Fehlen einer Basisdiskordanz sowie die insgesamt zu schwache Schichtprägung.

Nach Ausschluß dieser Möglichkeiten bleibt als Lösungsmöglichkeit offen: Es handelt sich um ein randglaziales Sediment, vielleicht vom Charakter einer „Schwemm-Moräne“ (flow till), die vor einer Eisrandlage im Zuge des zurückweichenden Eises abgelagert wurde. Wie die sedimentologischen Hinweise auf Niedertaueffekte zeigen, muß Toteisvorkommen angenommen werden. Hier wird auch das Konzept des „waterlain till“ (DREIMANIS 1979) tangiert, der bekanntlich auch genetische Beziehungen zu glazifluvialen Ablagerungsbedingungen aufweist. — Zu diesen Deutungen paßt, daß mehrere Kriterien einwandfrei für Eisrückzug sprechen:

- (1) **Lage des Sediments:** Eisrandlagensedimente des Riß sind für den Rückzugsweg wahrscheinlich, weil ein Vorstoß des Rißeises des Wehragletschers mindestens bis Öflingen (ca. 3,5 km S von Wehr Meierhofstraße) nachgewiesen ist.
- (2) **Niedertaueffekte:** Sie treten entweder im Gletschereisrandbereich oder über Toteislagen und -linsen vor dem noch geschlosseneren Gletscherzungenende auf.

(3) Aufgearbeitete Geschiebe: Die Geschiebe und/oder glazifluvialen Schotter im Sediment gehören offensichtlich einer Vorrückungsphase an (Grund- oder Endmoränenrelikte sowie Vorrückschotter). Das Material wurde sehr gründlich aufgearbeitet, was sich an der intensiven Verwitterung der Komponenten (die durch Transport sicher vorbereitet wurde) sowie an der Verteilung im Sedimentkörper des Profils ablesen läßt.

5. Hypothese zur Reißvereisung im Wehratal

Unbestritten ist die Reißvereisung des Wehrtales schon lange, wenngleich über die genaue Eisverbreitung und die Dynamik des Eisvorstoßes und -rückzuges kaum etwas bekannt war. Die bisherigen Grundmoränenvorkommen liegen alle im Bereich des engeren Wehrtales. Daher wurde schon darauf hingewiesen, (LESER 1979 b, 1980), daß eine Eisüberdeckung des gesamten Dinkelberges, wie sie andere Autoren postulierten, erst noch flächendeckend zu belegen wäre. Für eine differenzierte Eisranddynamik sprechen nun das Profil Le 0316, sowie die Vorkommen der Grundmoränen von Öflingen und Hasel. Wird

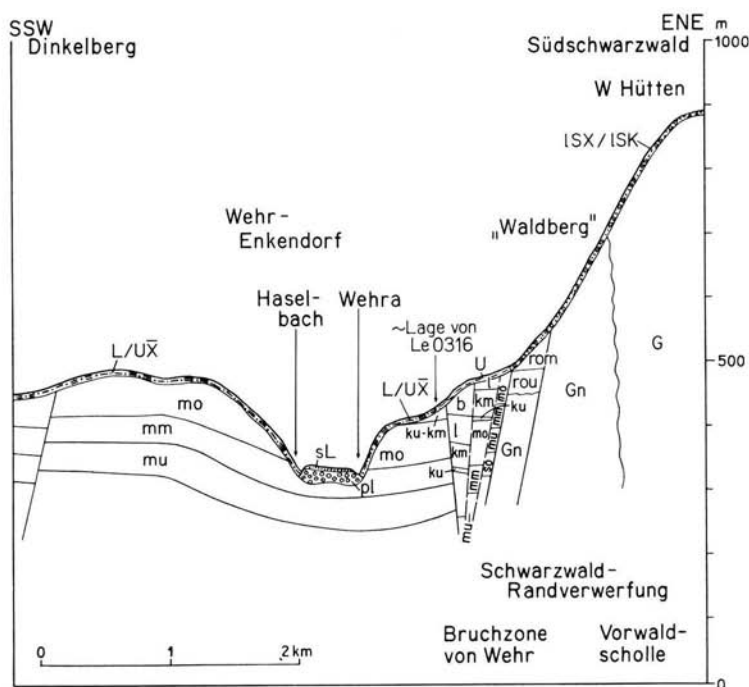


Abb. 6: Geologisch-geomorphologisches Profil durch das Wehratal wenig S Wehr. Das Profil wurde der Arbeit JOACHIM & VILLINGER (1975) entnommen und durch sedimentologische Angaben aus der GMK-Aufnahme verändert. Erkennbar ist die trogschulterähnliche Form der Randhöhenflächen auf der Hotzenwald-Seite des Wehrtales, wo sich auch das Profil Le 0316 befindet. Beachtenswert ist die offensichtliche Kappung der mesozoischen Schichten. Es handelt sich bei den Hangverflachungen demnach um Skulpturformen.

Geologische Zeichenabkürzungen: G = Granit; Gn = Gneis; rou/rom = Unteres und Mittleres Rotliegendes; so = Oberer Buntsandstein; mu/mm/mo = Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk; ku/km = Unterer und Mittlerer Keuper; l = Lias; b = Dogger; pl = Pleistozäne Flußterrassenschotter. Symbole des oberflächennahen Untergrundes (0–1 m): U = Schluff; sL = sandiger Lehm; L/Ux̄ = Lehm mit Schluff und beigemischten plattigem Kalkschutt; ISX/ISK = lehmiger Sand mit kantigem Schutt unter und über 200 mm Kantenlänge.

vor dem Hintergrund der hier nur grob skizzierten Eisverbreitung das Querprofil des Wehratales auf der Höhe von Wehr-Enkendorf interpretiert (Abb. 6), ist folgende Schlußfolgerung möglich: Zumindest andeutungsweise läßt sich das Talquerprofil als glazial geformt beschreiben. So nimmt HANTKE (1978) in Anlehnung an verschiedene andere Autoren eine Flanke des Rißseises auf den Randhöhen des Wehratales unterhalb des Hotzenwaldabfalls an (dort Karte 4), d. h. etwa im hier beschriebenen Arbeitsgebiet. Die Talgestalt weist in der Tat eine Art Trogschultern auf — ohne daß damit das Wehratal als Trogtal bezeichnet werden soll. Die Eisausbreitung über das engere Tal hinaus dürfte sich jedoch ähnlich der auf Trogschultern vorzustellen sein. Der Abbildung 6 wurde bewußt nicht eine selbst erarbeitete Profilinie zugrunde gelegt, sondern eine aus der hydrogeologischen Arbeit von JOACHIM & VILLINGER (1975), der auch die Gesteinslagerung (nicht jedoch die Lockersedimentverbreitung) entnommen wurde.

Für die Hypothese sprechen weitere Beobachtungstatsachen:

- (1) Das Querprofil kann mehr oder weniger ähnlich oder gleich über das gesamte Vordere Wehratal hinweg verfolgt werden. Im Kristallin ändert sich das Profil natürlich. Das geht einerseits auf die dort stärkeren tektonischen Hebungen während des Pleistozäns zurück (RAHM 1961), andererseits auf den plötzlichen Wechsel der Gesteinsverhältnisse (Mesozoikum zum Kristallin). Allerdings können auch hoch über dem Wehra-Engtal im Schwarzwaldkristallin schulterartige Verflachungen beobachtet werden, die in ähnlicher Gestalt um das Murgtal (E des Wehratales) auftreten. Ein geomorphogenetischer Zusammenhang mit den trogschulterähnlichen Verflachungen im Vorderen Wehratal ist nicht ausgeschlossen.
- (2) Die Verflachungen um das Vordere Wehratal können nicht mit den Gesteinsgrenzen oder mit tektonisch begrenzten Gesteinsarealen begründet werden. Die trogschulterartigen Verflachungen schneiden die Gesteinsgrenzen. Das Eis hat die Gesteine offensichtlich gekappt.
- (3) Der Sedimentcharakter des Profils Le 0316 weist auf einen sedimentdynamisch beruhigten Bereich hin, der auf den trogschulterartigen Verflachungen um das Tal eher zu erwarten ist als in dem noch eiserfüllten engeren Taleinschnitt.

6. Danksagung

Meinem Kollegen Professor Dr. G. STÄBLEIN vom Geomorphologischen Laboratorium der FU Berlin danke ich für briefliche und ausführliche mündliche Diskussionen über die geomorphogenetische Problematik. Für Diskussion am Aufschluß sei auch Herrn Dozenten D. H. SLUPETZKY vom Institut für Geographie der Universität Salzburg gedankt, ebenso den anderen Teilnehmern der Exkursion der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft auf das Blatt Wehr. — Den Bürgermeistern bzw. Baudezernenten der Gemeinden Hasel und Wehr danke ich dafür, daß ich fortwährend über neue Aufschlüsse im Bereich des Wehra- und Haseltales orientiert wurde. Nur durch die über die Kartierungszeit hinaus fortgesetzten Aufschlußaufnahmen konnte sich ein umfassendes Bild über die pleistozäne Gebietsentwicklung gemacht werden.

7. Schriftenverzeichnis

- BARSCH, D. (1976): Das GMK-Schwerpunktprogramm der DFG: Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik. — Z. Geomorph., N. F., 20: 488—498; Berlin, Stuttgart.
- DREIMANIS, A. (1979): The problems of waterlain tills. — In: Moraines and Varves, ed. by Ch. SCHLÜCHTER: 167—177; Rotterdam (Balkema).

- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1903): Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehrthal. — Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 4: 145—195, Heidelberg.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Band 1: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete. Klima, Flora, Fauna, Mensch, Alt- und Mittel-Pleistozän, Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Adelegg. — 468 S., Thun (Ott).
- JOACHIM, H. & VILLINGER, E. (1975): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000. Markgräfler Land - Weitenauer Vorberge - Wiesental - Dinkelberg - Hochrheintal - Wehratal (Bad Bellingen - Lörrach - Schopfheim - Säckingen). — 1—71; Freiburg i. Breisgau (Selbstverlag Geol. L.-Amt Baden-Württemberg).
- LESER, H. (1976): Das GMK-Projekt. Bericht über die Arbeiten an geomorphologischen Karten der BRD. — Kartogr. Nachr., 26: 169—177; Bonn-Bad Godesberg.
- (1979a): Sedimente der Würm-Vereisung im Wehratal bei Todtmoos-Au im Südschwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 69: 31—45; Freiburg i. Breisgau.
- (1979b): Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 25 000, Blatt 4, 8313 Wehr. — Berlin (in Kommission bei GeoCenter, Stuttgart).
- (1980): Zum Problem rißzeitlicher Sedimente im Wehra-Tal (Südschwarzwald). — Oberrhein. Geol. Abh., 29: 59—69; Karlsruhe.
- & STÄBLEIN, G. (1978): Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25). 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. — Berliner Geogr. Abh., 30: 79—90; Berlin (Selbstverlag Inst. f. Phys. Geogr. FU Berlin).
- PFANNENSTIEL, M. (1969): Grundmoräne des Riß-eiszeitlichen Wehragletschers bei Öflingen. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 59: 31—34; Freiburg i. Breisgau.
- & RAHM, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißzeit. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 54: 209—278; Freiburg i. Breisgau.
- RAHM, G. (1961): Über den Betrag des Wehratal-Abbruchs. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 51: 273—275; Freiburg i. Breisgau.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): Lehrbuch der Bodenkunde. — 9. Auflage, 394 S., Stuttgart (Enke).
- SCHWARZBACH, M. (1978): Glazigene Sichelmarken als Klimazeugen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 28: 109—118; Öhringen/Württ.
- SHAW, J. & ARCHER, J. (1979): Deglaciation and glaciolacustrine sedimentation conditions, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. — In: Moraines and Varves, ed. by Ch. SCHLÜCHTER: 347—355; Rotterdam (Balkema).
- STÄBLEIN, G. (Ed.) (1978): Geomorphologische Detailaufnahme. — Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. Berliner Geogr. Abh., 30, 90 S.; Berlin (Selbstverlag Inst. f. Phys. Geogr. FU Berlin).

Manuskript eingegangen am 5. 9. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	37—52 6 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee

(Geophysikalische Methoden, Ursachen der Übertiefung und Fazies der Talsedimente)

KURT BADER *)

Glacial overdeepening, glacial valley, Upper Pleistocene (Würmian), drainage patterns (Saalach), longitudinal profile, clastic sediment, refraction seismics, geoelectrical sounding, index map.
Bavarian Alps (Chiemgau Alps, Berchtesgaden Alps) TK 8242, 8243, 8342, 8343, 8344, 8442, 8443, 8444

Kurzfassung: Durch die Kombination der beiden geophysikalischen Methoden, Refraktionsseismik (Anregung durch Kleinsprengungen) und geoelektrischer Tiefensondierung ist es möglich, Form und Füllung glazialer Eintiefungen zu erkunden. Insbesondere kann mit Hilfe der seismischen Geschwindigkeiten die quartäre Füllung in einen nicht eisvorbelasteten und eisvorbelasteten Teil gegliedert werden und damit das Ausmaß des würmeiszeitlichen glazialen Tiefenschurfes dem der vorangegangenen Eiszeiten gegenübergestellt werden. Es zeigt sich erneut, daß sich die Würm-Gletscher meist nur in die Lockersedimente der Täler eintieften, im Gegensatz zu den Gletschern älterer Eiszeiten, die Übertiefungen bis zu 200 m in den Felsuntergrund schufen.

Der Vorgang der Übertiefung wird auf drei Wirkungsgrößen zurückgeführt, die in Abhängigkeit voneinander das Ausmaß des Gesteinsabtrages am Talboden bestimmen:

- a) Die Eismächtigkeit, durch den Übertiefungsvorgang eine sich selbst verstärkende Wirkungsgröße;
- b) die lokale Kriechgeschwindigkeit der Gletscher am Talboden, die stark von der Form und dem Verlauf der Täler abhängt, d. h. in Engstellen und Krümmungen der Täler sehr klein werden kann, und
- c) die Gesteinhärte, die z. B. bei gleicher Schurfarbeit zu unterschiedlichen Gesteinsabtragungen führen kann.

Den pleistozänen Eismächtigkeiten entsprechend wurde die größte glaziale Übertiefung im Königssee - Obersee - Becken mit etwa 200 m gefunden. Jeweils kleinere Übertiefungsbeträge weisen die folgenden Becken auf: Saalachtal vor Bad Reichenhall, Klausbadthal, Wimbachgries, und mit Übertiefungen < 100 m die Becken von Bad Reichenhall, Hallthurn, Piding, Weißbadthal, Inzell.

[The Glacial Overdeepenings in the Area of the Saalach Glacier between Inzell and Königssee

(Geophysical Methods, Reasons of the Overdeepening and Facies of the Valley Sediments)]

Abstract: By combining the two geophysical methods, refraction seismic (with small explosions) and geoelectrical sounding, shape and fill of glacial eroded valleys can be researched. Especially with the help of the seismic velocities the quaternary fill can be divided in glacial consolidated and not consolidated sediments, and thereby the scale of the Würm glacial depth erosion be compared with that of the preceding ice ages. Again it is stated, that the Würm glaciers mostly eroded only in the valley fills in contrast to glaciers of older ice ages exarating overdeepenings until 200 m into the bedrock.

The phenomenon of glacial overdeepening is referred to three action quantities determining the scale of erosion on the valley floor:

- a) the thickness of ice, a action quantity increasing by itself in the case of overdeepening,

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. Bader, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

- b) the local creep velocity of the glacier on the valley floor, a action quantity depending heavily on the profile and course of the valleys, i.e. to become very small in narrow and curving parts of the valleys, and
- c) the rock hardness, leading for instance to different rock erosion by the same exaration work.

According to the pleistocene thicknesses of ice the greatest glacial overdeepening with ca. 200 m was found in the Königssee-Obersee basin. Smaller overdeepening values have the following basins respectively: Saalach valley before Bad Reichenhall, Klausbach valley, Wimbachgries, and with overdeepening < 100 m the basins of Bad Reichenhall, Hallthurm, Piding, Weißbach valley, Inzell.

Inhaltsverzeichnis

- 0. Einleitung
- 1. Das Erkundungspotential refraktionsseismischer Messungen kombiniert mit geoelektrischen Tiefensondierungen
 - 1.1. Meßmethodik
 - 1.1.1. Refraktionsseismik
 - 1.1.2. Geoelektrische Tiefensondierung
 - 1.2. Zuordnung der quartären Lockergesteine zu Geschwindigkeit und Widerstand
 - 1.3. Durch den Schichtaufbau bedingte Schwierigkeiten bei der Auswertung der refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen
- 2. Die untersuchten Quartärorkommen
 - 2.1. Das Weißbachtal und das Inzeller Becken
 - 2.2. Das Saalachtal und das Bad Reichenhaller und Pidingen Becken
 - 2.3. Hallthurm bis Winkl
 - 2.4. Das Tal der Ramsauer Ache
 - 2.5. Das Klausbachtal
 - 2.6. Das Wimbachtal
 - 2.7. Das Königssee-Obersee-Becken
- 3. Glaziologische Folgerungen
 - 3.1. Schurfarbeit der Würm-Gletscher
 - 3.2. Ursachen der glazialen Übertiefungen im Felstalboden
- 4. Schriftenverzeichnis

0. Einleitung

Im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme und für hydrogeologische Zwecke wurden im Bereich der pleistozänen Vereisungen in Südbayern in den letzten 5 Jahren umfangreiche geophysikalische Messungen über quartären Ablagerungen größerer Mächtigkeit — alpine Talräume und Schotterfelder — durchgeführt. Im Gebiet zwischen Inzell und dem Königssee wurden dabei allein über 50 refraktionsseismische Meßpunkte und etwa 70 geoelektrische Tiefensondierungen vorwiegend vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München, bei Inzell und bei Bad Reichenhall auch vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, vermessen.

1. Das Erkundungspotential refraktionsseismischer Messungen kombiniert mit geoelektrischen Tiefensondierungen

Die Quartärfüllungen der glazialen Eintiefungen im Alpenraum zwischen Inzell und Königssee sind durch die wenigen Bohrungen praktisch nicht erschlossen. Nur im Reichenhaller Becken sind durch mehrere Solebohrungen Mächtigkeit und Ausbildung des Quartärs bis zur Felssohle bekannt. Zur Erkundung der übrigen Quartärfüllungen wurden geophysikalische Aufschlußmethoden angewendet. Sie liefern die seismischen Geschwindig-

keiten und spezifischen elektrischen Widerstände im Untergrund. Für die geologische Interpretation dieser geophysikalischen Daten steht aber nur im Reichenhaller Becken ein ausreichend tiefes und geologisch bearbeitetes Bohrprofil zum Vergleich zur Verfügung; es muß deshalb auf die Untersuchungsergebnisse weiter westlich gelegener Gebiete mit geologisch vergleichbarer Situation zurückgegriffen werden.

1.1. Meßmethodik

Den erwarteten Quartärmächtigkeiten entsprechend wurden beide geophysikalischen Methoden für eine Erkundungstiefe von mehreren 100 m ausgelegt. Die Unterbringung der Meßgeräte für beide Methoden, der Refraktionsseismik und der geoelektrischen Tiefensondierung, in einem Meßwagen (Kleinbus) erweist sich als besonders zweckmäßig. So konnten im z. T. schwierig anzufahrenden Gelände beide Messungen am gleichen Meßpunkt und damit mit geringerem Arbeitsaufwand ausgeführt werden (Abb. 1).

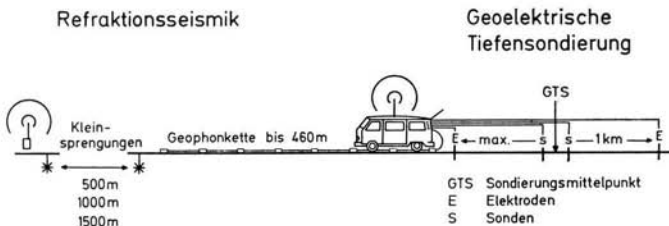


Abb. 1: Skizze der Meßverfahren der Refraktionsseismik und der geoelektrischen Tiefensondierung im Bayerischen Geologischen Landesamt, München.

1.1.1. Refraktionsseismik

Für Erkundungstiefen von mehreren 100 m sind bei einem Geschwindigkeitskontrast von 1 : 2, wie er in Quartärbecken im Kalkalpin häufig vorkommt, seismische Meßstrecken von 1—1,5 km Länge erforderlich. Zur Anregung seismischer Wellen mit ausreichender Amplitude werden Kleinsprengungen verwendet, wobei je nach Größe der Bodenunruhe (Verkehr, Wind) und Störungen durch elektromagnetische Einstreuung aus Starkstrom-führenden Leitungen (50 Hz von Überlandleitungen, 16 $\frac{2}{3}$ Hz von elektrifizierten Bahnlinien) 50—500 g Sprengstoff in 1 m tiefen Schlagbohrungen gezündet werden. Bringt man maximal 100 g Sprengstoff in 1 m Tiefe unter, so entsteht bei der Sprengung noch kein Ausbruch nach oben und es wird (bei maximaler Erzeugung von seismischer Energie) noch jeglicher Flurschaden vermieden. Die zum Herstellen der Löcher und zur Sprengung benötigten Geräte werden überdies noch vom Sprengberechtigten selbst über die Länge der Meßstrecke getragen, so daß die Messungen von nur zwei Mann ausgeführt werden können.

Das Auflösungsvermögen der refraktionsseismischen Methode hängt vom Abstand der seismischen Aufnehmer (Geophone) auf der Meßstrecke ab. Für den vorliegenden Zweck einer Übersichtsvermessung hat sich ein Geophonabstand von 20 m bewährt; er bringt bei hohem Geschwindigkeitskontrast, wie er meist in den oberflächennahen Schichten vorhanden ist, ein Auflösungsvermögen von 5—10 m und bei geringem Geschwindigkeitskontrast (in tieferen Teilen der Quartärfüllung) ein solches von 10—50 m.

Um die Zahl der Geophone und seismischen Kabel noch handlich zu halten, wurde eine Geophonkette von maximal 460 m Länge, bestückt mit 24 Geophonen, gewählt.

Diese Geophonkette kann von 2 Mann noch in einem Arbeitsgang ausgelegt werden. Um die notwendige Meßstrecke von 1—1,5 km zu erreichen, muß dann in z. B. 20 m, 500 m und 1000 m Entfernung zu beiden Seiten vom Geophonkettenende gesprengt werden. Die von den einzelnen Sprengungen erhaltenen Laufzeiten der 24 Geophone ergeben im Laufzeitdiagramm übereinanderliegende Laufzeitkurven-Äste, die zur Auswertung gedanklich nebeneinander gelegt werden. Diese Art der Messung und Auftragung der Meßergebnisse läßt Oberflächeneffekte aus z. B. nicht ebenem Gelände und lateralen Geschwindigkeits- und Mächtigkeitsänderungen der oberflächennahen Schichten gut erkennen und schaltet damit auf diesen Oberflächeneffekten beruhende Mehrdeutigkeit im Schichtaufbau weitgehend aus. Die seismischen Signale der Geophone werden mit einer 24 Spur-Apparatur (Hoch-, Tiefpaß- und 50 Hz-Filter) von einem Lichtstrahl-oscillographen als Schwingungszüge aufgezeichnet, die eine Korrelation der gesuchten Wellen über alle 24 Spuren und damit eine Laufzeitmessung auch noch bei ungünstigem Signal-/Störungsverhältnis erlauben. Die Auswertung erfolgte während und unmittelbar nach dem Ende der Messung mit einem Magnetkarten-Taschenrechner, so daß über eine Steuerung der notwendigen Meßstreckenlänge der Meßaufwand möglichst gering gehalten wird.

1.1.2. Geoelektrische Tiefensondierung

Für Erkundungstiefen von mehreren 100 m reicht bei Kenntnis der Felstiefe aus refraktionsseismischen Messungen eine Meßstrecke von 1000 m aus. Die vom Sondierungsmittelpunkt nach beiden Seiten auszubringenden Kabel für die stromführenden Elektroden können über eine Strecke von 500 m Länge meist noch gut gezogen werden. An der Erdoberfläche wird an zwei Punkten symmetrisch zum Sondierungs(mittel)punkt der Spannungsabfall über die Sondenentfernung gemessen. Um das Stromfeld im Bereich der Sonden dabei nicht zu stören, muß der Spannungsabfall sehr hochohmig gemessen werden. Bei Anwendung der Schlumberger-Anordnung bleiben die Sonden in der Nähe des Sondierungs(mittel)punktes (z. B. in 0,5—5 m Entfernung), so daß für die Messung 3 Mann genügen. Die Schlumberger-Anordnung bringt zudem noch Vorteile in Bezug auf die Erkundungstiefe und die Auswertung. Die Sondierungskurven werden auf doppelt-logarithmischem Papier aufgetragen. Hieraus ist bereits das nach unten logarithmisch abnehmende Auflösungsvermögen der Methode zu erkennen. Die Auswertung erfolgt durch Vergleich der Meßkurven mit 2- und 3-Schicht-Modellkurven, die mittels Hilfsverfahren für mehrschichtige Fälle aneinandergefügt werden, und kann in besonders gelagerten Fällen durch Berechnung mehrschichtiger Modellkurven mit einem programmierbaren Taschenrechner überprüft werden.

1.2. Zuordnung der quartären Lockergesteine zu Geschwindigkeiten und Widerstand

Durch die Ermittlung von seismischer Geschwindigkeit und spezifischem elektrischem Widerstand in der gleichen Schicht kann die prinzipielle Mehrdeutigkeit der geophysikalischen Parameter erheblich eingeschränkt werden. Wie aus Abb. 2 hervorgeht, sind durch den spezifischen Widerstand insbesondere Seeton, Kies im Grundwasser bzw. Moräne und Kies über dem Grundwasser unterscheidbar, während durch die Geschwindigkeit eine Alterstrennung in post- bis spätglaziale, nicht eisbelastete Sedimente und in würmglaziale und ältere, eisbelastete Sedimente ermöglicht wird.

Der spezifische Widerstand wird in erster Linie durch den Schluff- und Porenwassergehalt der Lockergesteine bestimmt (DEPPERMAN et al. 1961; FLATHE &

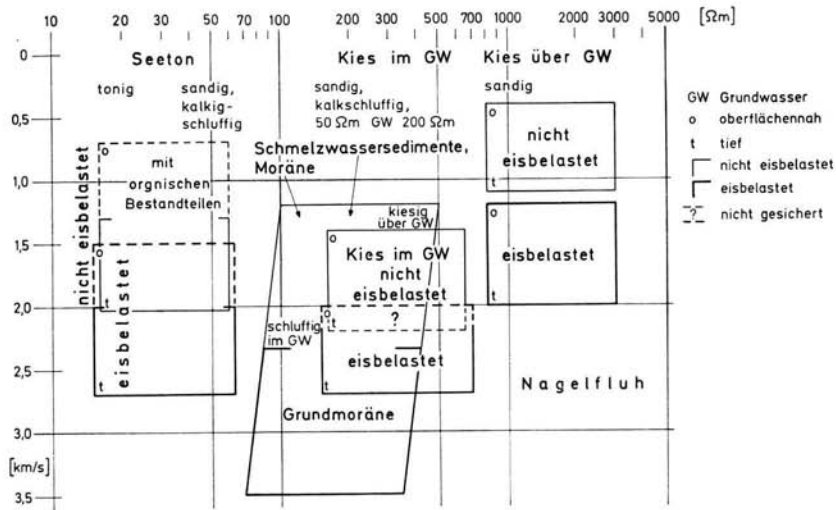


Abb. 2: Zuordnung von Fazies und Alter (nicht eisvorbelastet/eisvorbelastet) der quartären Lockergesteine im Diagramm aus seismischer Geschwindigkeit (km/s) und spezifischem elektrischen Widerstand (Ωm).

HOMILIUS 1973). Im Bereich der Alpen ist zu beachten, daß das Grundwasser wegen der geringen Ionengehalte eine geringe Leitfähigkeit besitzen kann und damit wassergefüllte Schotter ungewohnt hohe spezifische Widerstände bis 600 Ωm erreichen können. Widerstandserhöhend wirkt auch die Ausbildung der Schluffkomponente als Kalkschluff, so daß für kalkschluffige Kiese und harte Seekreidebänke, die die Wasserwegsamkeit erheblich herabsetzen, bis 600 Ωm gemessen werden. Als Vergleichsbeispiel hierzu sei der Wert von 250 Ωm für gut durchlässige Schotter im Alpenvorland angeführt. Den Übergang zwischen Seeton und Schotter (schluffige Kiese und Wechsellagerung von Schluff und Kies) stellen die Schmelzwassersedimente dar.

Die Geschwindigkeit hängt in erster Linie von der Wassersättigung der Lockergesteine ab, dann von deren Konsolidierung durch Alter, Vorbelastung durch pleistozäne Eismassen und durch die Auflast und schließlich vom Auflastdruck. Alle diese Effekte führen zu der erwünschten gleichsinnig (monoton) nach unten zunehmenden Geschwindigkeit. Allerdings führen auch Zementierungen (Nagelfluhbildung) und Durchbewegung unter Druck (Grundmoräne) zu Geschwindigkeitserhöhungen, die dann die monotone Geschwindigkeitszunahme nach unten zerstören.

Von besonderem Interesse ist hierbei die Geschwindigkeitserhöhung durch die Vorbelastung durch pleistozäne Eismassen. Aus der Gesamtheit der refraktionsseismischen Messungen im Quartär der Bayerischen Alpen und des Vorlandes ergeben sich durch Vergleich von Bohr- und Aufschlußprofilen mit Grundmoränen, die eine Einstufung der darüber bzw. darunter liegenden Sedimente als post- bis spätglazial bzw. als älter und damit als eisbelastet erlauben, die in Abb. 2 dargestellte Abgrenzung der Geschwindigkeitsbereiche für die einzelnen Lockergesteine (BADER 1979). Überschneidungen der Geschwindigkeitsbereiche für nicht eisbelastetes und eisbelastetes Quartär sind durch organische Bestandteile im Seeton (Geschwindigkeitserniedrigung vermutlich durch Aufhebung der Wassersättigung infolge Gasbildung) und durch Verfestigung im Kies (Geschwindigkeitserhöhung durch absätzig Nagelfluhbildung) vorhanden.

Im Untersuchungsgebiet selbst gibt es nur wenige Möglichkeiten, die genannten Beziehungen zu belegen. So wurde im Reichenhaller Becken (Abb. 4b) eine bis 100 m mächtige Sedimentfolge (Schotter, Sand, Seeton auf Grundmoräne aufliegend), die nach EXLER¹⁾ als post- bis spätglazial einzustufen ist, gefunden. Hier durchgeführte refraktionsseismische Messungen ergaben 1,7—2,0 km/s für die wassererfüllten Schotter und wegen der großen Bodenunruhe (Messungen am Stadtrand von Bad Reichenhall) eine nur ungenau bestimmte Geschwindigkeit von 2,0 km/s $\pm$ 0,2 für den Seeton. Dieser Wert liegt an der oberen Grenze der aus der Gesamtheit der Messungen in den Alpen und im Alpenvorland gewonnenen Geschwindigkeitsbereiche für nicht eisbelastete, wassergesättigte Sedimente. Südlich Ramsau, am Nordhang des Hochkalter, sind Riß-Würm-interglaziale oder ältere Schotter in größerer Verbreitung aufgeschlossen (GANSS 1978). Hier wurden für die nach der Seismik bis 150 m mächtigen und nach ihrer Lage sicher wasserfreien Schotter Geschwindigkeiten von 1,6—2,0 km/s (nach der Tiefe zunehmend) gemessen, die gut in den entsprechenden Geschwindigkeitsbereich der Abb. 2 passen.

1.3. Durch den Schichtaufbau bedingte Schwierigkeiten bei der Auswertung der refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen

Schichten höherer Geschwindigkeiten im Quartär, auch wenn sie nur geringmächtig im Vergleich zum Liegenden sind (z. B. Grundmoräne über Schotter und Seeton, verfestigte Lagen im Schotter) verhindern die Messung von Wellen aus dem liegenden Bereich mit niedrigerer Geschwindigkeit. Die Gesamtmächtigkeit des Quartärs kann dann zwar noch gut bestimmt werden, da der Felsuntergrund meist höhere Geschwindigkeit besitzt und die dort refraktierte Welle energiereich ist; für den Bereich zwischen der Schicht mit der höheren Geschwindigkeit und dem Felsuntergrund muß aber eine mittlere Geschwindigkeit abgeschätzt werden.

Bei geringen Geschwindigkeitskontrasten werden geringmächtigere Schichten und im tieferen Teil der Quartärfüllung auch Schichten beträchtlicher Mächtigkeit oft nicht erkannt (Problem der überschossenen Schicht, DEPPERMAN et al. 1961: 696). Dies führt zwar zu keinen großen Fehlern in der Berechnung der Felstiefe, aber der Aussagewert der seismischen Messung bezüglich des Schichtaufbaus des Quartärs ist doch gemindert. Wird mit der seismischen Methode die Felstiefe zu klein im Vergleich zur erbohrten Felstiefe bestimmt, so ist meist eine überschossene Schicht mit etwas höherer Geschwindigkeit als das Hangende die Ursache.

Große Kontraste im spezifischen Widerstand bei aufeinanderfolgenden Schichten behindern die Ermittlung der wahren Schichtwiderstände und deren Mächtigkeiten (FLATHE & HOMILIUS 1973: 242), z. B. wasserfreie Schotter über wassererfüllten Schottern (Kenntnis des Grundwasserspiegels bringt meist eine erhebliche Verbesserung in der Auswertung) oder ermöglichen den Nachweis tiefliegender Schichten, z. B. wasserfreie Schotter unter mächtiger Grundmoräne.

Bei Wechsellagerung von hoch- und niederohmigen Schichten, deren Teufenabstand unter dem Auflösungsvermögen der geoelektrischen Tiefensondierung liegt (siehe Kap. 1.1.2.), werden Mischwiderstände im Quartär ermittelt, die zudem noch eine zu große Felstiefe vortäuschen.

Stark geneigte Grenzflächen in Richtung der Meßstrecken führen bei beiden geophysikalischen Methoden zu Unsicherheiten in der Auswertung. In den stark eingetieften Tälern werden die Messungen deshalb bevorzugt in Talmitte mit der Meßstrecke in Talrichtung vorgenommen.

¹⁾ Reg.-Direktor Dr. EXLER, Bayerisches Geologisches Landesamt, freundliche mündliche Mitteilung.

2. Die untersuchten Quartärvorkommen

Nach der Geologischen Karte von Bayern 1 : 100 000 Nr. 667 Bad Reichenhall (GANSS 1978) wurden die größeren Quartärvorkommen im Talbereich, bei Ramsau auch am Talhang, ausgewählt und mit refraktionsseismischen Messungen und geoelektrischen Tiefensondierungen untersucht (Abb. 3). Soweit die Quartärmächtigkeiten ≥ 100 m betragen, sind sie näher beschrieben. Insbesondere sind die mit den geophysikalischen Methoden getrennt erfaßbaren Schichtglieder in den Abb. 4 und 5 durch das Wertepaar aus seismischer Geschwindigkeit und spezifischem elektrischen Widerstand charakterisiert und damit die geologischen Interpretationen des Textes belegt.

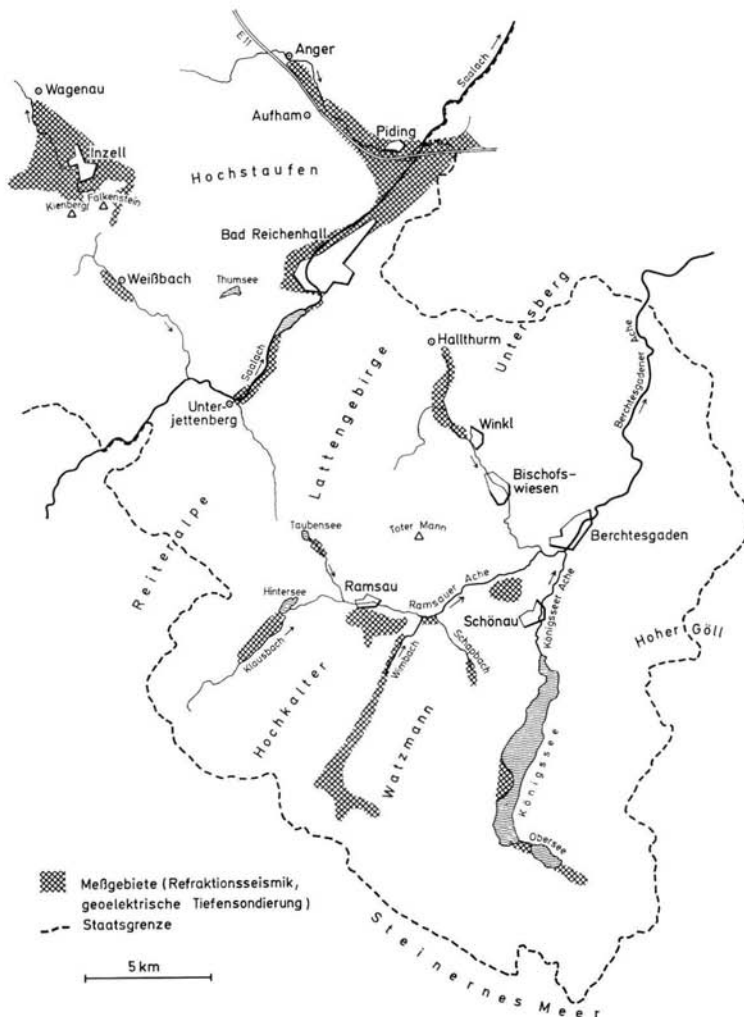


Abb. 3: Lage der geophysikalischen Meßgebiete und damit zugleich Übersicht über die Verbreitung größerer Quartärmächtigkeiten im Saalachgletschergebiet.

In den nachfolgenden Beschreibungen der einzelnen Quartärvorkommen werden die pleistozänen Eismächtigkeiten mit angeführt. Sie beruhen auf den Angaben der Würm-Eishöchststände nach DOBEN 1973 für die Gebiete östlich Inzell und der Basis der Würm-Gletscher nach den seismischen ermittelten Untergrenzen der post- bis spätglazialen Sedimente. Nach WEINHARDT 1973: 163 dürften im Bereich der Alpen die Eishöhen der verschiedenen Eiszeiten wegen der topographischen Gegebenheiten etwa gleich gewesen sein, so daß sich maximale (Präwürm-)Eismächtigkeiten aus den z. T. etwas nach oben korrigierten Würm-Eishöchstständen und der Höhenlage des Felsuntergrundes ergeben.

2.1. Das Weißbachtal und das Inzeller Becken (Abb. 4a)

Das Becken des Weißbachtals ist in den Grenzbereich des Hauptdolomits zu den im Verband darunter lagernden Raibler Schichten eingetieft. Die geophysikalischen Messungen ergaben unter dem Niveau des Weißbachs noch 50 m Quartär (schluffige Kiese) mit wahrscheinlich wegen des hohen Schluffgehaltes untypischen Geschwindigkeiten.

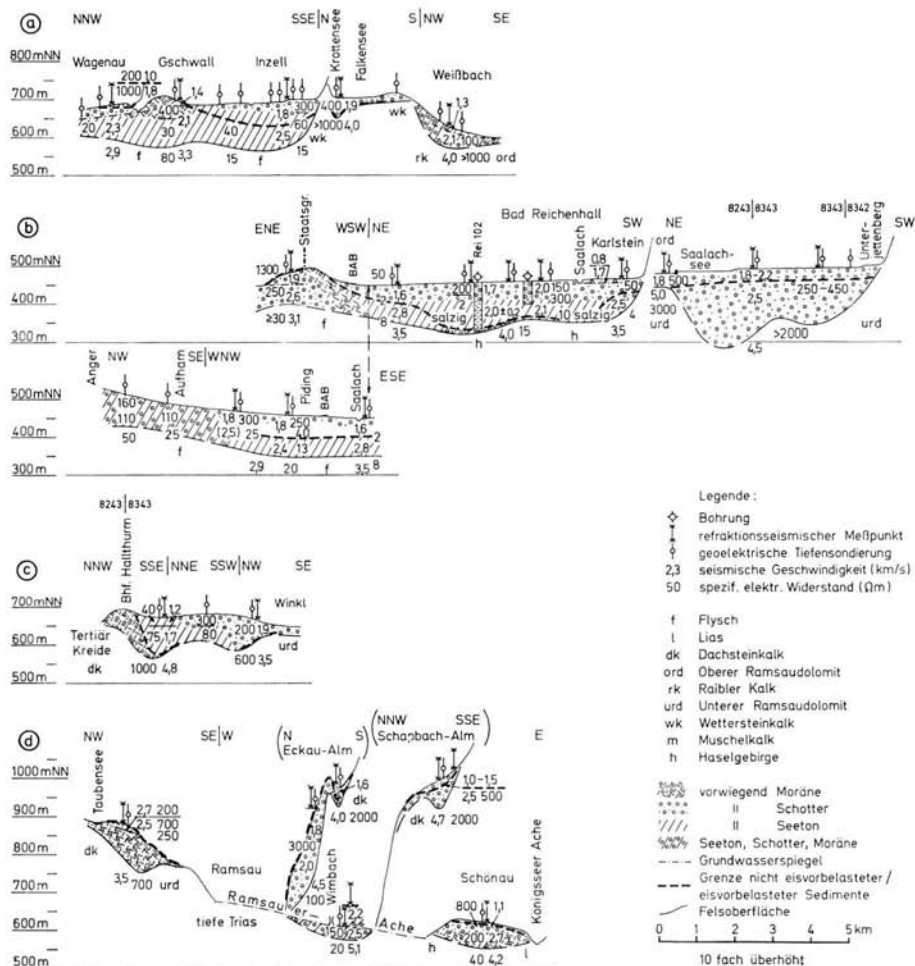


Abb. 4: Längsprofil durch das Weißbach-Inzeller Tal, das Saalachtal, das Hochtal von Hallthurm-Winkl und das Tal der Ramsauer Ache, mit der Verteilung der gemessenen km/s- und Ωm-Werte und deren glaziogeologische Interpretation.

Das Inzeller Becken liegt am Nordrand der Kalkalpen in Flyschgesteinen. Die post- bis spätglazialen Sedimente reichen bis in 60 m Tiefe und bestehen aus einer oberen Schotter- schicht mit nach N ansteigender Untergrenze zum darunterliegenden Seeton (Delta- schüttung). Sie füllen ein übertieftes Becken in einem älteren, bereits eisbelasteten Seeton aus, welcher seinerseits in einem übertieften Felsbecken abgelagert wurde. Am Becken- südrand im Bereich der kalkalpinen Gesteine taucht das Felsbecken rasch ab und erreicht in Beckenmitte bei Inzell 120—150 m Tiefe (BADER 1973: 92). Nach N steigt der Fels- untergrund langsamer bis auf 50—70 m Tiefe unter den Würm-Endmoränen und den nach N folgenden, von jungen Schottern überdeckten Rißmoränen (bei Wagenau) an.

Die pleistozänen Eismassen aus S drängten südlich des Beckens durch die Felsenge des Weißbachtals (mit einer Felsschwelle aus Wettersteinkalk) und teilten sich dann in drei Eisströme, die das Kienbergl und den Falkenstein umflossen und sich im Inzeller Becken wieder vereinigten. Die Eismächtigkeit zur Würm-Eiszeit war hier, mit maximal 600 m im Weißbachtal, 300 m am Südrand bzw. Nordrand des Inzeller Beckens, sehr gering, zur Riß-Eiszeit im Inzeller Becken um etwa 200 m größer.

2.2. Das Saalachtal und das Bad Reichenhaller Becken (Abb. 4b)

Das Saalachtal nördlich Unterjettenberg ist in den Scheitel einer Gewölbestruktur der Berchtesgadener Einheit in den Unteren Ramsaudolomit eingetieft. Es liegt hier ein 200 m tiefes Quartärbecken vor, das am SE-Ende bei Unterjettenberg durch anstehenden Fels abgeschlossen wird und nordwärts in der Felsenge am Ausgang zum Bad Reichenhaller Becken eine bis 40 m unter Flur hochreichende Felsschwelle besitzt. Die Füllung des Beckens besteht aus Schottern, die aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten in eine obere post- bis spätglaziale Schicht von 20—30 m Dicke und in eine mächtige eisbelastete Schicht gegliedert werden können. Im Bereich der Felsschwelle wurden etwas höhere Felsge- schwindigkeiten als am Beckengrund gemessen.

Das Bad Reichenhaller Becken liegt an einer ausgeprägten Störungszone (Überschie- bungsbahn) der Hallstätter (Decken-)Einheit im SE auf die Tirolische Einheit (Hoch- staufen) im NW. Für die Talbildung ist das salzführende Haselgebirge der Hallstätter Einheit, das auch unter dem Quartär des Bad Reichenhaller Talabschnittes liegt, als Ur- sache mit anzusehen. Hier niedergebrachte Soleaufschlußbohrungen ergaben etwa in der Mitte des Talabschnittes bis 90 m Schotter, deren Untergrenze nach den Seiten und nach N ansteigt. Über eine Übergangsschicht aus bis zu 20 m mächtigen Feinsanden wird der Schotter von Seeton unterlagert. In einer durchgehend gekernten Bohrung (Rei 102) am Übergang zum Pidinger Becken wurde in 133,5 m Tiefe unter einer 7 m mächtigen Grund- moräne des Haselgebirge erbohrt (EXLER 1979). Die gesamte quartäre Abfolge der Boh- rung ist als post- bis spätglazial einzustufen²⁾ in Übereinstimmung mit den gemessenen seismischen Geschwindigkeiten von $2,0 \text{ km/s} \pm 0,2$ (siehe Kap. 1.2., letzter Absatz). Rand- liche Messungen im Bad Reichenhaller Becken (Kiese und Seetone wegen der Soleführung geophysikalisch nicht unterscheidbar) und die Messungen im Pidinger Becken ergaben höhere Geschwindigkeiten von $2,5 \text{ km/s} \pm 0,3$ ³⁾, die auf hier noch erhaltene eisbelastete Sedimente hinweisen. Das Pidinger Becken ist nach NE durch einen Felsrücken unter Schottern mit aufliegender Moräne abgeschlossen. Nach NW dehnt sich das Becken bis etwa Aufham-Graben aus.

²⁾ s. Fußnote S. 42.

³⁾ Die geoelektrischen Tiefensondierungen und ein Teil der refraktionsseismischen Messungen (Fallgewichtseismik) wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Rahmen der Erkundung der Soleführung im Untergrund ausgeführt (NLfB-Berichte Nr. 74451, Sachbear- beiter: Dipl.-Phys. H. Schubart und Nr. 78152, Sachbearbeiter: Prof. Dr. J. Homilius).

Die pleistozänen Eismassen flossen von S breitflächig über das Thumseegebiet, das Saalachtal und über den Hallthurmpaß (Bischofswiesener Achen-Tal) in die Bad Reichenhaller Talweitung. Die Eismächtigkeiten betrugen im Saalachtal etwa 1000 m, im Bad Reichenhaller und im Pidinger Beckenteil etwa 900—700 m über dem Felstalboden.

2.3. Hallthurm bis Winkl (Bischofswiesener Achenental), (Abb. 4c)

Dieses Alpenquertal ist zwischen dem Lattengebirge im W und dem Untersberg im E in den Unteren Ramsaudolomit eingetieft. Das Tal mit Übertiefungen von 50 m ist vollständig mit einer post- bis spätglazialen Deltaschüttung bis 100 m Mächtigkeit von S her aufgefüllt. Die Seetonfüllung südlich Hallthurm ist von inneralpinen Kreide- und Tertiärschichten eingerahmt, die jedoch im Taltiefsten nach den geophysikalischen Messungen zumindest weitgehend ausgeräumt sind.

Die pleistozänen Eismassen kamen über die Höhen des Toten Mannes und aus dem Berchtesgadener Becken. Die Eismächtigkeiten betrugen etwa 700 m über dem Felstalboden.

2.4. Tal der Ramsauer Ache (Abb. 4d)

Dieses Alpenlängstal liegt in einer ausgeprägten Störungszone (Überschiebungsbahnen) verschiedener (Decken-)Einheiten des Kalkalpins: In der Berchtesgadener Einheit im N (Toter Mann), in der im Talbereich der Ramsau vereinzelt und bei Schönau verbreitet aufgeschlossenen Hallstätter Einheit und in der Tirolischen Einheit (Hochkalter, Watzmann, Hoher Göll) im S. Die Talbildung ist aber auch auf die weicheren Gesteine, Mergel und Tonschiefer der tieferen Trias der erstgenannten beiden Einheiten und z. T. des Lias der letztgenannten Einheit zurückzuführen.

Im Gebiet SE des Taubensees mit verbreiteter Grundmoräne wurden unter dieser noch teils kiesige quartäre Ablagerungen bis in 100 m Tiefe gefunden.

Am Nordhang des Hochkalters reichen die als interglaziale oder älter eingestuftten Schotter (GANS 1978) bis über 300 m über den Talboden hinauf. Die Messungen ergaben bis 150 m mächtige, wasserfreie Schotter, aus deren hoher seismischer Geschwindigkeit ebenfalls eine Eisbelastung abzuleiten ist (siehe Kap. 1.1. letzter Absatz). Selbst im Bereich der Talmündung des Wimbachtals in das Tal der Ramsauer Ache sind einige 10 m eisbelastete Schotter vorhanden.

Auf der Moränenhochfläche von Oberschönau, die 50—70 m über dem Tal der Ramsauer und der Königsseer Ache liegt, wurden unter einer geringmächtigen Überschüttung mit jungen Schottern bis zu 100 m eisbelastete Schotter und Moränen gefunden.

Am Nordhang des Watzmanns liegen in einer Karmulde der Schapbach-Alm in einer übertieften Felsmulde knapp 100 m eisbelastetes Hangschutt- und Moränenmaterial.

Die aus den Alpenquertälern des Klausbachtals, des Wimbachtals und des Königsseetals hervordrängenden pleistozänen Eismassen von 800—1000 m Dicke konnten sich im Tal der Ramsauer Ache ausbreiten. Dieser Umstand mag unter anderem Ursache für die noch erhaltenen eisbelasteten Sedimente von beachtlicher Mächtigkeit sein.

2.5. Das Klausbachtal (Abb. 5a)

Dieses Alpenquertal liegt in der gleichen geologischen Situation wie das Tal der Ramsauer Ache: In einer Störungszone zwischen der Berchtesgadener Einheit im NW (Reiteralpe), der vermuteten Hallstätter Einheit (im Talbereich verborgen unter den Talsedimen-

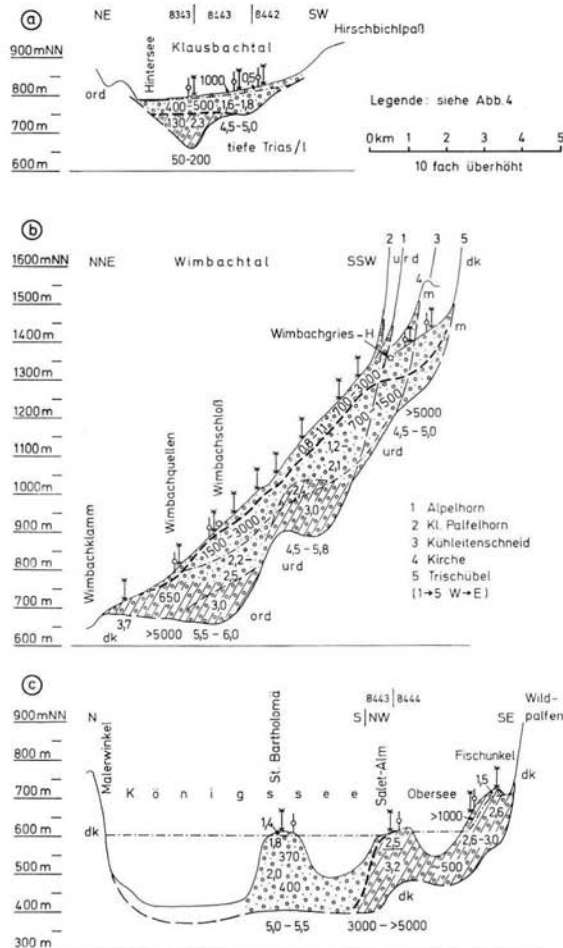


Abb. 5: Längsprofil durch das Klausbachtal, Wimibachtal und das Königssee-Obersee-Becken mit Verteilung der gemessenen km/s- und Ω m-Werte und der glaziogeologischen Interpretation.

ten) und der Tirolischen Einheit im SE (Hochkalter). Auch hier sind weichere Gesteine der tieferen Trias und des Lias mit als Ursache der Talbildung anzusehen.

Talaufwärts oberhalb des Hintersees wurden unter einer etwa 50 m mächtigen post-bis spätglazialen nicht eisbelasteten Schotterdecke noch 100 m eisbelastetes schluffiges Quartär gefunden, das in einem gegenüber der Felsbarriere aus Hallstätter Kalk und Ramsadulomit am Talausgang um 150 m übertieften Felsbecken abgelagert wurde. Als interessant ist noch zu vermerken, daß der Grundwasserspiegel, der im Hintersee zu Tage tritt, talaufwärts bis zu 10 m unter den Talboden absinkt, so daß der Klausbach hier über dem Grundwasser fließt.

Die pleistozänen Eismassen mit etwa 1000 m Dicke im Klausbachtal kamen auch aus S über den Hirschbichlpaß und flossen, eingezwängt zwischen den Wänden der Reitertalpe und des Hochkaltes, zum Taubenseegebiet, wo sie sich in verschiedenen Richtungen aufteilten.

2.6. Das Wimbachtal (Abb. 5b)

Ebenfalls ein Alpenquertal wie das Klausbachtal, ist es in den Scheitel einer Gewölbestruktur des Dachsteinkalkes eingegraben. Oberhalb des Wimbachschlosses liegt das Tal bereits im stratigraphisch tieferen Oberen Ramsaudolomit und im oberen Talbereich, dem Wimbachgries, im Unteren Ramsaudolomit bis Muschelkalk. In Höhe des Wimbachschlosses ist der Ramsaudolomit gegenüber dem Dachsteinkalk an Störungen stark herausgehoben; er bildet den oberen, als Großkar ausgebildeten Talabschnitt, während im Bereich des Dachsteinkalkes im unteren Talabschnitt ein typisches U-Tal mit steilen Wänden vorhanden ist. Der Schutt der Muren- bis Schuttstrom-artigen Talverschüttung (SCHLESINGER 1974) stammt im wesentlichen von der südlichen Gratkette aus Ramsaudolomit (Alpelhorn, Palfelhorn, Kühleitenschneid, Rotleitenschneid). Im gesamten Wimbachgries ist mit einem tiefliegenden Grundwasserspiegel zu rechnen, der erst am Nordende des U-Tales in den Wimbachquellen zu Tage tritt. Weiter talauswärts folgt die Wimbachklamm mit anstehendem Fels der Hallstätter Einheit, der jedoch zu beiden Seiten des Tals durch Quartär verdeckt ist. Durch Messungen westlich oberhalb der Klamm konnte ein früheres Tal größerer Breite neben der Klamm ausgeschlossen werden.

Aus dem fast geschlossenen Meßprofil im Wimbachtal ergibt sich, daß der Felstalboden talaufwärts stufenförmig ansteigt, wobei Stufenhöhe und Stufenabstand nach oben abnehmen, ebenso das Ausmaß der Übertiefungen vor den Stufenrändern. Die größte Eintiefung mit 300 m unter der heutigen Oberfläche liegt im Wimbachgries im Bereich der Talverengung beim Wimbachschloß. Hier ist ebenso wie nördlich vor der Wimbachklamm eine geringe Übertiefung in der Felstalsole von wenigen Zehnermetern vorhanden.

Es ist ein Zusammenhang zwischen den eiszeitlichen Gletscherzuflüssen aus den einzelnen Karen und den jeweils etwas talabwärts liegenden Eintiefungen bzw. Übertiefungen zu erkennen, wie er auch unter rezenten Gletschern und deren Vorfeld vielfach beobachtet wurde (VIDAL 1979: 7).

Die quartäre Talfüllung besteht aus Dolomitgrus, dem im untersten Talbereich Seekreiden in unbekanntem Ausmaß aus einem kurzfristigen Talabschluß durch Moränen eingelagert sind. Aus der Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten in der Talfüllung ergibt sich unter Berücksichtigung eines anzunehmenden Grundwasserspiegels folgende Gliederung:

1. Eine oberste, nicht eisbelastete Schicht von 0 bis 100 m Mächtigkeit (talauftwärts zunehmend);
2. eine wahrscheinlich eisbelastete Schicht von etwa 50 m Dicke mit Geschwindigkeiten von 1,0—1,5 km/s (nicht wassergesättigt, in Tiefen bis 100 m);
3. eine sicher eisbelastete Schicht mit Geschwindigkeiten $> 1,5$ km/s bzw. 2,3 km/s (nicht wassergesättigt bzw. wassergesättigt) bis in Tiefen von 150—200 m und
4. eine über den Übertiefungen im Fels liegenden Schicht mit hoher Geschwindigkeit.

Die pleistozänen Eismassen hatten im Wimbachgries keinen Zufluß aus den Zentralalpen. Auch war die Eisdicke mit 700—900 m relativ gering.

2.7. Das Königssee-Obersee-Becken (Abb. 5c)

Dieses langgestreckte Becken ist als Quertal in die Kalk- und Dolomitgesteine des generell nach N absinkenden Dachsteinkalkes und des Oberen Ramsaudolomits eingegraben. Das Königssee-Becken ist nach der Wassertiefe vor der Archenwand mindestens 200 m gegenüber der Felsbarriere am Nordende des Sees glazial übertieft. Durch den Schuttkegel von St. Bartholomä (Dolomitgrus aus dem Einschnitt zwischen Watzmann und den Ha-

chelköpfen) wird der See fast zweigeteilt. Nach den Messungen besteht der 200 m mächtige Schuttkegel durchgehend aus nicht eisvorbelastetem Material.

Zwischen Königssee und Obersee (Salet-Alm) wurden dagegen (ab Taltiefstem) bis zum Felsuntergrund in knapp 150 m Tiefe nur eisbelastete, kiesige Ablagerungen gefunden, wobei die unteren 100 m sehr hohe Geschwindigkeiten aufweisen, wie sie bisher nur für Grundmoräne gemessen wurden. Den eisbelasteten Lockersedimenten sitzen seitlich junge Schuttfächer auf.

Hinter dem Obersee wurden auf dem 100 m hohen Rücken zur hinteren Fischunkel ebenfalls eisbelastete, kiesige Sedimente bis in 150 m gemessen. Wie sich aus der Entwässerung der hinteren Fischunkel zum Obersee und im Gegensatz zum Aufstau des Obersees um 10 m über dem Königssee und den hohen Geschwindigkeiten ableiten läßt, sind die eisbelasteten Sedimente nur z. T. wasserdurchlässig und deshalb insgesamt als Moränen-artig anzusprechen.

Die pleistozänen Eismassen kamen vorwiegend vom Hochplateau des Steinernen Meeres und erreichten im Oberseebecken 1500 m Mächtigkeit, die auf 1200 m am Nordende des Königssees abnahm.

3. Glaziologische Folgerungen

3.1. Schurfarbeit der Würm-Gletscher

Mit den geophysikalischen Methoden und vereinzelt durch Bohrungen wurden zahlreiche eisbelastete Lockersedimentvorkommen in Talabschnitten der bayerischen Alpen und in Würm-Moränengebieten des bayerischen Alpenvorlandes nachgewiesen, die von den spätglazialen lokalen Gletschervorstößen sicher nicht mehr erreicht wurden (BADER 1978, 1979; FRANK 1979; JERZ et al. 1979). In unserem Untersuchungsgebiet des Saalachgletschers mit zuströmenden und abzweigenden Eisströmen liegen solche eisbelastete Vorkommen im Weißbachtal und Inzeller Becken, im Saalachtal und im Bad Reichenhaller und Pidinger Becken und im Tal der Ramsauer Ache. Von den Alpenquertälern des Klausbachs, des Wimbachs und des Königssees ist es nicht sicher, ob sie im Spätglazial nochmals oder wiederholt mit Eis gefüllt wurden. Zumindest für das Wimbachtal, das in 700 m bis 1400 m NN liegt, muß dies in Betracht gezogen werden. Die hier vorgefundene Geschwindigkeitsverteilung nach der Tiefe mit der nicht sicher einzuordnenden Schicht mit 1,0—1,5 km/s (nicht wassergesättigt) und etwa 50 m Mächtigkeit könnte auf eine lokale Vergletscherung im Wimbachtal im Spätglazial mit geringen Eismächtigkeiten zurückzuführen sein.

Trotz einer gewissen Verfälschungsmöglichkeit durch Eisbelastung von Lokalgletschern des Spätglazials müssen die meisten eisbelasteten Quartärvorkommen als von den Eisströmen der Würmeiszeit nicht erodierte Lockersedimente eingestuft werden. Es muß deshalb davon ausgegangen werden, daß die Würm-Vereisung nur die eigenen Vorstoßschotter und spätrißglazialen Sedimente ganz, teilweise oder überhaupt nicht ausschürfte, nicht jedoch eine merkbare Schurfarbeit am Felstalboden leistete. Im Gegensatz hierzu stehen die glazial erosiv übertieften Becken im Falstalboden, die — gemessen an der höchsten nachfolgenden Felsschwelle — beachtliche Tiefen auch im harten Kalkfels erreichen.

3.2. Ursachen der glazialen Übertiefungen im Felstalboden

Als glazialer Übertiefungsbetrag wird in dieser Arbeit die Übertiefung unter das präpleistozäne tiefst-mögliche fluviatile Niveau gerechnet, welches durch das Niveau der höchsten Felsschwellen in der Felstalsohle bestimmt wird. Im Untersu-

chungsgebiet und in westlich anschließenden früher untersuchten Gebieten Südbayerns sind diese Schwellen überwiegend unter dem Talquartär verborgen. Einige dieser Schwellenhöhen sind erbohrt (Sylvensteinenge, Felsenge bei Eschenlohe), die meisten jedoch geophysikalisch ermittelt, wobei eine eventuell vorhandene Klamm, wie sie in der Sylvensteinenge erbohrt wurde, nicht erkannt werden kann. Eine weitere Unsicherheit tritt bei der Festlegung des präpleistozänen tiefst-möglichen fluviatilen Niveaus auf, wenn die Eintiefungen im Felstalboden am rückwärtigen Talende mit größerem Gefälle des rezenten Talbodens liegen, wie im Untersuchungsgebiet im Weißbachtal mit 3 ‰ und im Wimbachtal mit 10 ‰ und in den rückwärtigen Talschlüssen, wie im Wimbachgries (pleistozänes Kar) und im Oberseebecken. Hier wurden z. T. weit über der Horizontalen (in Höhe der talauswärts nächst gelegenen Schwelle) liegende glaziale Übertiefungsbeträge angenommen.

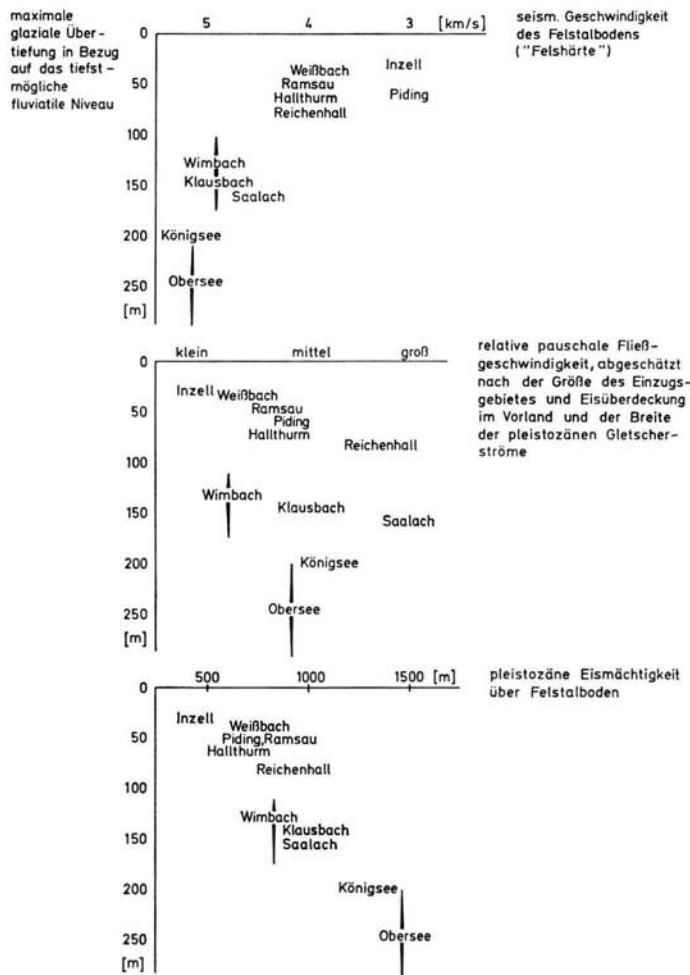


Abb. 6: Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletschergebiet in Abhängigkeit a) von der Härte des Felsbettes, b) von der pauschalen Fließgeschwindigkeit der Eisströme und c) von der Eismächtigkeit im Pleistozän.

Ohne den Bezug der Übertiefungen auf das oben definierte fluviale Niveau, das im Nährgebiet der pleistozänen Vereisungen generell steiler ist als im Zehrgebiet, kommt man zu einer Unterschätzung der glazialen Übertiefungen im Nährgebiet und findet wie v. HUSEN 1979: 20 die großen glazial übertieften Wannen bevorzugt im Zehrgebiet. Als hochglaziale Schneegrenze muß aber ein Wert von < 1500 m NN aufgrund der Lokalvergleiterschung angenommen werden. Damit liegen die größten glazialen Übertiefungen im bayerischen Teil des Alpennordrandes (BADER 1979: 54), das Becken zwischen Vorderriß und Sylvenstein (Isartal) und das Becken zwischen Farchant und Eschenlohe (Loisachtal), noch innerhalb des Nährgebietes, wie auch die größte erbohrte Übertiefung im Salzburger Becken (3 km südöstlich Hallein, v. HUSEN 1979: 11).

Setzt man die bekannten glazialen Übertiefungen der Alpentäler des gesamten bayerischen Alpennordrandes in Beziehung zur geologisch-morphologischen Situation, so findet man die großen glazialen Übertiefungen auch nicht an die Talbereiche mit pleistozänen Gletschern gebunden. Ihre Lage wird vielmehr durch das Auftreten von Schwellen in der Felstalsole festgelegt, wobei die Lage der Schwellen mit wenigen Ausnahmen im Bereich von mehr oder weniger stark ausgeprägten Talverengungen liegen. Die hier aufgeschlossenen Gesteinsschichten bestehen meist erkennbar aus härteren Gesteinen. So werden die Talverengungen und Schwellen im Untersuchungsgebiet aufgebaut z. B. von härteren Schichten des Unteren Ramsaudolomits (5,0 km/s an der Talenge gegenüber 4,5 km/s am Beckengrund) am Talausgang des Saalachtals südlich Bad Reichenhall, von den härteren Schichten des Hallstätter Kalkes und des Unteren Ramsaudolomits (gegenüber den weichen Schichten der tieferen Trias und des Lias) am Talausgang des Klausbachtals und den härteren Kalkschichten des Dachsteinkalkes (gegenüber dem brüchigen Ramsaudolomit) am Talausgang des Wimbachtals und des Königssees.

Daß jedoch Härteunterschiede nicht direkt die ausschlaggebende Ursache für die Bildung der großen Übertiefungen sein können, sondern andere — mit der Gesteins Härte über die Morphologie gekoppelte — Ursachen, wie Fließgeschwindigkeit und Mächtigkeit des Eisstromes, wirksamer sind, ergibt sich aus Abb. 6a. Auch die pauschale Fließgeschwindigkeit des Eisstromes kann, wie sich aus der Bildung von Schwellen bevorzugt im Bereich von Talverengungen ableiten läßt, nicht als die am stärksten wirksame Ursache für die großen Übertiefungsbeträge sein (Abb. 6b). Jedoch wird man der lokalen Kriechgeschwindigkeit des Eises an der Grenze zum Gestein eine ausschlaggebende Rolle zubilligen.

Die Eismächtigkeit dagegen zeigt eine strenge Beziehung zur Größe der glazialen Übertiefung (Abb. 6c), die den Schluß zuläßt, daß die Eismächtigkeit — von den pauschal faßbaren — die wirksamste Größe für Bildung der großen Übertiefungen ist. Hinzu kommt, daß die Eismächtigkeit mit dem Übertiefungsvorgang zunimmt, also eine sich selbst verstärkende Wirkungsgröße darstellt.

Die Eismächtigkeit allein als sozusagen potentielle Wirkungsgröße leistet natürlich erst bei einer gewissen lokalen Kriechgeschwindigkeit des Eises über der Gesteins Oberfläche eine Schurarbeit, die je nach Felshärte zu einem mehr oder weniger großen Gesteinsabtrag führt. Die 3 Wirkungsgrößen Eismächtigkeit, Kriechgeschwindigkeit und Felshärte bestimmen demzufolge in starker Abhängigkeit voneinander das Ausmaß der glazialen Exaration. Es ist anzunehmen, daß die lokale Kriechgeschwindigkeit an der Eisstromuntergrenze im Bereich von Hindernissen wie Talengen und starken Talkrömmungen (Extrembeispiel: Klamm im Bereich eines Talversatzes) erniedrigt ist und gegen Null gehen kann. Der Eisstrom wird diesen Hindernissen ausweichen, indem seine tiefen Eismassen nach oben drängen und zu höheren Fließgeschwindigkeiten im oberen Teil des Eisstromes führen. Dies ist neben der meist erkennbar vorhandenen größeren Felshärte

eine weitere Ursache für die Verknüpfung der Felsschwellen mit Talengen und starken Talkrümmungen. Die Übertiefungen liegen aus diesem Grunde vornehmlich in den geraden und schwach gekrümmten Talabschnitten. Der Exarationsbetrag im Bereich der Übertiefungen zeigt also die normale, ungehinderte Schürfleistung eines Eisstromes an, welcher allerdings erst durch die Felsschwellen in der Felstalsohle als ein Mindestbetrag ablesbar wird.

Bemerkenswert ist noch, daß es eine Begrenzung der Übertiefung geben wird, da mit zunehmender Übertiefung zwar die Eismächtigkeit wächst, aber damit auch die lokale Kriechgeschwindigkeit am Boden durch die Querschnittsvergrößerung des Eisstromes abnimmt.

4. Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1973): Geophysikalische Untersuchungen, in: DOBEN, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell: 91—94; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 49—61; Hannover.
- & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseeal (Oberes Allgäu). — *Geol. Jb.*, **A 46**: 25—45; Hannover.
- DEPPERMAN, K., FLATHE, H., HALLENBACH, F. & HOMILIUS, J. (1961): Die geoelektrischen Verfahren der angewandten Geophysik, in: BENTZ, A.: *Lehrbuch der Angewandten Geologie*, Kap. 4.4: 718—804; Stuttgart (Enke).
- DOBEN, K. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell. — München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- EXLER, H. J. (1979): Der unterirdische Abfluß von Sole im Quartär des Reichenhaller Beckens. — *Geol. Jb.*, **C 22**: 51—71; Hannover.
- FLATHE, H. & HOMILIUS, J. (1973): Geophysik. — in: SCHNEIDER, H.: *Die Wassererschließung*, Kap. 4: 201—373; Essen (Vulkan-Verlag).
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers, neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den alpinen Tälern, im Gebiet des „Murnauer Schotter“ und im „Tölzer Lobus“. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 77—99; Hannover.
- GANSS, O. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 667 Bad Reichenhall. — München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HUSEN, D. VON (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 9—22; Hannover.
- JERZ, H. (1979): Das Wolfratshausener Becken und seine glaziale Anlage und Übertiefung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 63—69; Hannover.
- , BADER, K. & PRÖBSTL, M. (1979): Zum Interglazialvorkommen von Samerberg bei Nußdorf am Inn. — *Geologica Bavarica*, **80**: 65—71; München.
- SCHLESINGER, B. (1974): Über die Schutteinfüllung im Wimbachgries und ihre Veränderung. — *Münchener Geograph. Abh.*, **14**: 74 S.; München.
- VIDAL, H. (1979): Glaziale Übertiefung unter rezenten Gletschern und deren Vorfeld. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 5—8; Hannover.
- WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpen Nordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina. — *Heidelb. Geogr. Arb.*, **38**: 158—178; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 8. 8. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	53—64 4 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken*)

JOSEF GAREIS **)

Critical review, theoretical model, ice-stream network, remanent, glacial erosion, intramontane basin, drainage, moraine, dead ice, gully, terrace, Upper Pleistocene (Würmian), index map.

Eastern Alps (Inner-Alpine Basins).

Geographical coordinates: N 46 00 00 N 47 30 00 E 015 00 00 E 008 20 00

Kurzfassung: Das Modell vom „Rückzug“ der würmzeitlichen Alpengletscher bedarf der Korrektur. Die kontinuierlich abschmelzende Gletscherzunge, die bei kurzfristigen Klimaveränderungen im Spätglazial lokal vorstößt, dann aber wieder langsam die Talung räumt, kann nicht jeden Abschnitt des ehemaligen Eisstromnetzes repräsentieren. Ein erster Arbeitsbericht stellt einen andersartigen Eisschwund in Form von gewaltigen, stagnierenden Gletscherzungen vor. Diese plombierten, um- und überschottet als Toteis, die Becken von Bad Mitterndorf (Steirisches Salzkammergut), von Feltre und Belluno (Provinz Belluno, Italien) und die Talung von Sargans bis zum Walensee (Kanton St. Gallen, Schweiz). Obwohl die Untersuchungsgebiete innerhalb der Alpen unterschiedliche Lagen (in bezug auf Eislieferung, Transfluenzen, Vorlandgletscher) einnehmen, zeigen sie Gemeinsamkeiten:

- Die angesprochenen Becken wurden präglazial als intramontane Ebenen (BÜDEL 1980) angelegt.
- Die Erosionsleistung der durchziehenden Eismassen ist erstaunlich gering.
- Stagnierendes Eis war durch hoch aufragende Südumrandungen beschattet und damit unverhältnismäßig lange vor dem endgültigen Abtauen bewahrt.
- Somit ist Toteis verantwortlich für die Bildung von Umfließrinnen innerhalb der Grundmoräne der Hänge, für eine Fülle von getrept angeordneten Randterrassen und letztlich für die heutige Art der Beckenentwässerung.

[Remnants of the Ice-Stream Network in Inner Alpine Basins]

Abstract: The model of the "retreat" of the Würm alpine glaciers needs to be revised. The glacier tongue which, in its state of continual ablation, advances during temporary periods of climatic depressions in the Late Glacial and then slowly recedes from the valleys cannot be found in every section of the ice-stream network.

This first report posits a different type of ice diminution in the form of mighty, stagnant glacier tongues. The latter filled the basins of Bad Mitterndorf (Styrian Salzkammergut), of Feltre and Belluno (Province of Belluno, Italy) and the valleys from Sargans to the Walensee (Canton of St. Gallen, Switzerland) with dead ice, covered and surrounded by stones and gravel. Although the areas investigated occupy different situations in the Alps, they do share certain features in common:

- The afore-mentioned basins were formed in pre-glacial times as intermontane plains (BÜDEL 1980).
- The erosion caused by the passage of the ice masses is surprisingly small.
- The stagnant ice was shaded by high edges on the southern side and was thereby protected for a relatively long time against final ablation.
- As a result dead ice is responsible for the formation of diversion gullies in the moraine of the slopes, for a large number of terraces arranged in a step-like formation and finally for the sort of basin drainage to be found there today.

*) Der Bayerischen Akademie der Wissenschaften und ihren Kommissionen für Geomorphologie und Glaziologie sei an dieser Stelle für ihre Reisebeihilfen gedankt.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. Josef Gareis, Hangstraße 9, D-8752 Winzenhohl.

1. Untersuchungen über den Eisabbau im nördlichen Alpenvorland und in den Alpenpforten

Die Vorstellung von der Räumung des nördlichen Alpenvorlandes von den Eismassen der Würmvergletscherung hat sich in den letzten Jahrzehnten stark gewandelt. Es gelang den einzelnen Bearbeitern nicht, die Fülle der von ihnen aufgestellten Rückzugsstadien nach den Hauptrandlagen längere Zeit zu vertreten.

Auch C. TROLL, der noch 1925 sein Ammersee-Stadium mit Stillstandslagen etwa bei Weilheim (Ammersee-Lappen) und Stephanskirchen (Inngletscher) veröffentlicht hatte, erkannte später, daß die Gletscherzungen keinesfalls an der Grenze zwischen Zweig- und Stammbecken ihr Abschmelzen unterbrachen oder gar durch einen vermehrten Einnachschub kurzzeitig vorstoßen konnten. Er räumte vielmehr der stagnierenden, zerfallenden Gletscherzunge in seinen Überlegungen bald darauf bereits breiten Raum ein (TROLL 1936/38). Mehr und mehr wurde die morphogenetische Bedeutung der bewegungslosen Eismassen bei ihrer Umschotterung und späterem Ausschmelzen erkannt. Der Blick auf einen andersartigen Eisschwund im Vorland war freigeworden. Acht größere und kleinere Toteisfluren, Systeme aus Randterrassen, Oszügen, Kamesterrassen, seenerfüllten Niederungen und begleitenden Drumlinfeldern bezeugen zwischen Lech und Salzach den exzessiven Zerfall der spätglazialen Gletscherzungen, der den Eisabbau im Vorland einleitete. Natürlich sind die Spuren dieses Eisschwundes dort besonders gut erhalten, oder überhaupt einer weiteren Überformung entzogen worden, wo größere postglaziale Flüsse fehlen oder Entwässerungsbahnen noch vor dem endgültigen Abschmelzen des Toteises abgelenkt wurden. Es zeigte sich eine Abhängigkeit des Eiszerfalls von der Belieferung des Vorlandgletschers über hohe Transfluenzspässe und dem Vorkommen harter, quergestellter Riegel, die den weiteren Weg des Eises hemmten (GAREIS 1978).

Derartige, äußerst langsam von oben nach unten, aber kaum seitlich abschmelzende Eisreste blockierten, von Sediment eingehüllt, als Toteis auch die Mündungstäler der Chiemgauer Alpen in das Vorland (GAREIS 1979).

Diese extreme Art des Eisschwundes ist nicht die einzige Möglichkeit, um die Räumung des Alpenvorlandes nach der Würmvereisung zu erklären, da hierfür an das Relief der zuführenden Talungen und der Beckenböden besondere Bedingungen geknüpft sind. Andererseits aber kann der sich — begleitet von kleineren Vorstößen — „zurückziehende“ Gletscher nicht der Regelfall sein. Hinter diesen Schwankungen ein System zu suchen, ist bis heute, wie bereits früher (u. a. RATHJENS 1954) vermutet, nicht gelungen. Rückzugsphasen konnten innerhalb der einzelnen Vorlandgletscher nicht miteinander verglichen werden.

Ungeklärt ist bis heute die Frage nach der unterschiedlichen Reaktion der einzelnen Gletscher auf die Klimaänderung, die zum Maximalvorstoß führte. Wenn hierbei ein zeitverschobenes Vorrücken auf Grund etwa der unterschiedlichen Lage der jeweiligen Nährgebiete erörtert wird, so ist es schwer vorstellbar, daß Klimaschwankungen des Spätglazials einheitliche lokale Vorstoß- und Abschmelzphasen ausgelöst haben könnten. Der beginnende Abbau des Eisstromnetzes im Innern der Alpen hat erst recht örtliche Einflüsse auf die Gletscherstirn zum Tragen gebracht. Eine neue Abhandlung über spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (FRAEDRICH 1979) kommt u. a. zu dem Ergebnis, daß offensichtlich auch die heutige Vereisung der einzelnen Gebirgsstöcke nach jeweils eigenen Gesetzen abläuft.

Auffallend ist daher das Verhalten des west-alpinen Aare-Gletschers, wie es ZIENERT (1979) anzeigt. In seinem Mündungsabschnitt zwischen Thun und Bern soll der aktive Gletscher 14 Halte bzw. kleinere Vorstöße eingelegt haben. Innerhalb der Alpen selbst

werden noch 11 weitere Gletscherstände festgestellt. Dieser Gegensatz zwischen einem bis in das Holozän aktiven, mit oszillierender Zunge zurückweichenden Aare-Gletscher und den frühzeitig bewegungslos gewordenen Eisloben im nördlichen Vorland und in den Pforten der Ostalpen gab den Anstoß zu einer Bearbeitung des Eisschwundes innerhalb der Alpen. Erste Beobachtungen und Ergebnisse können bereits vorgestellt werden.

2. Eisschwund in inneralpinen Becken

Eine Abhandlung über stagnierende Gletscherzungen im Bereich des Yellowstone National Parks (USA), welche die bereits angeführten Ursachen des Eiszerfalls im Alpenvorland bestätigen hilft, berichtete erstmals umfassend über den Abbau eiszeitlicher Gletscher innerhalb eines Hochgebirges (RICHMOND 1969). Nach RICHMOND erfolgte zunächst ein Niedertauen des Eisstromes in den Transfluenzen, was die Toteisbildung jenseits dieser Pässe zur Folge hatte.

Riesige Toteisfluren entdeckte J. BÜDEL in den Tälern British-Kolumbiens (Kanada), also ebenfalls innerhalb des Gebirges (BÜDEL 1977).

Die vorliegende Untersuchung wählte drei inneralpine Becken (Abb. 1) als Arbeitsgebiet, um zu prüfen, inwiefern auch in den Alpen Teile des Eisstromnetzes stagnierten. Die Becken von Bad Mitterndorf (Steiermark), von Feltre und Belluno (Venezianische Alpen) und von Sargans bis zum Walensee (Kanton St. Gallen) zeigten ideale Voraussetzungen.

In ihnen untersuchte BÜDEL gleichzeitig Spuren des präglazialen Reliefs (BÜDEL 1980). Seine Ergebnisse werden in Kürze veröffentlicht. Die Genese dieser Becken als intramontane Ebenen darf in diesem Vorbericht bereits dankenswerterweise übernommen werden.

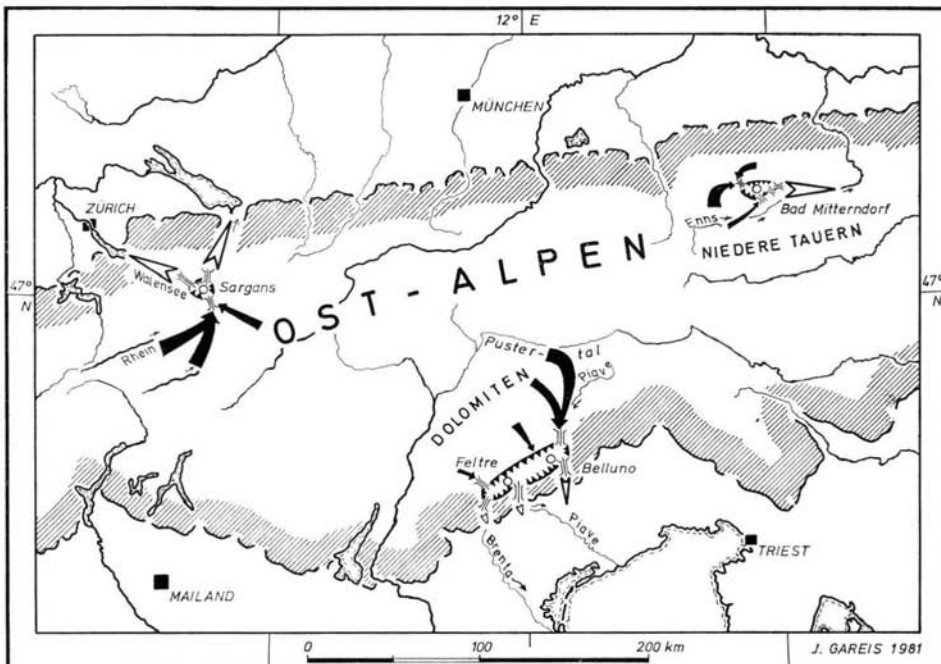


Abb. 1: Die Lage der untersuchten inneralpinen Becken. Eislieferung und Eisabfluß.

Derartige vor-eiszeitlich angelegte Wannen füllten sich bereitwillig mit Eis. Das Relief ihrer Böden hemmte aber die Bewegung. Engtalstrecken erschwerten zudem den Abfluß in andere Talungen oder in das Vorland. Die W—E-Ausrichtung der Becken ermöglichte den teilweise mit Schottern abgedeckten Toteisloben eine schattig-geschützte Lage durch südlich aufsteigende Gebirgskämme.

Dem Becken von Sargans kommt dabei besonderes Interesse entgegen, da in seinem westlichen Abschnitt bereits drei spätwürmzeitliche Gletscherstände auf einer Distanz von nicht einmal 2 km kartiert sind (HANTKE 1968).

Bis auf wenige Ansätze fehlen Hohlformen, die durch Toteisblöcke ausgespart wurden, wie sie für den exzessiven Eiszerfall des nördlichen Vorlandes zwischen Lech und Salzach typisch sind. Vielmehr mußten Umfließungsrinnen innerhalb der Grundmoräne an den Beckenrändern und — im fließenden Übergang dazu — Randterrassen, angelegt zwischen stagnierendem Eis und der Moräne, ausgewertet werden.

Ein Grund für die Stagnation der Gletscherzungen im Vorland war ihre geringe Mächtigkeit, die eine Bewegung nicht mehr zuließ. Diese ausgedünnten Eismassen zerbrachen in eine Vielzahl von Klötzen und Blöcken. Die bewegungslosen Zungen in den inneralpinen Becken hingegen hatten eine Mächtigkeit von über 200 m. Derartige Eisloben konnten nicht vollständig zerbrechen, da im Gegensatz zum Vorland das randlich Anstehende ein Auseinanderweichen verhinderte. Die Eismasse blieb erstaunlich geschlossen. Die spätglaziale Entwässerung der Becken mußte seitlich, an der Blockade vorbei, geschehen. Ohne diese langfristige Sperre der Wannen ist der heutige, derartig widersprüchliche Abfluß der Bäche und Flüsse nicht zu erklären.

2.1. Das Becken von Bad Mitterndorf

Im N des Ennstales erstreckt sich annähernd in W—E-Richtung eine etwa 20 km lange Talung, die in ihrer größten Breite von 4 km der Weite des Ennstales entspricht. Die heutige Hydrographie zeigt jedoch keine einheitliche Abflußrichtung, sondern lediglich vier größere Bäche, die das Becken durch drei verschiedene Auslässe (Abb. 2) entwässern.

Das Eisstromnetz des Würm benutzte zwei Talpässe (Radlingpaß und heutiges Tal der Kainisch Traun) in Richtung des Beckens von Bad Aussee und damit als Verbindung zum Traungletscher. Zwei weitere Talengen im S und E („Durch den Stein“ und Tal des Grimming-Baches) können als Pforten zum Enns-Gletscher angesehen werden. Eine weitere eiserfüllte Furche führte über das Gebiet des heutigen Wörschachwald noch weiter im E in das Ennstal.

Die Füllung des Beckens mit Eis durch Lokalgletscher des Toten Gebirges im N und der Dachsteingruppe im SW wurde unterstützt durch Transfluenzen. PENCK und BRÜCKNER vermuteten eine größere Eislieferung vom Enns-Gletscher auf ungewöhnlich breiter Front zwischen Kemet-Gebirge und Grimming (PENCK & BRÜCKNER 1901—1909). Dieser Nachschub war also nicht allein auf den Talpaß „Durch den Stein“ beschränkt. Ein derartiges Überströmen des Eises nach N ist wahrscheinlich durch eine zweifache Art der Ablenkung begünstigt worden. Unmittelbar südlich der Transfluenz teilte der Gröbminger Mitterberg den Strom des Ennstal-Gletschers und beeinflusste einen Teil des Eises. Zudem wurde die Eismenge im Ennstal selbst durch Zufuhr aus den Seitentälern der Niederen Tauern vermehrt (LICHTENBERGER 1956).

Wenngleich die Ursachen der glazialen Erosion bis heute noch nicht letztlich geklärt sind, so kann doch bereits das Fehlen eines größeren, durchziehenden Eisstromes für die geringe Ausräumung des Beckens verantwortlich gemacht werden. Eine Rippe aus Anstehendem durchzieht den Ostteil des Beckens in Längsrichtung (Abb. 2). Sie ist ummantelt

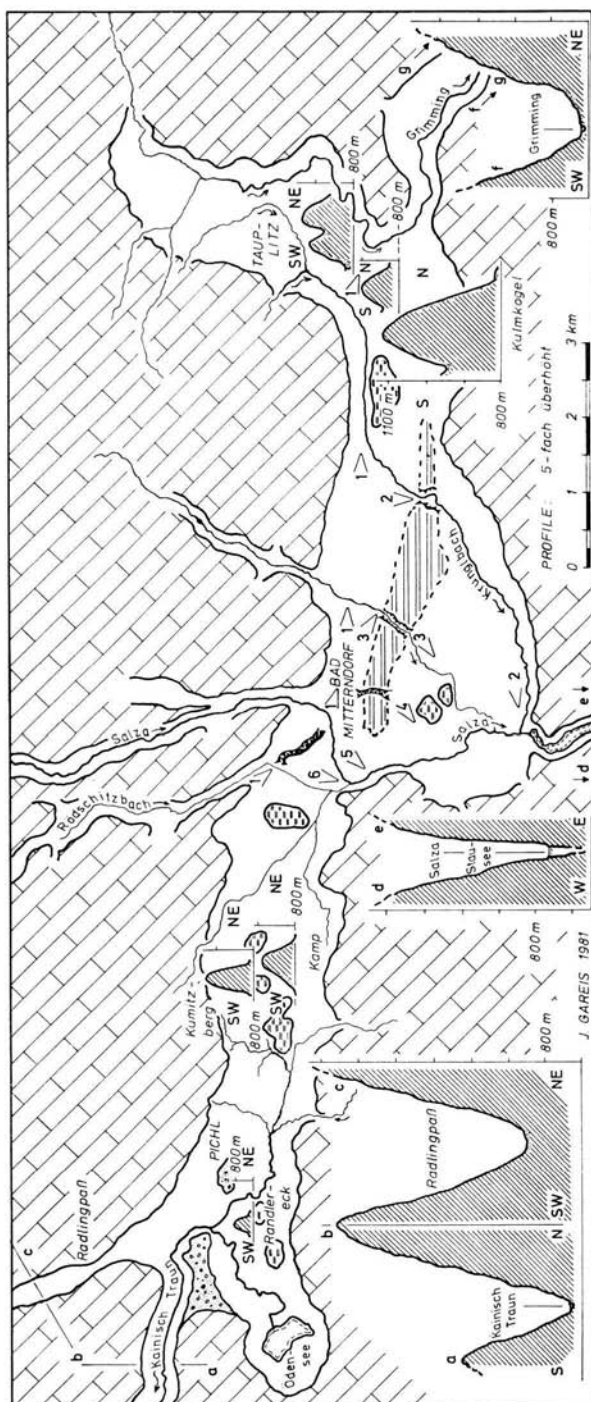


Abb. 2: Das Becken von Bad Mitterndorf. Entwicklung der postglazialen Entwässerung.

mit bereits stark verbackenen, mindestens rißzeitlichen Schottern, die besonders östlich der Haltestelle Bad Mitterndorf—Heilbrunn südlich der Bahnlinie erschlossen sind. Eine starke Eislieferung vom Enns-Gletscher hätte wenigstens die Schotter abräumen müssen, da sie auf der dem Gletscherstrom zugewendeten Seite des Riegels und zudem direkt vor der Mündung der Transfluenz liegen. Was dem Eis nicht gelang, war den spätglazialen Schmelzwässern möglich. Sie brachen im Zuge der Umfließungsrinnen drei nahezu 10 m tiefe Kerben in den Riegel.

Das Eis muß bereits eine weite, intramontane Ebene angetroffen haben. Zahlreiche Kuppen aus Anstehendem, die den Grund des heutigen Beckens überragen, wurden von J. BÜDEL als Inselberge angesprochen. In ihren Formen (dargestellt anhand von Profilen in Abb. 2) gleichen sie nicht glazigenen Rundhöckern, wohl aber fossilen, tropischen Inselbergen, wobei der Kumitzberg im Westteil des Beckens nahezu die Gestalt eines „Glockenberges“ zeigt. An ihm und am Randleck, am Westausgang des Beckens, tritt das Anstehende unmittelbar zutage. Der Moränenschleier der übrigen Kögel beträgt nur wenige Dezimeter Mächtigkeit. Bei den Erhebungen südlich der Ortschaft Tauplitz (Abb. 2) sind es nur wenige Zentimeter von Grundmoräne.

Die Lage dieser präglazial ererbten Kegel gibt Aufschluß über die Art des Eisschwundes. Kumitzberg und Kamp riegelten den Westteil des Beckens ab (Abb. 3). Der Kulmkogel sperrte mit den drei namenlosen Erhebungen südlich von Tauplitz nach der Art der Zinken eines Rechens das Becken nach E hin ab. Da der Eisstrom in dieser Wanne nie beträchtlich war, kam er durch die genannten Hindernisse um so eher zum Erliegen. Das bereits bekannte Aussetzen der Lieferung durch Niedertauen des Eises in den Transfluenzen ließ den Gletscher ebenfalls erlahmen.

Die Profile von Salza- und Grimmingtal (Abb. 2) zeigen keinerlei glazigene Weitung. Ein Abfluß des Eises (zur Räumung des Beckens) durch diese Engpässe war erschwert. Das stagnierende Eis blieb einem langsamen Abschmelzen von oben nach unten ausgesetzt.

Aber auch die Eisblockade dieser südlichen und südöstlichen Talausgänge selbst muß äußerst lange angedauert haben. Die an manchen Stellen über 1000 m tief eingeschnittene Schlucht des Salza-Abflusses erhält an ihrer Sohle stellenweise, wenn überhaupt, nur an wenigen Stunden des Tages direkte Sonnenbestrahlung. Das Eis war demnach in dieser Art von „Keller“ bestens bewahrt. Ebenso konserviert lag ein Eispfropfen unmittelbar unter der Nordostwand des Grimming und behinderte den Abfluß des Wassers aus dem Ostteil des Beckens zur Enns.

Die heutige Entwässerung kann durch diese Toteissperren in Verbindung mit bewegungslosen Eisloben im Becken erklärt werden.

Die in der Kiesgrube nordöstlich des Ödensees erschlossenen Schotter (Abb. 2) belegen mit ihrer Deltaschichtung einen Eisstausee, dessen Spiegelhöhe etwa bei 810 m lag. Zunächst jedoch waren die Schmelzwässer um rund 20 m höher gestaut. Die Transfluenzen zu beiden Seiten der Hohen Radling (Profil a - b - c in Abb. 2) blieben durch die Nähe des Traungletschers lange eiserfüllt. Ein Abfluß nach W konnte erst wesentlich später erfolgen. Der Eispfropfen in der Schlucht der heutigen Salza-Enge (Profil d - e) verhinderte ebenfalls eine Entwässerung nach S. Der Überlauf am Ostausgang des Mitterndorfer Beckens machte aber ein weiteres Ansteigen des Seespiegels unmöglich. Die Scheitelhöhe dieser flachen Rinne südlich von Tauplitz liegt in 830 m Höhe und ist durch Verkehrsbauten (u. a. Bahnhof Tauplitz) umgestaltet. Das breitere Grimming-Tal (Profil f - g in Abb. 2) gestattete trotz Toteisverbauung den Abfluß zur Ennstalung.

Der Stausee erklärt auch, weshalb an der Beckensohle, besonders im Ostabschnitt, den das Wasser in Richtung Überlauf durchfließen mußte, Terrassensysteme, ja sogar Reste

davon fehlen. Die postglaziale Materialzufuhr von N her hob die Sohle in diesem Bereich zudem an. Bacheinschnitte zeigen dünne Lagen limnischer Sedimente im Liegenden. Seetone und randliche Einschüttungen wurden im Westteil bereits früher bei anderer Aufgabenstellung für die „Quartärgeologische Karte des Ennstales“ (VAN HUSEN 1968) und die „Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Reiß-Endmoränen“ (VAN HUSEN 1977) erfaßt.

Stagnierende Eisloben konnten von den Wassermassen aus dem Westteil des Beckens randlich umflossen werden. Sie trennten allerdings nach dem Absinken des Seespiegels einzelne Teilseen voneinander. Der Westsee blieb lange bei einer Wasserhöhe von 810 m. Der Abfluß durch das jetzige Tal der Kainisch Traun muß zu dieser Zeit in Funktion getreten sein. Schmelzwässer aus der Talung des Radlingspasses entledigten sich am Beckenrand ihrer Fracht. Das Delta am Ödensee läßt eine Schüttung nach SE erkennen. Die südlich von Pichl erschlossenen Schotterkörper sind der gleichen Akkumulationsphase zuzuordnen.

In diesem verwirrenden hydrographischen System verdeutlichen die verschiedenen Abflußbahnen des Rödschitzbaches die Art des Eisschwundes im Umkreis von Mitterndorf und die damit verbundene Genese der heutigen Beckenentwässerung.

Das Tal dieses Baches setzt sich an der Stelle des Eintretens in das Becken, nahezu in rechtem Winkel abknickend, in einer gewundenen, trockenliegenden Rinne nach SE fort. Diese verläuft im Abstand von 10 m bis 50 m vom Beckenrand innerhalb der Grundmoräne, bevor sie sich in der Randbebauung von Bad Mitterndorf verliert. Die scharfen Ober- und Unterkanten der Böschungen, sowie die Breite dieser Umfließungsrinne (Abb. 3)



Abb. 3: Die Umfließungsrinne im W von Bad Mitterndorf. Den Westteil des Beckens sperren Kamp (Anstieg am linken Bildrand) und Kumitzberg. Blickrichtung: WNW.
(Photo v. Verf.: 8. August 1979.)

bezeugen einen kräftigen Wasserlauf, der, von N kommend, das Becken selbst nicht erreichen konnte. Der stagnierende Eislobus, der dies verhinderte, lag sehr dicht am nördlichen Anstieg der Grundmoräne an und muß in sich äußerst kompakt gewesen sein. (Die heutige Rinnenform und die Höhe ihrer Sohle entstanden erst während der einzelnen Phasen der beschriebenen Entwässerung nach Absenkung des Seespiegels.)

Zunächst erfolgte der Abfluß des Rödschitzbaches zum Überlauf im E (Abfluß 1 in Abb. 2). Das Toteis in der Salzaschlucht wurde aber im Laufe der Zeit doch durchlässig. Südlich der Schwelle von Bad Mitterndorf blockierte hingegen ein weiterer Eislobus den direkten Weg. Zu diesem Zeitpunkt kann es keinen einheitlichen See im Bereich des gesamten Beckens mehr gegeben haben. Unterschiedliche Spiegelhöhen der Teilseen sind möglich. Infolge des Absenkens des östlichen Sees durch den neuen Abfluß durchbrachen die bisher nach E strömenden Wässer die Schwelle beim heutigen Weiler Graben (Abfluß 2) und umgingen den Eislobus im S. Diese Umlenkung einer peripheren Entwässerung in eine zentripetale erklärt den postglazialen Verlauf des Krunglbaches. Er entspringt wie der Grimmbach im äußersten NE des Beckens, betritt aber die eigentliche Sohle diesseits der Überlaufschwelle. Ein Absenken des Seespiegels mußte ihn nach W leiten. An drei weiteren Stellen brach das Wasser aus den nördlichen Seitentälern den Riegel auf (Abflüsse 3 bis 5), wobei jeweils durch den poröser werdenden Toteisblock im S ein gefällsreicherer Weg gefunden wurde.

Eine derartige genaue Ausgliederung der nacheinander benutzten Rinnen ist jedoch nicht in erster Linie für die Fragestellung wichtig, sondern die Feststellung, daß erst nach allen diesen Umleitungen der direkte Weg in das Becken (Abfluß 6) frei wurde. Erst dann verlor die Umfließungsrinne im W von Mitterndorf ihre Funktion. Dies ist der Beweis, daß auch in inneralpinen Becken bewegungsloses Eis unverhältnismäßig lange lateral nicht wich.

2.2. Das Becken von Feltre und Belluno

Ebenfalls präglazial als intramontane Ebene geschaffen, weitet sich im N der Venezianischen Alpen das Tal des Piave zu einem Becken von über 50 km Länge und maximal 10 km Breite. An das System des Mitterndorfer Beckens erinnert ferner die Anlage in Gebirgslängsrichtung, die auch hier in Dreizahl vertretenen Hauptausgänge und der Fluß selbst, der nicht auf direktem Weg, in Fortsetzung seines Durchbruchtales, die Wanne wieder verläßt, sondern erst, nachdem er fast die gesamte Länge des Beckens durchgemessen hat, durch den zweiten Ausfluß das Vorland erreicht (Abb. 1).

Der würmzeitliche Piave-Gletscher allerdings konnte in geradlinigem Vorstoß über den Paß südlich des Lago di Santa Croce das Vorland mit Eis versorgen, während die Zungen in den beiden westlichen Pforten des heutigen Piave- und Brenta-Durchbruches steckenblieben. Ein hoher Anteil des Piave-Eises hat demnach nur randlich im E das Becken erreicht, um es sogleich wieder in Richtung S zu verlassen. PENCK und BRÜCKNER ermittelten östlich Belluno eine Eishöhe von etwa 1200 m, welche auf rund 900 m über dem heutigen Feltre absinkt (PENCK & BRÜCKNER 1901—1909). Diese Abnahme der Eismächtigkeit nach W zu macht verständlich, weshalb der Gletscher den Piave-Durchbruch nicht vollständig durchstoßen konnte. Der geringe Eistransport durch den Hauptteil des Beckens erklärt auch die geringfügige Ausräumung. Zwischen Feltre und Belluno tritt überall das Anstehende in langgezogenen Rippen und flachen Kuppen zutage, so etwa besonders auffallend um Busche und östlich von Bribano. Das Eis konnte die betreffenden Gesteine allenfalls polieren, nicht aber erodieren. Bereits PENCK und BRÜCKNER erwähnten die geringe Mächtigkeit der Grundmoränendecken.

Ein Eisrückzug im herkömmlichen Sinne ließe Endmoränen erwarten. Derartige Eisrandlagen konnten bei den Begehungen nicht einmal in Ansätzen ausgemacht werden.

Dagegen sind die Nord- und Südhänge überprägt von teilweise äußerst schmalen Ab-sätzen, welche oft bis zu fünf-fach übereinander getrept sind. Die Grundfläche der meisten Verebnungen ist annähernd dreiecksförmig. Nach 100 m bis 300 m streichen sie über scharfen Kanten blind aus. Anstehendes Gestein wurde auf diesen Flächen nirgends gefunden. Ein oft mächtiger Schotterkörper mit guter Bodenbildung im Hangenden schließt eine Deutung als fluvio-glaziale Erosionsgesimse aus. Es liegen eindeutig Randterrassen vor. Ihre relative Höhe (bis zu 200 m über dem Beckenboden) läßt auch am Südrand der Ostalpen auf eine riesige, stagnierende Gletscherzunge schließen, die von oben nach unten abschmolz und dabei am Hang scheinbar lateral zurückwich. Dieser Prozeß schuf immer tieferliegende Umfließungsrinnen zwischen Eis und Grundmoräne, die dabei völlig umgelagert wurde.

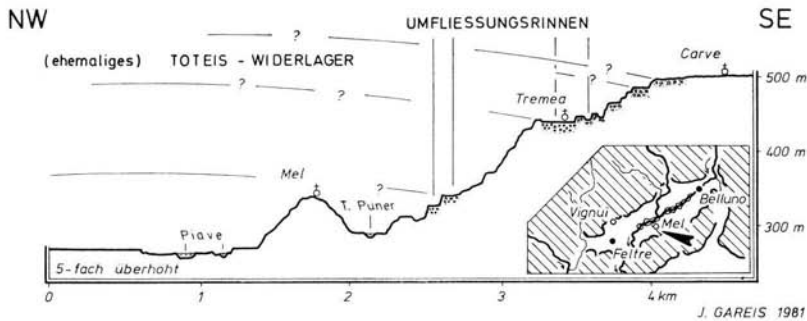


Abb. 4: Umfließungsrinnen am Südhang des Beckens von Feltre und Belluno südöstlich von Mel.

Ein Profil der Beckenumrandung südöstlich von Mel (Abb. 4) zeigt die Treppe der Randterrassen, die, besonders deutlich im Ortsbereich von Tremea, bis zu 30 m breit, parallel zum Hang und zum postglazialen Tal des Torrente Puner nach WSW ziehen. Auch im W, nördlich von Feltre, gibt es in einer Höhe von 500 m über N.N. (also rund 250 m über dem Beckenboden) Umfließungsrinnen. Eine davon zieht nahezu kreisförmig im S von Vignui (Abb. 4) um die Höhe 513 herum.

Eine langsam sich zurückziehende Gletscherzunge hätte kontinuierlich von W her den Boden des Beckens freigegeben. Nirgends aber zeigen die Entwässerungsrinnen an den Hängen ein zentripetales Umknicken an. Erst die holozänen, torrent-artigen Seitenbäche durchbrechen in andersartigen, engen Gräben die Terrassentreppen.

Mangelnde Eislieferung, fehlende Abflußmöglichkeit in das Vorland und nicht erodierte, subglaziale Barrieren ließen demnach auch im Becken von Feltre und Belluno die Gletscherzunge stagnieren. Der nachfolgende Eisschwund zehrte nicht bevorzugt an der Gletscherstirn, sondern taute den gesamten Lobus von oben her ab.

2.3. Das Becken von Sargans und die Walensee-Talung

Die eigentümliche Hydrographie und übereinander-getreptte Umfließungsrinnen sind der Grund, weshalb der Bereich des ehemaligen Eisstromnetzes um Sargans ebenfalls in diesem ersten Überblick Erwähnung finden soll. Zwischen Bad Ragaz im Rheintal und der Linth-Ebene im W zieht eine, den beiden Becken von Bad Mitterndorf und Feltre - Belluno vergleichbare, präglazial entstandene Talung in Alpenlängsrichtung (Abb. 1).

Der Abfluß des pleistozänen Bündner Rheingletschers in das Vorland war nach seiner Aufspaltung bei Sargans in jedem der beiden Mündungströge behindert. Der direkte Weg nach N ist durch eine Doppelreihe von Querriegeln auf den Linien Buchs—Feldkirch und Oberriet—Götzis gesperrt. Trotz der Verfüllung und Anhebung der Talsohle durch postglaziale Bergstürze und fluviatile Akkumulation ragen diese Barrieren aus den Kreidekalken des Helvetikums, die mit ihrer Härte die Hauptgipfelbildner zwischen Säntis und Grünten sind, über 250 m (relative Höhe) steil auf. Weitere Kalkkämme werden unter der Schottersohle vermutet. Für die Härte des hauptsächlich beteiligten Schrattekalkes sprechen die „Kögel“, die weiter im E sich als einziges Anstehendes der Ausräumung des Mündungstrichters des Loisach-Vorlandgletschers (heutiges Murnauer Moos) widersetzen (SEILER 1979).

Der nach W abfließende Gletscherast traf auf steilgestellte Rippen der angefalteten Molasseschichten. Diese konnten schon im Bayerischen Alpenvorland, so am Molasse-Riegel von Frauenrain im S der Osterseen, für die Stagnation des spätglazialen Eisstromes verantwortlich gemacht werden (GAREIS 1978). Unmittelbar am Westende des Walensees verengen bei Niederurnen Molasserippen die Talung auf weniger als 1 km. In nur rund 4 km Abstand dazu quert im NW ein Riegel gleichen Materials die Linth-Ebene. Der Benkner Büchel sperrt dabei mit 200 m relativer Höhe über der Schottersohle. Eine zweite Barriere legt sich mit dem Buechberg unmittelbar vor dem Abfall in das Becken des Zürichsees (Obersee) quer.

Diese Hindernisse müssen im Spätglazial bei abnehmender Eismächtigkeit zur Stagnation der beiden Gletscheräste geführt haben. Besonders das bewegungslose Walensee-Eis war durch seine Lage unmittelbar unterhalb der fast 2000 m aufragenden, Schatten spendenden Felswände vor dem Abtauen geschützt. Diese lange währende Plombierung erklärt, weshalb die Walensee-Talung nicht zum Abfluß des Rheines über die Zürichseefurche in das Vorland wurde, obwohl die Gefällsverhältnisse günstig waren. Der Schwemmkegel der Seez, auf dem heute Mels liegt, kann nicht die Ursache für die Lenkung des Rheines nach N zum Bodensee sein.

HANTKE berichtete bereits von „randlichen Schmelzwasserrinnen“, die sich dann gebildet hätten, wenn der Rheingletscher im Spätwürm „jeweils eine gewisse Zeit stagnierte“ (HANTKE 1968). Er forderte allerdings auch ein mehrmaliges, zwischenzeitliches leichtes Vorrücken und erhält auf der rund 70 km langen Strecke vom Zürichsee bis Sargans neun spätwürmzeitliche Eisstände. Allein im W von Sargans liegen zwei „Rückzugshalte“ von „Ragnatsch“ und „Plons“ und ein weiterer von „Mels“ dicht gestaffelt hintereinander.

Es sei, quasi als Anti-These dazu, mit den Ergebnissen aus den beiden anderen bearbeiteten Becken ein abweichendes Bild des Eisschwundes entworfen: Die subglazialen Schwellen führen zur Stagnation der Gletscherzungen. Es ist fraglich, ob eine kurzfristige, zusätzliche Eislieferung ein Oszillieren der Stirn bewirkt. Die bewegungslosen Loben schmelzen langsam von oben nach unten ab. Der holozäne Rhein entsteht aus den von HANTKE kartierten Schmelzwasserrinnen zu beiden Seiten des Fläscherberges. Der Abfluß zum Zürichsee ist zu lange versperrt, um noch den Rhein aufnehmen zu können. Die gestaffelten Abflußrinnen am Südhang des Sarganser Beckens oberhalb von Wangs und Mels lassen die Entwicklung des Niedertauens verfolgen.

3. Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 49—61, 5 Abb.; Hannover.
- BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. — *Würzburger Geogr. Arb.*, **8**: 1—45, 4 Abb.; Würzburg.

- BÜDEL, J. (1977): Reliefgenerationen in Mitteleuropa und anderen klimamorphologischen Zonen. — Würzburger Geogr. Arb., **45**: 3—23, 9 Abb.; Würzburg.
- (1980): Überdeckte tropische Altrelietypen in den Ektropen. — Kolloquium geogr. Inst. Univ. Würzburg, 16. 12. 1980.
- FLIRI, F. (1973): Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bändertön von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F. Suppl., **16**: 1—14, 1 Fig., 4 Photos, 1 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- FRAEDRICH, R. (1979): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg). — Düsseldorfer Geogr. Schr., **12**: 1—161, 22 Abb., 6 Tab., Düsseldorf.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 77—99, 8 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis der Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. — Würzburger Geogr. Arb., **46**: 1—101, 12 Abb., 24 Fig.; Würzburg.
- (1979): Zur Frage des Eisabbaues in der Randzone des Alpenkörpers. — Erdkunde, **33**: 310—316, 4 Abb.; Bonn.
- HANTKE, R. (1968): Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 219—226, 5 Abb.; Öhringen.
- (1970): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 71—80, 3 Abb.; Öhringen.
- HEUBERGER, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 270—275; Öhringen.
- HUSEN, D. VAN (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**: 249—286; Wien.
- (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerung im Trauntal. — Jahrb. Geol. B.-A., **120**: 1—130; Wien.
- (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 9—22, 3 Abb.; Hannover.
- LICHTENBERGER, E. (1956): Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., **3**, 2: 235—244, 1 Karte; Innsbruck.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901—1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bände, Leipzig (Tauchnitz).
- RATHJENS, C. (1954): Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4—5**: 181—188; Öhringen.
- RICHMOND, G. (1969): Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 196—203, 3 Fig.; Öhringen.
- SEILER, K.-P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 35—48, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- TROLL, C. (1938): Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in die Stammbecken. (Am Beispiel des Loisach-Vorlandes in Oberbayern.) — Verh. III. Int. Quartär-Konf. Wien 1936/38.
- ZIENERT, A. (1979): Die Würmeisstände des Aaregletschers um Bern und Thun. — Heidelberger Geogr. Arb., **49**: 10—34, 3 Kart., 2 Tab.; Heidelberg.

Topographische Karten

Österreichische Karte 1 : 50 000
96 Bad Ischl, 97 Bad Mitterndorf, 98 Liezen.
Österreichische Karte 1 : 25 000
96/4 Bad Aussee.
Österreichische Karte 1 : 25 000 V
97 Bad Mitterndorf.
Carta d'Italia 1 : 50 000
062 Feltre, 063 Belluno.

Carta d'Italia 1 : 25 000
F° 23 - III NO S. Giustina
F° 23 - III SO Lentiai
F° 23 - III SE Mel.
Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000
237 Walenstadt.
Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000
11 33 Linthebene, 11 34 Walensee,
11 35 Buchs, 11 55 Sargans.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	65—78 5 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Jungtertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde (Saarland)

ERWIN MÜLLER, LUDWIG ZÖLLER & HANS-PETER KONZAN *)

Alpine orogeny, graben, neotectonics, fault system, Mesozoic, Neogene, Continental Quaternary,
clastic sediment, stream, strike, variation, borehole section, index map.

Saar-Nahe Basin (Wadern), Saarland. TK 6407

Kurzfassung: Es wird zunächst versucht, auf Grundlage einer verfeinerten petrographischen Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden und einer Geländekartierung im Maßstab 1 : 5 000 das tektonische Muster und tektonische Phasen in der Nordostspitze der Merziger Grabenmulde herauszufinden. Eine ältere (jungpaläozoisch-mesozoische?) Grabentektonik kann von einer jüngeren (plio-pleistozänen?) Bruchschollentektonik unterschieden werden, die im Wesentlichen entlang NW—SE bis NNW—SSE verlaufenden Störungen ablief und für jungtertiär-pleistozäne Flußlaufänderungen verantwortlich sein dürfte. Ihr junges Alter wird anhand tektonisch verstellter pleistozäner Flußterrassen klargestellt.

[Younger Tertiary and Quaternary Tectonics in the NE Part of the "Mertziger Graben Syncline", Saarland]

Abstract: Based on a more detailed petrographic stratigraphy of the sedimentary „Oberrotliegendes“ and a geological mapping in the scale 1 : 5 000 we tried to find out the tectonic pattern and tectonic phases in the northeastern edge of the Merziger Graben Syncline. Older (younger paleozoic-mesozoic?) graben tectonics can be separated from younger (plio-pleistocene?) fault block patterns, which occurred mainly along NW—SE and NNW—SSE directed faults, and which are presumably responsible for plio-pleistocene changing of the river course and meander cut-offs.

The tertiary Prims-river took its way from E to W through the northeastern part of the graben syncline; in the pleistocene some meanders crossing its eastern main fault developed, whereas today the Prims and its main tributaries flow outside of the graben syncline and turn southwards. Pleistocene river terraces at Morschholz and Wadern have been dislocated by young tectonic movements.

1. Problemstellung

Im Laufe von morphologischen Kartierungen durch ZÖLLER in dem von Saar, Prims und Ruwer begrenzten Raum¹⁾ konnten bedeutende jungtertiäre und z. T. noch pleistozäne Laufveränderungen des Prims-Systems festgestellt werden²⁾, für die tektonische Ursachen in Betracht gezogen werden. Zur Klärung der Frage, ob im Gebiet des Prims-knies bei Wadern die geologischen Verhältnisse des Untergrundes in Übereinstimmung oder im Widerspruch zur Annahme tektonisch bedingter Flußlaufänderungen stehen, wurde im Raum Wadern (Blatt 6407 der TK 1 : 25 000) eine geologische Spezialkartierung des Buntsandsteinbasiskonglomerates „smK“ im Maßstab 1 : 5 000 durchgeführt, die durch Auswertung von Luftbildern (ca. 1 : 30 000) unter dem Spiegelstereoskop er-

*) Anschriften der Verfasser: Geologiedirektor Dr. E. Müller, Geologieoberrat Dr. H.-P. Konzan, Geolog. Landesamt des Saarlandes, Am Tummelplatz 7, 6600 Saarbrücken. — L. Zöller, M. A., Universität Trier, Fachgruppe Geographie, Postfach 3825, 5500 Trier.

1) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für ihre Unterstützung im Rahmen des Schwerpunkts „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ herzlich gedankt.

2) Darüber wird zu einem späteren Zeitpunkt genauer berichtet werden.

gänzt wurde. Das smK eignet sich als geologischer Bezugshorizont in diesem Raum, da es 1. die im untersuchten Gebiet anstehenden petrographisch sehr ähnlichen Sandsteine der „Kreuznacher Schichten“ (MÜLLER & KLINKHAMMER 1963) und des Mittleren Buntsandsteins (sm) trennt, 2. im Gelände aufgrund starker Eisenverkrustung meistens leicht an Hangknicken zu erkennen ist, und 3. angenommen werden kann, daß es primär über dem sehr weichen Untergrund der „Kreuznacher Schichten“ auf einer pedimentartigen Ebene zur Ablagerung kam. Seine Mächtigkeit beträgt 0,5–5 m, meist schwankt sie zwischen 2 und 3 m.

Um den Anteil der jungtertiär-quartären Vertikalbewegungen aus dem Gesamtbild der Störungen, die die Sedimente der Grabenmulde betreffen, herauszufiltern, sind zwei Schritte nötig:

1. die Erfassung aller Störungen (soweit dies kartiertechnisch möglich ist), da in den nur lückenhaft erhaltenen pleistozänen Ablagerungen Störungen im Normalfall nicht unmittelbar nachweisbar sind. Dazu ist die verfeinerte Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden nützlich.

2. Ermittlung junger Vertikalbewegungen anhand von Terrassenverstellungen, -aufspaltungen und Flußlaufänderungen, sowie Feststellung des Verlaufs der zugehörigen Störungen.

Daran anschließend wird versucht, das Muster der jungen Tektonik zur älteren in Beziehung zu setzen.

Die Bodenfarbe ist im Gelände ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal verschiedener Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden, deshalb wurde die Kartierung bei schneefreiem Boden im Winter 1979/80 vorgenommen.

2. Schichtenfolge und tektonische Stellung der Merziger Grabenmulde

Die Merziger Grabenmulde ist ein tektonisch umgrenzter Raum, der sich in SW—NE-Richtung erstreckt. Die nordwestliche und südöstliche Umrandung wird durch je zwei, etwa parallel verlaufende Hauptstörungen markiert, die spitzwinklig auf Wedern zulaufen, nach SW also auseinanderstreben. Dieses Störungssystem läßt sich jenseits der Saar noch weit nach SW verfolgen. Die zwischen den Verwerfungspaaren liegenden Staffeln sind ebenfalls gestört, wobei besonders im südöstlichen Randstreifen ein intensives Schollenmosaik ausgebildet ist (KLINKHAMMER 1959). Der Muldenkern selbst ist wesentlich geringer tektonisch beansprucht.

Der so umgrenzte Graben stellt gleichzeitig eine Mulde dar, wobei die Muldenachse in südwestlicher Richtung abtaucht. In gleicher Richtung steigen auch die Versetzungsbeträge der Randstörungen (MÜLLER & KLINKHAMMER 1959).

Die sedimentäre Füllung des umschriebenen Bereiches begann nachweislich nach der saalischen Phase mit den Waderner Schichten des Oberrotliegenden. Ältere Ablagerungen sind, zumindest für den NE-Abschnitt, theoretisch nicht auszuschließen.

An ihn, entlang der Metzger Störung bajonettartig versetzt, schließt sich mit gleichem Streichen die Prismulde nach NE an.

Entsprechend dem Abtauchen der Mulde nach SW treten in der Grabenspitze die ältesten Schichten zutage. Nordöstlich des Losheimer Baches sind es überwiegend Kreuznacher Schichten (s. I.) des Oberrotliegenden. Die unterlagernden Waderner Schichten, außerhalb des Grabens breitflächig anstehend, sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Ihre durchgehende Verbreitung ist aber durch zahlreiche Bohrungen auch innerhalb der Grabenmulde nachgewiesen.

Isolierte Restvorkommen des auflagernden Mittleren Buntsandsteins erlauben, wie bereits angegeben, die tektonische Analyse des betrachteten Raumes.

Südwestlich des Losheimer Baches wird die Muldenstruktur des Grabens besonders deutlich. Hier reicht das geologische Profil vom Mittleren Buntsandstein bis zum Oberen Muschelkalk. Innerhalb des Oberrotliegenden lassen sich keine exakten Schichtabgrenzungen erkennen. Zwischen den einzelnen Fazies bestehen Übergänge, so daß hier wohl Se-

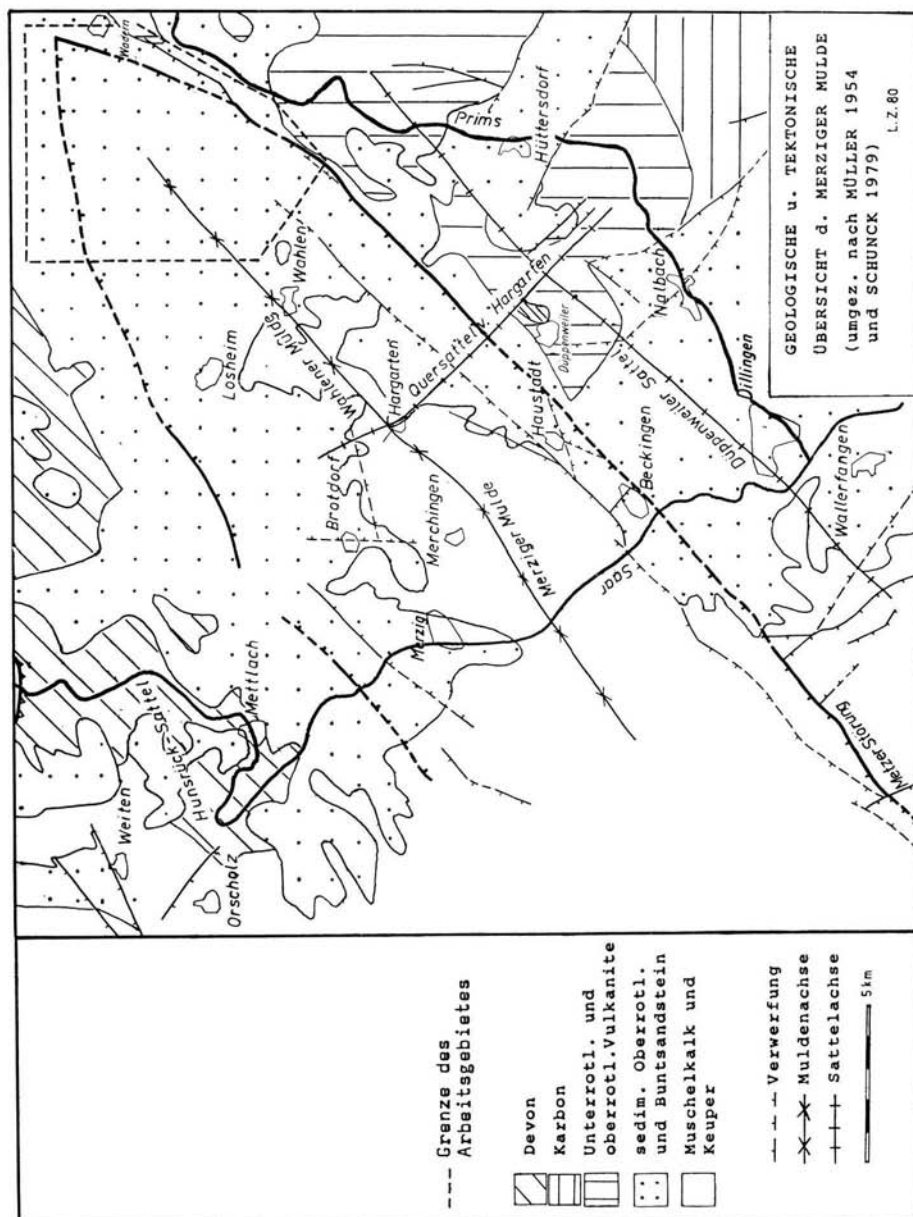


Abb. 1: Geologische und tektonische Übersicht der Merziger Grabenmulde.

dimenttypen sich unterscheiden, aber nicht scharf abgrenzen lassen. Ganz deutlich dagegen ist die Grenze zwischen Perm und Trias, markiert durch Karbonat-Kieselkrusten (sandige Dolomite mit Verkiegelungen, Karneol) in den obersten Kreuznacher Schichten und durch das Basiskonglomerat (smK) des Mittleren Buntsandsteins. Dazwischen läßt sich eine deutliche Diskordanz nachweisen (KLINKHAMMER 1959; MÜLLER & KLINKHAMMER 1963).

Über dem Mittleren Buntsandstein folgen die höheren Triasglieder mit Oberem Buntsandstein, Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk in ganz normaler Ausbildung und Mächtigkeit. Die SW—NE gestreckte Grabenmulde ist jedoch nicht einheitlich struiert (s. Abb. 1). Schon bei der Darstellung der Mächtigkeitskurven des Oberen Buntsandsteins (MÜLLER 1954) ergab sich, daß dieser Bereich, dem in der Trias ein Sedimentationsbecken entsprach und der folglich eine ältere Anlage widerspiegelt, durch die SE—NW verlaufende Schwelle von Hargarten in das Wahlemer Becken im NE und das Merchinger Becken im SW zweigeteilt wird.

Im großtektonischen Rahmen läßt sich diese Schollengliederung auch außerhalb der Merziger Grabenmulde verfolgen. Sie basiert auf einer Vergitterung von erzgebirgisch und hercynisch angeordneten Strukturen. So findet die Schwelle von Hargarten ihre SE-Verlängerung im Horst von Falscheid — auf dieser Hochstruktur liegt auch der altpaläozoische Aufbruch von Düppenweiler —, das Wahlemer Becken entspricht der Fortsetzung des Lebacher Grabens nach NW, während das Merchinger Becken in der Verlängerung der nach W abgesunkenen Scholle Saarwellingen-Nalbach liegt. Interessant ist, daß diese SE—NW gerichteten Strukturen das Metzger Störungssystem überschreiten bzw. durch dieses nicht abgeschnitten werden.

3. Die Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden im engeren Arbeitsgebiet

Eine genaue petrographische Untersuchung der Faziesausbildungen des sedimentären Oberrotliegenden erlaubt im Arbeitsgebiet eine zumindest lokal gültige verfeinerte relative stratigraphische Einstufung.

Im folgenden werden die in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes auftretenden faziellen Ausbildungen der einzelnen Schichtglieder erläutert (s. Abb. 2 und 3).

a) Waderner Schichten (row)

Während die größeren Komponenten der sandig-siltigen Fanglomerate der Waderner Schichten am S-Rand des Errwaldes (Hunsrück), der aus unterdevonischen Hermeskeilschichten und Taunusquarzit besteht, ausschließlich demselben entstammen, treten östlich und südöstlich der Metzger Störung stark verwitterte Melaphyrgerölle hinzu, die lokal sogar überwiegen. Im Bereich der Gemeinde Morscholz am S-Abhang des Errwaldes sind die Waderner Schichten an vielen Stellen aufgeschlossen, tiefrotbraune Sandsteine mit hohem Siltgehalt, die kaum eine Schichtung zeigen und sehr wenig verfestigt sind. Die schlecht gerundeten Devongerölle nehmen von NW nach SE sowohl an Menge als auch an Korngröße ab (Fanglomerate). Fallen die row im nördlichen Teil von Morscholz noch merklich nach SE ein, so ist die Lagerung im südöstlichen Ortsteil schon nahezu horizontal, die Quarz- und Quarzitzerölle erreichen kaum noch Faustgröße und sind wesentlich seltener. Charakteristisch ist ihnen eine rötliche Rinde, die 1—2 mm tief in die Gerölle eindringen kann und häufig von Lösungsspuren begleitet ist. Die Abnahme der Korngrößen der Gerölle ist auch gut in verschiedenen Aufschlüssen von Wadrill über Wedern nach Wadern festzustellen, wo sie selten 2 cm übersteigen.

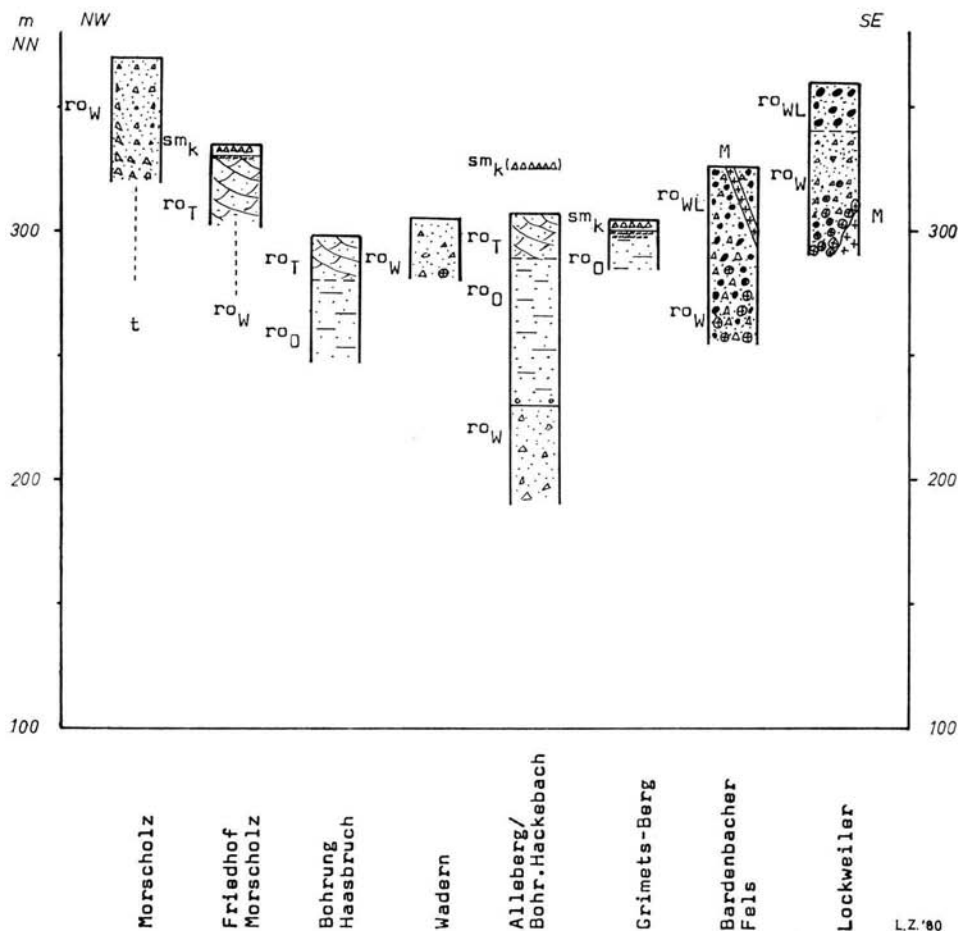


Abb. 2: Schichtenprofile im Arbeitsgebiet

row = Waderner Schichten, rowL = „Lockweiler Schichten“, M = Melaphyr, roQ = Oppener Schichten, roT = Thailener Schichten, smk = Basiskonglomerat des Buntsandsteins.

Innerhalb der Waderner Schichten läßt sich ein besonderer Faziesbereich der „Lockweiler Schichten“ (rowL) aushalten: bei Lockweiler erkennt man in der Umgebung der neuen Sportanlagen nahe dem Betriebsgelände eines Autobusunternehmens über einem Melaphyr-Vorkommen zunächst ein steil daran angelagertes, nach NW einfallendes grobes Melaphyrkonglomerat. Nach N zu geht es fast in horizontale Lagerung über, die Durchmesser der Gerölle nehmen rasch ab, die Melaphyrbestandteile treten zugunsten der Quarz- und Quarzitzerölle zurück. Auch zum Hangenden hin werden die row feinkörniger, enthalten aber immer noch Schnüre von Kies, wie in verschiedenen Aufschlüssen innerhalb des Ortes festzustellen ist. Auf einer Kuppe nördlich von Lockweiler (Pfaffenberg) treten plötzlich sehr gut gerundete Quarz-, Quarzit- und „Kieselschiefer“gerölle vom Typus der „Tholeyer Eier“ (FALKE 1970: 57) in den row auf, die sonst nur für die weiter östlich und südöstlich anstehenden „Tholeyer Schichten“ des Unterrotliegenden

b) Oppener Schichten

Zu den von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) ausgeschiedenen tiefroten, fast geröllfreien Sandsteinen der „Oppener Schichten“ dürften die roten bis tiefroten kaolinhaltigen (kaolinisierte Feldspäte) geröllfreien Sandsteine in der Umgebung von Noswendel und bei Nunkirchen zu zählen sein. Sie unterscheiden sich von den östlich der Straße Noswendel—Nunkirchen Richtung Bardenbach auftretenden row durch ihre geringfügig hellere Farbe und das nahezu vollständige Fehlen von Geröllen. In der großen Sand- und Kiesgrube am Alleberg NW Bardenbach läßt sich der Übergang von den Oppener Schichten zu den hangenden Thailenern (s. u.) beobachten; am Ostrand der Grube dürften höhere Oppener gegen tiefere Thailener Schichten verworfen sein (s. u.). Die Oppener zeigen eine rötlichere Farbe, etwas höhere Festigkeit und eine angedeutete Bankung. Auf dem NW-Flügel der Merziger Grabenmulde sind sie nicht nachzuweisen (zumindest nicht im hier bearbeiteten Gebiet). Sie werden hier vermutlich durch die höheren Waderner und/oder durch die tieferen Thailener Schichten vertreten.

c) Thailener Schichten

Als „Thailener Schichten“ wurden von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) die im Zentrum und auf dem NW-Flügel der Merziger Grabenmulde auftretenden geröllfreien, feldspathaltigen höchsten Oberrotliegendsschichten bezeichnet, die oft tigersandsteinartiges Aussehen haben, meist gelblich gebleicht sind und in fast allen größeren Aufschlüssen eine typische großdimensionale Schräg- und Kreuzschichtung (Dünen?) zeigen. Thailener und Oppener Schichten werden von MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) als Äquivalente der „Kreuznacher Schichten“ der Nahemulde angesehen.

4. Tektonik

Die Kartierung konzentrierte sich auf zwei Schwerpunkte:

1. die möglichst genaue Höhenlage des smK über NN,
2. den Verlauf der Störungen an den Grabenschultern sowie im Inneren des Grabens³⁾.

Das smK folgt im Zentrum und am NW-Flügel der Grabenmulde über Thailener Schichten, an der östlichen Grabenschulter sowohl über Thailener als auch Oppener Schichten (bei Noswendel), an der südöstlichen über Oppener Schichten, jeweils mit einer deutlichen Diskordanz (s. Abb. 2 und 3). Die Thailener Schichten konnten nur nördlich des Losheimer Baches festgestellt werden, sie werden südlich Noswendel in ihren tieferen Teilen möglicherweise von Oppener Schichten vertreten. Trotzdem steht die Feststellung, daß das smK östlich Noswendel zunächst über Thailener, dann über Oppener Schichten auftritt, in Übereinstimmung mit der obengenannten Erkenntnis, daß sich in den höheren row ein Hebungsbereich östlich bis südöstlich der Grabenschulter bemerkbar macht, in dessen Randbereich vor Ablagerung des smK Thailener neben Oppener Schichten zu liegen kamen. Dem smK ähnliche Krusten, die bei Morsholz nördlich der nördlichen Randverwerfung auf row in bis zu 405 m über NN aufgefunden wurden, erwiesen sich nach Anlegen eines Baggerschurfes als ortsteinartige Bildungen in den row.

Der Verlauf der Randstörungen der Merziger Grabenmulde gestaltet sich in ihrem eingegengten NE-Zipfel wesentlich komplizierter, als nach den vorhandenen geologischen Karten (1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000, 1 : 200 000) anzunehmen ist; diese geben den

³⁾ Eine flächendeckende Neukartierung des Blattes Wadern ist z. Zt. im Geol. Landesamt d. Saarlandes in Bearbeitung.

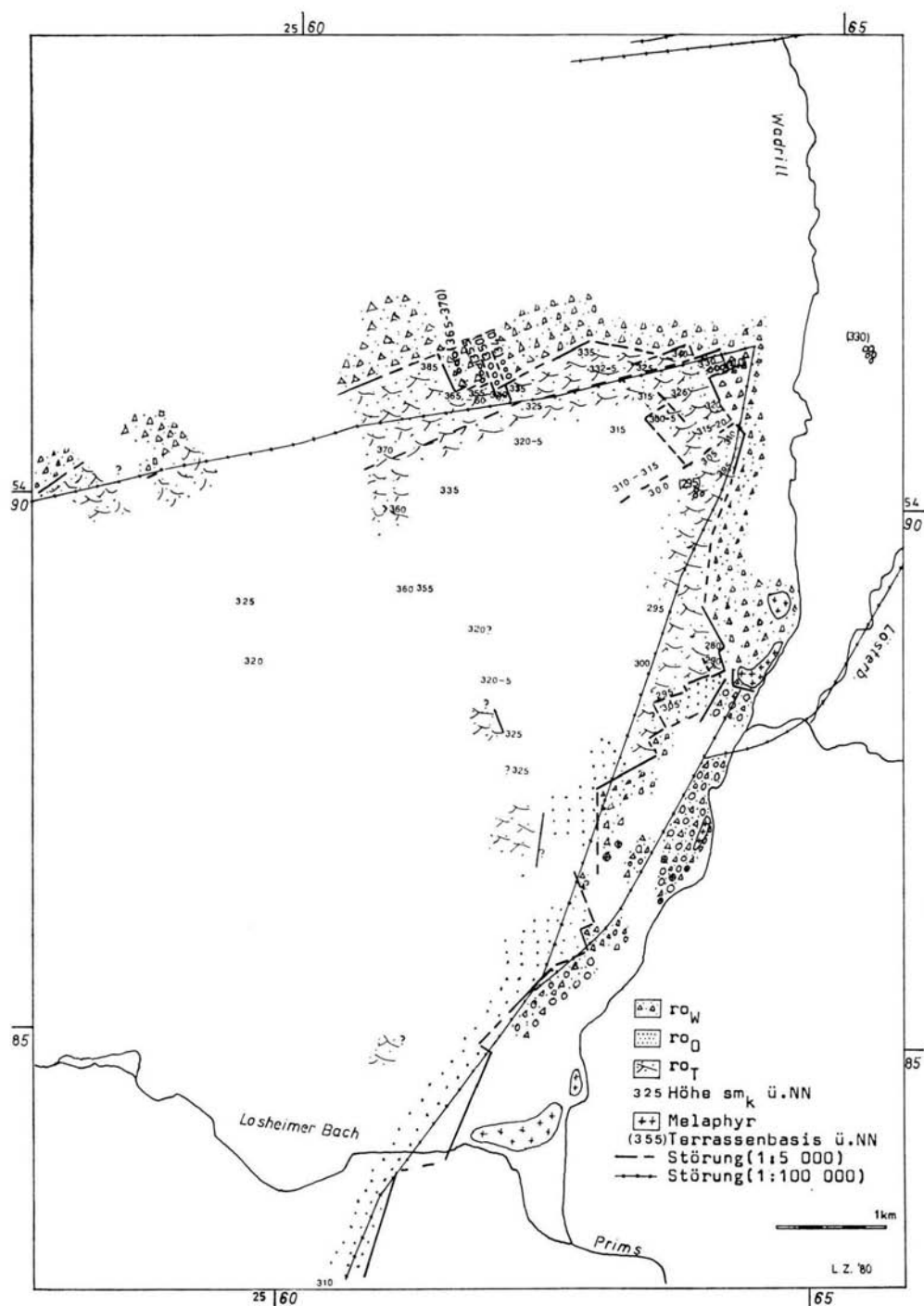


Abb. 4: Faziesverteilung und Tektonik in der Nordostspitze der Merziger Grabenmulde, sowie Höhenlage des sm_k über NN. (Schichtensymbole s. Abb. 2.)

Störungsverlauf stark generalisiert und stellenweise zu ungenau wieder (s. Abb. 4). Im Einzelnen setzen sich die Randstörungen mosaikartig aus Teilabschnitten verschiedener Richtungen zusammen: am nördlichen Grabenrand aus variskischen (erzgebirgischen, 60° – 70°) und hercynischen (130° – 150°), die ein bajonettartiges Muster bilden. Hier liegen row und Thailener Schichten, letztere z. T. noch mit smK-Bedeckung, nebeneinander, weshalb sich der genaue Störungsverlauf meist gut an der Bodenfarbe erkennen läßt. Dieses Bruchmuster läßt sich anhand der gewonnenen Daten über die Höhenlage des smK zwanglos ins Grabeninnere verfolgen.

An der östlichen und südöstlichen Grabenschulter treten weitere Richtungen der Teilabschnitte der Randstörungen hinzu, besonders die rheinische (10° – 20°) und die N–S-Richtung.

An der Straße vom Bhf. Wadern nach Noswendel läßt sich die gestörte Schichtenfolge relativ gut erkennen. Der Melaphyr des Mühlenberges wird nach W (bis zum Teich) von row umhüllt; kieselsäurever kittete, „eier“führende Konglomerate der Lockweiler Schichten grenzen südlich der Straße an einer Störung an den Melaphyr. In dem kleinen Waldstück südlich des Staudamms des Teiches stehen dann zunächst Oppener Schichten an. Sie sind vermutlich an einer NNW–SSE-Störung gegenüber den row abgesunken. Im westlichen Teil des kleinen Waldes folgen dann jenseits einer SW–NE-Störung die Thailener Schichten. Diese Störung war in einer Straßenböschung an der S-Seite der neuen Straßenführung aufgeschlossen. Über wenigen m Thailener Schichten (ihr größter Teil ist tektonisch unterdrückt) folgt das smK auf der Kuppe des kleinen Vorsprungs in 290–295 m über NN. Nur ca. 200 m südwestlich, in der Umgebung des Aussiedlerhofes am Grimets-Berg, liegt dann das smK unmittelbar auf Oppener Schichten in 305 m über NN. Die Störung ist also älter als der sm und wurde posthum reaktiviert mit etwa 10–15 m Sprunghöhe. In diesem Gebiet erkennt man eine äußerst enge Beziehung zwischen kleinen Tälchen oder Talabschnitten — auch Trockentälern — und dem Verlauf von Störungen, die nunmehr aufgrund einer genaueren petrographischen Gliederung des Oberrotliegenden in diesem Raum besser erfassbar sind. Allerdings verlaufen die Störungen häufig nicht in der Tiefenlinie der Tälchen, sondern an ihren Flanken. Dies ist leicht dadurch zu erklären, daß zu Beginn der mittel- bis jungpleistozänen Tiefenerosion ein sehr flaches Ausgangsrelief über den weichen Sandsteinen vorhanden war. Auf dieser Oberfläche tasteten die sich einschneidenden Gewässer den Ausbissen der Störungen nach. Während die Störungen sich aber schräg in die Tiefe fortsetzen, wurde die einmal festgelegte Erosionsbahn senkrecht in die Tiefe projiziert, so daß heute, nachdem die Tiefenerosion bis zu 40 m erreicht hat, eine gewisse Horizontalstanz von Tiefenlinie und Störungsverlauf entstanden ist.

Insgesamt steigt das smK sowohl von der Muldenachse zu den Flügeln hin als auch von SW nach NE an. Im eingeeengten NE-Zipfel geschieht dieser Anstieg zum nördlichen Grabenrand hin an mehreren Störungen mit Sprunghöhen bis zu 20 m. Im Kern der Mulde bei Noswendel (neues Gewerbegebiet) erscheint das smK bei 295 m über NN, am nördlichen Grabenrand beim Friedhof Morscholz bei 335 m. Die in gleicher Höhenlage nach SSE abgedachte Fläche ist eine komplexe Strukturfläche, die teilweise noch Schotter der Mittelterrasse trägt. Südlich Nunkirchen (Bl. 6507 Lebach) tritt das smK in einem verfallenen Aufschluß am westlichen Blattrand (Galgensberg, R 2560625, H 5482650) in ca. 310 m über NN hervor. Der NW-Flügel ist also stärker herausgehoben worden als der SE-Flügel (vgl. SCHUNCK 1979; Abb. 20 S. 71). Bei Weierweiler (Bl. 6406 Losheim) findet man das smK an verschiedenen Stellen bei 320–325 m über NN. Die höchsten Lagen erreicht es in einer Zone zwischen dem Thailener Bach und dem Morscholzer Bach. Auf der Höhe zwischen Konfeld und Morscholz findet man erodierte Stücke bis mindestens 385 m über NN, unmittelbar bis an die nördliche Randverwerfung reichend. Sie sind z. T. in alt-

pleistozäne, schwemmfächerartige fluviatile Ablagerungen eingearbeitet. Im Kern der Mulde bei Noswendelroth erscheint das smK an mehreren Stellen in 320—325 m über NN, also ca. 30 m höher als östlich des Morscholzer Baches. Am deutlichsten erkennt man es als feste, eisenverkrustete Konglomeratbank westlich Noswendelroth in einer alten Erzgrube bei R 2562060, H 5487920. In den alten Sandgruben knapp 200 m westlich dieser Stelle stehen dann wieder weiche Sandsteine an, die höchstwahrscheinlich den Thailener Schichten angehören und bis 340 m über NN reichen, wo sie von altpleistozänen Schottern überdeckt werden. Demnach wäre hier eine etwa NNW—SSE verlaufende Störung zu vermuten. Weiter im S ist das smK bereits erodiert.

Zwischen Thailen und Morscholz liegt also eine Hochscholle vor, deren staffelartiger Abbruch zur Tiefscholle von Noswendel am Hang westlich Morscholz sehr gut zu sehen ist. Hier erscheint das smK von E nach W nacheinander in Höhen von 325 m, 340 m, 355 m, 365—370 m über NN. Meist trägt es auch noch pleistozäne Schotter, in die es z. T. eingearbeitet ist (letztere sind anhand der Gerölldurchmesser, des Rundungsgrades und der Oberfläche von smK-Geröllen zu unterscheiden); die Terrassen sind an diesem Hang stark aufgespalten (s. u.). Die Störungen zwischen den markant im Gelände hervortretenden Staffelschollen verlaufen, soweit im Gelände kartierbar, NW—SE. Östlich des Morscholzer Baches steigt dann das smK wieder bis auf 340 m über NN nordwestlich des Wasserbehälters bei Wedern an.

Leider ist die Kartierung von Störungen an der Oberfläche im Gebiet der Thailener Hochscholle durch geschlossene Bewaldung und durch Bedeckung mit pleistozänen Ablagerungen weitgehend erschwert. Auf Luftbildern jedoch (Abb. 5) erkennt man NW—SE bis NNW—SSE streichende Lineationen, die mit der östlichen Begrenzung der Thailener Hochscholle in Zusammenhang stehen dürften. Sie scheinen am nördlichen Grabenrand vorwiegend NW—SE zu verlaufen, während sie weiter südlich mehr in die 160°-Richtung einschwenken. Die nordöstliche bzw. östliche Begrenzung der Hochscholle scheint nach S zu an Deutlichkeit zu verlieren. (Zur Frage der Beziehungen von Photolineationen zu Störungen und Klüften s. SCHUNCK 1979.)

Am östlichen Grabenrand treten nördlich Wadern eigenartigerweise wieder NE-fallende Abschiebungen auf: in einer kleinen Sandgrube in Thailener Schichten (R 2563960, H 5490975, Höhe über NN 325—330 m) wurden zwei kleine Abschiebungen mit 0,6 und 0,2 m Sprunghöhe mit 150°/70° NE eingemessen. Nur etwa 20 m weiter nach ENE liegt das smK tiefer als die in der Grube aufgeschlossenen Thailener Schichten und ist entlang einer ebenfalls etwa NW—SE streichenden Störung gegen sich östlich anschließende Waderner Schichten verworfen. Die erstgenannten Abschiebungen gehören vermutlich einer sehr jungen Tektonik an, die den Bewegungssinn der alten Grabentektonik z. T. umkehrte oder sich unabhängig von ihr entwickelte (s. u., vgl. dazu auch STAFF & STRACK 1980).

In der erwähnten Sand- und Kiesgrube am Alleberg (Kap. 3 b) verläuft am östlichen Grubenrand eine ca. 5° streichende, etwa saiger stehende Störung etwa parallel zur Talsohle des Morscholzer Baches. Westlich dieser Störung stehen Thailener Schichten mit typischer Schräg- und Kreuzschichtung an, deren teilweise stärker rötliche Färbung aber vermuten läßt, daß sich der Übergang zu den Oppener Schichten in nicht allzu großer Tiefe vollzieht. Die östliche, gehobene Scholle zeigt praktisch keine Kreuzschichtung mehr und leitet farblich zum kräftigen Rot der Oppener Schichten über. Die Trennfläche der Störung selbst ist eigenartigerweise mit bloßem Auge kaum zu erkennen (deshalb erscheint sie auch nicht im Luftbild als Lineation), sie ist nur anhand der Petrographie und der Einfallswinkel feststellbar. Die hangenden Schotter der oberen Mittelterrasse (Terrasse C nach FISCHER 1957) werden von der Störung nicht mehr betroffen. Aus diesem Grunde

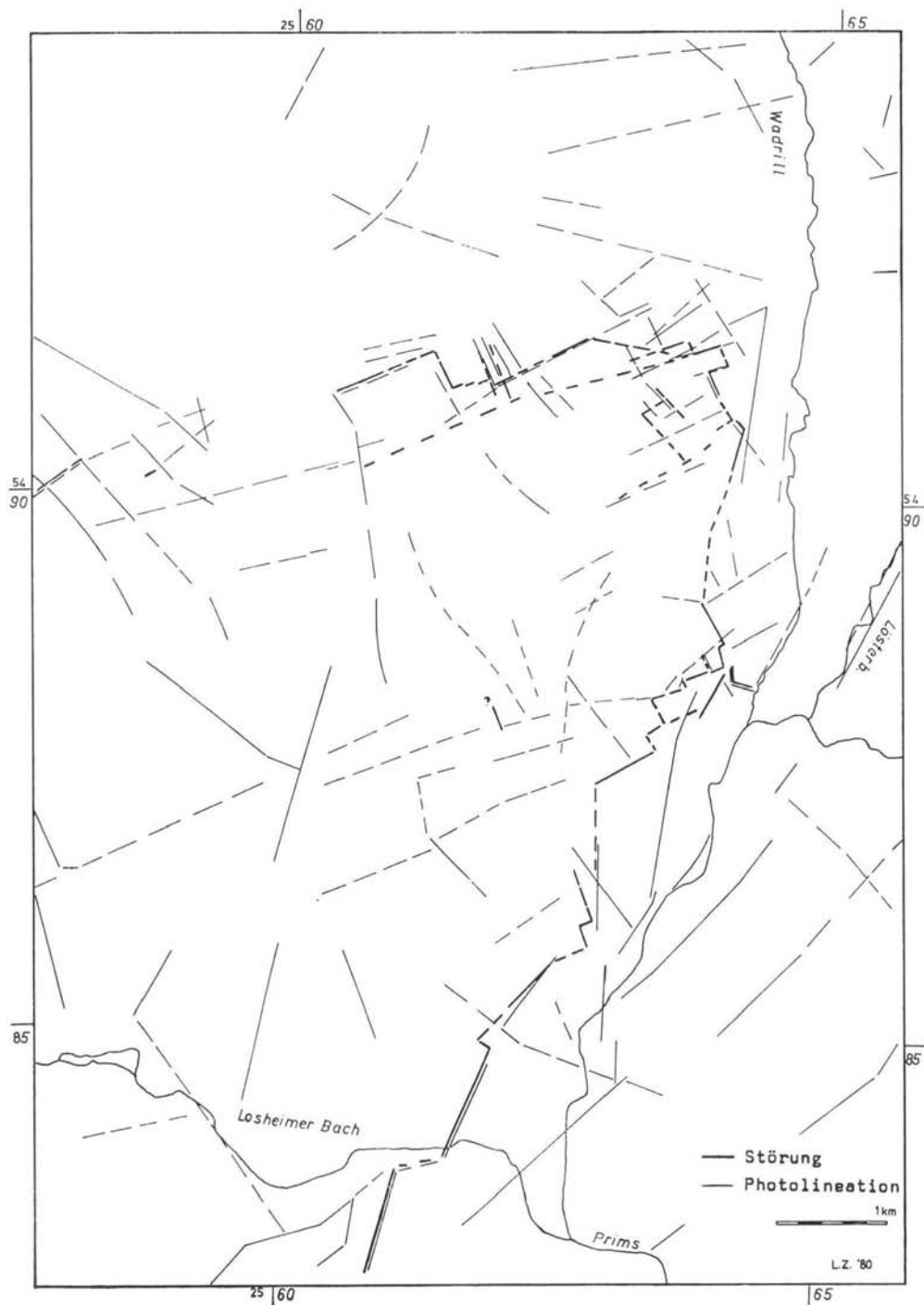


Abb. 5: Am Boden im Maßstab 1 : 5 000 kartierte Störungen und Photolineationen aus Luftbildern (ca. 1 : 30 000).

und wegen der tektonisch höheren Lage der E-Scholle ist dieser Störung wohl höheres Alter zuzusprechen als den jungen NW—SE bis NNW—SSE Störungen.

Insgesamt scheint also zwischen Losheim und Wadern ein im Einzelnen durch Störungen verschiedener Richtungen stark zerstückeltes Gebiet durch junge Tektonik in eine Schollentreppe mit teilweise antithetischem Charakter und nach NE zunehmender Intensität zerlegt worden zu sein. Dies läßt die Existenz eines jungen „Wadrillgrabens“ bei Wadern vermuten (s. u.), der spitzwinklig auf die altangelegte Lösterbach-Metzer-Störung steht.

Ergänzungshalber sei erwähnt, daß das smK im Lebacher Graben in der Sandgrube am Galgenberg bei Primswiler (Bl. 6507 Lebach) mit 235 m über NN eine noch wesentlich tiefere Lage als bei Noswendel erreicht.

Phasen der Tektonik

Im Oberrotliegenden erweiterte sich der Sedimentationsraum der limnisch-fluviatilen und äolischen Sedimente beträchtlich, große Teile des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges wurden einbezogen. In den Kreuznacher Schichten läßt sich bereits eine starke Mächtigkeitszunahme in Gebieten der heutigen Merziger Grabenmulde östlich der Saar nachweisen (MÜLLER & KLINKHAMMER 1963). Wie oben gezeigt wurde, macht sich die SSW—NNE-Richtung an der ost-südöstlichen Grabenschulter mindestens seit den höheren Waderner Schichten in Form von Brüchen und Spalten mit Magmenaufstieg bemerkbar. Inwieweit eine Beeinflussung durch die noch älter (kaledonisch? SCHUNCK 1979) angelegte Eifeler N—S-Zone und Lothringer Senke vorliegt, sei dahingestellt. Die kurzfristige Hebung der südöstlichen Grabenschulter im Oberrotliegenden mag mit dem Magmenaufstieg entlang der Hunsrück-Südrand-Störungszone und der Metzer Störung zusammenhängen.

Die triassische Tektonik spielt sich nach SCHUNCK (1979) hauptsächlich an N—S gerichteten Strukturelementen ab, jedoch werden die größten Mächtigkeiten der Trias in variskisch streichenden Zonen erreicht.

Seit dem Lias muß nach SCHUNCK (1979: 70) das Gebiet der unteren Saar um mindestens 800 m gehoben worden sein, das von Kedingen (Lothringen) nur um 300 m. Nach seiner Schichtlagerungskarte (Anl. 2 in SCHUNCK 1979) würden sich für die Merziger Grabenmulde Hebungsraten zwischen 760 m im NE und 560 m im SW errechnen. SCHUNCK nimmt an, daß diese stark differenzierten Vertikalbewegungen bis zum Alttertiär weitgehend abgeschlossen waren. Jedoch könne eine junge (pleistozäne) Hebung der Hunsrück-Siercker Schwelle um 25—40 m angenommen werden⁴⁾.

Betrachtet man das Entwässerungsnetz des Prims-Wadrill-Löster-Systems im Raum Wadern, so fällt neben dem Knie der Prims auf, daß die Hauptentwässerungsdarn die Merziger Grabenmulde auffällig meiden und stattdessen teilweise parallel zu ihren südöstlichen Randstörungen durch großenteils härtere Gesteine verlaufen, obwohl die Prims im Tertiär die nordöstliche Grabenspitze von E nach W durchfloß, noch zur Hauptterraszenzeit einen Mäander bis nördlich Nunkirchen beschrieb und noch zur Zeit der oberen Mittelterrasse bis fast nach Noswendel nach W pendelte. Weiterhin läßt sich feststellen, daß ein Rest der oberen Mittelterrasse der Wadrill beim Wbh. südwestlich Wadern etwa 10—15 m höher liegt als benachbarte Vorkommen (s. Abb. 4). Zur Zeit der unteren Mittelterrasse floß die Wadrill noch in einem Mäander am Sppl. Wadern vorbei nach W und

⁴⁾ SCHUNCK bezieht sich dabei auf Arbeiten von MATHIAS (1936) und FISCHER (1957), die nach neueren, noch nicht publizierten Ergebnissen von ZÖLLER nur noch eingeschränkt als richtig angesehen werden können.

überquerte dabei die Randverwerfung, während ihr heutiger westlicher Talrand auffällig geradlinig und ganz östlich der Randverwerfung verläuft. Im beschriebenen Bruchfeld westlich Morsholz lassen sich anstelle der sonst in diesem Raum üblichen drei Terrassen oberhalb der Talaue (FISCHER 1957; LIEDTKE 1969) acht pleistozäne Terrassen feststellen. Diese Beobachtungen stützen die Ansicht, daß es sich bei dem Bruchfeld von Morsholz und ähnlichen Strukturen zwischen Morsholzer Bach und Wadrill um noch quartär aktive Tektonik mit antithetischem Bewegungssinn handelt. Ein junger Wadrillgraben ist zwar z. Zt. noch nicht exakt nachweisbar, doch deuten die morphologischen Verhältnisse sowie die genannten NE-fallenden Abschiebungen auf seine Existenz hin, wie überhaupt entlang des gesamten östlichen Randes der Merziger Grabenmulde Anzeichen für junge Umkehr des jungpaläozoisch-mesozoischen Bewegungsbildes auftreten (vgl. STAFF & STRACK 1980, die ähnliches in der Umgebung von Bad Kreuznach ermittelten).

Auf rezente Aktivität am nördlichen Ast der Hunsrücksüdrand-Störung könnte die Analyse eines Erdbebens der maximalen Stärke 5 auf der Mercalli-Sieberg-Skala vom 1. 4. 1931 durch LANDSBERG (1931) hindeuten. Allerdings liegt von diesem Beben keine Herdflächenlösung vor.

Hingegen stehen die angenommenen jungen NW—SE Störungen in guter Übereinstimmung mit der von ILLIES & GREINER (1979) angegebenen Hauptzugspannungsrichtung (SW—NE) im Rheinischen Schild.

Unter Berücksichtigung der tiefen Lage des smK bei Primsweiler erscheint die Annahme einer tektonisch bedingten Entwässerungsumkehr des Ur-Prims-Systems zum Theel-System nunmehr wahrscheinlich.

Abschließend sei die Frage nach dem Verhältnis der jungtertiär-quartären zur paläozoischen und mesozoischen Tektonik diskutiert (s. a. SCHUNCK 1979). Die pleistozäne Hebung des westlichen Hunsrücks, der sich unmittelbar nördlich an das bearbeitete Gebiet anschließt, ist unbestritten, es bedarf jedoch noch weiterer Untersuchungen, ob sie entlang des erzgebirgisch streichenden Mettlach-Siercker Sattels (Hunsrücksattel in Abb. 1), wie MATHIAS (1936) und FISCHER (1957) annahmen, oder entlang anderer Strukturen erfolgte.

Hercynische Richtungen existierten im untersuchten Raum nachweislich schon mindestens seit der älteren Trias (Kap. 2), rheinische mindestens seit dem Oberrotliegenden (Kap. 3a). Es muß auch damit gerechnet werden, daß weitere Strukturen des paläozoischen Untergrundes noch nicht hinreichend bekannt sind. Somit kann die Frage, ob und inwiefern die jungtertiär-pleistozäne Tektonik alte Muster nachzeichnet, nicht endgültig beantwortet werden, mit Sicherheit kann jedoch gesagt werden, daß sie nicht nur an den variskischen und mesozoischen SW—NE gerichteten Sattel- und Muldenbau gebunden ist.

5. Schriftenverzeichnis

- FALKE, H. & BANK, H. (1970): Zur Geologie und Tektonik der südwestlichen Nahemulde. — 19. Sonderheft „Der Aufschluß“: 53—67; Heidelberg.
- FISCHER, F. (1957): Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. — Ann. Univ. Sarav. Phil., 5 (2): 104—192; Saarbrücken.
- GREBE, H. (1889): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blätter Losheim und Wadern, 33. Lieferung; Berlin.
- ILLIES, H. & GREINER, G. (1979): Holocene Movements and State of Stress in the Rhinegraben Rift System. — Tectonophysics, 52: 349—359; Amsterdam.
- KLINKHAMMER, B. F. (1959): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen auf dem SE-Flügel der Merziger Mulde. — Archiv Geol. L. A. d. Saarl., 39 S.; Saarbrücken.
- & MÜLLER, E. M. (1965): Oberrotliegendes und Mittlerer Buntsandstein als Deckgebirge des Saarbrücker Karbonsattels. — Z. dt. geol. Ges., 117: 120—122; Hannover.

- LANDSBERG, H. (1931): Das Saarbeben vom 1. April 1931. — Gerlands Beiträge zur Geophysik, **31**: 240—258; Leipzig.
- LIEDTKE, H. (1969): Grundzüge und Probleme der Oberflächenformung des Saarlandes und seiner Umgebung. — Forsch. z. dt. Landeskde, **183**; 63 S.; Bad Godesberg.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Sarav., **III**/3: 176—201; Saarbrücken.
- & KLINKHAMMER, B. F. (1959): Ergebnisse von Untersuchungsbohrungen in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde. — Ann. Univ. Sarav., **VIII**, 3/4: 211—223; Saarbrücken.
- (1963): Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Saarkarbonsattel. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 117—196; Wiesbaden.
- SCHUNCK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahe-Senke — Luftbildgeologische Analyse eines Schollenmosaiks. — Diss. Fachber. Geowissenschaften; 123 S.; Frankfurt/M.
- STAPF, K. R. G. & STRACK, D. (1980): Zur Tektonik der nördlichen Nahemulde im Raum Bad Kreuznach. — Oberrhein. Geol. Abh., **29**: 29—50; Karlsruhe.
- STRACK, D. & STAPF, K. R. G. (1980): Ist der Kreuznacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluvial entstanden? — Geol. Rdsch., **69** (3): 892—921; Stuttgart.
- WERLE, B. (1978): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen an der Bohrung Hargarten/Saar. — Diss. Math.-Nat. Fak., Univ. Saarbrücken; 142 S.; Saarbrücken. — [Unveröff.]

Manuskript eingegangen am 20. 1. 1981.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	79—82 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	---------------------------------	----------------------

Zwei Geschiebe von Riebeckit-Porphyr aus dem Geschiebemergel des Samlandes (Ostpreußen)

HORST-JÜRGEN HERBERT & ALFRED EISENACK *)

Sampling (1924, 1936), boulder clay, erratic block, petrographic analysis, porphyre, Riebeckite, QAP-Diagram. Baltic Plain (Samland).

Zwei Geschiebe des Samländer Geschiebemergels sollen hier eine kurze Beschreibung finden. Die beiden Proben wurden von EISENACK 1924 und 1936 gesammelt und HERBERT zur Bearbeitung überlassen. Die Fundpunkte, beide am Fuße der Geschiebemergel-Steilküste des Samlandes, liegen etwa 1 km südlich von Groß-Dirschheim, rd. 1 km voneinander entfernt.

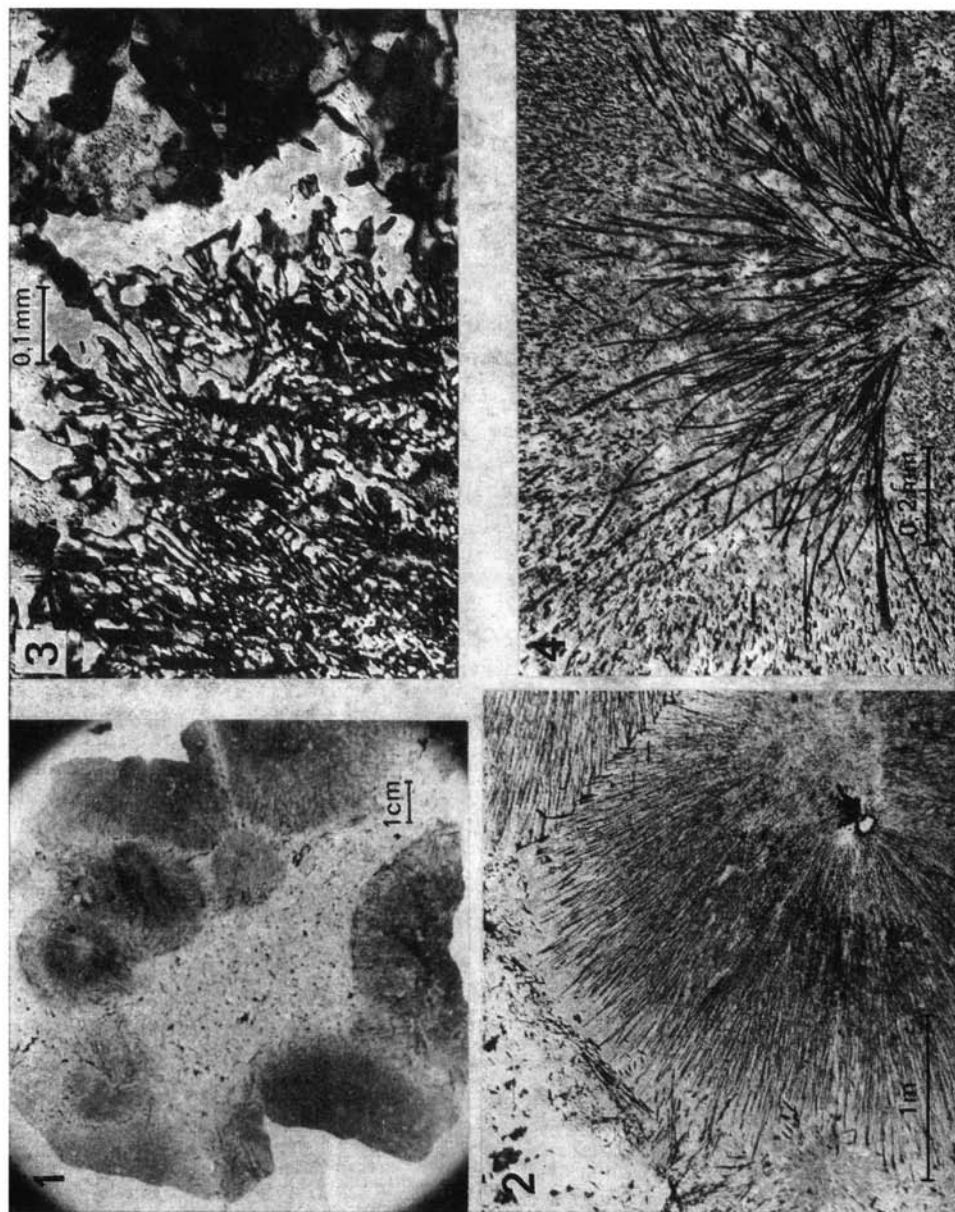
Bei den Proben handelt es sich um zwei Geschiebe identisch im Habitus, 1,014 bzw. 3—4 kg schwer und mit einer Dichte von 2,65 g/cm³ (Bestimmung von EISENACK). Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß es sich bei den Gesteinen um pseudosphärolithische Riebeckit-Porphyre handelt, welche mit hoher Wahrscheinlichkeit der Ganggefölg-schaft der nordländischen Alkaliprovinz zuzuordnen sind.

Gesteine dieser Art sind schon seit längerer Zeit bekannt. Eine gute petrographische Beschreibung von nordischen Leitgeschieben stammt von HESEMANN (1936: 101). HESEMANN beschreibt einen pseudosphärolithischen Riebeckitgranophyr aus Mittenwalde, Kirchhain (Brandenburg), der den vorliegenden Gesteinen im wesentlichen gleicht. In einer rötlich-grauen bis braunen feinkörnigen Zwischenmasse liegen zahlreiche bis erbsengroße, sonnenartige Pseudosphärolithe mit ausgezeichneter Radialstruktur. Es sind Kugeln oder Ellipsoide von brauner bis braun-schwarzer Farbe, die einzeln oder zu nieren- und streifenförmigen Gebilden verwachsen vorkommen. Pseudosphärolithe sind nach der Definition von ROSENBUSCH (1910: 317) radialstrahlige Gebilde, die im wesentlichen die Zusammensetzung der Grundmasse haben und aus einem Gemenge von Quarzstrahlen und Feldspatstrahlen bestehen. Doch hat HESEMANN Abbildungen von Schliffen nicht veröffentlicht.

Mikroskopisch ist in den Geschieben des Samlandes der Mineralbestand Orthoklas, Albit, Plagioklas, An₂₇₋₃₂, Quarz, Riebeckit, Ägirinaugit und Erz zu erkennen. Die Werte der Modalanalyse sowie weitere Kenngrößen, wie Farbzahl und QAP-Werte sind in Tabelle 1 getrennt für Gesamtgestein, Zwischenmasse und Pseudosphärolithe angeführt.

Die Pseudosphärolithe (Taf. 1, Fig. 1, 2) treten sowohl einzeln als auch in verzahnten Haufwerken auf. Die nahe Berührung bedingt oft ein verzerrtes Wachstum. Sie bestehen hauptsächlich aus kryptographisch bis mikrographisch verwachsenen Quarz-Feldspat-Kristallen mit sehr ausgeprägter radialstrahliger Anordnung. Bei gekreuzten Polarisatoren ist ein mehr oder weniger deutliches Interferenzkreuz zu beobachten. Gegen die Peripherie der Pseudosphärolithe geht die kryptographische Struktur in eine mikrographische über (Taf. 1, Fig. 3).

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. A. Eisenack, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Sigwartstr. 10, 7400 Tübingen 1; Dr. H.-J. Herbert, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Technischen Universität Clausthal, Adolf-Römer-Straße 2 A, 3392 Clausthal-Zellerfeld.



Tafel I

Fig. 1: Pseudosphärolitischer Riebeckit-Porphyr aus der Geschiebemergel-Steilküste des Samlandes, Ost-Preußen.

Fig. 2: Pseudosphärolith. In den Pseudosphärolithen sind die Riebeckit-Nadeln radialstrahlig angeordnet, im Randbereich oft tangential. (3,2 x 3,6 mm, // Pol.)

Fig. 3: Mikrographisch verwachsene Quarz-Feldspat-Aggregate mit radialstrahliger Anordnung im Randbereich der Sphärolithe. Der Übergang von der graphischen Struktur der Pseudosphärolithe zur granularen Struktur der Zwischenmasse tritt deutlich in Erscheinung. (0,9 x 0,6 mm, + Pol.).

Fig. 4: Büschelige, „eisblumenartige“ Riebeckit-Aggregate in den Pseudosphärolithen. (1,4 x 0,9 mm, // Pol.)

Die markanteste Mineralphase der Kugelgebilde ist die Fe-reiche Riebeckit-Varietät Ossanit. Der Habitus der Riebeckitkristalle ist langsäulig bis nadelig, nach *c* gestreckt. Es treten sowohl regellos verstreute Einzelkristalle auf, als auch radialstrahlige Aggregate, oft mit büscheligem „eisblumenartigem“ Wachstum (Taf. 1, Fig. 4). Während die Riebeckitnadeln in den Pseudosphärolithen radial angeordnet sind, liegen sie im Randbereich der Kugeln oft tangential (Taf. 1, Fig. 2). Die Spaltbarkeit (110) ist gut entwickelt. Die Farbe ist in Schliffdicke intensiv mit starkem Pleochroismus; X = dunkel stahlblau, Y = braungelb, Z = dunkel blaugrau, fast opak. Die Lichtbrechung ist wegen des hohen Eisengehaltes sehr hoch. Die Auslöschungsschiefe $\alpha \wedge c = 0^\circ$. Der optische Achsenwinkel $2 V_x = 80^\circ - 85^\circ$.

Als dunkle Gemengteile treten weiterhin vereinzelt Erzkörner auf, die den häufig exzentrisch gelagerten Kern der Pseudosphärolithe bilden.

Die Zwischenmasse zwischen den Pseudosphärolithen weist eine wesentlich gröberkörnige, und zwar eine granulare Struktur auf. Sie ist nicht mehr wie in den Pseudosphärolithen mikrophisch noch ist sie granophyrisch. Die Zwischenmasse besteht aus einem Mosaik aus Albit und Quarz. Ein basischerer Plagioklas An_{27-32} mit deutlicher Albitverzwillingung tritt nur untergeordnet auf. Vereinzelt sind große, idiomorphe, zersprungene, undulös auslöschende Hochquarze anzutreffen. Die dunklen Gemengteile werden von stark zersetztem Ägirinaugit, Riebeckit und Erz gebildet.

Tab. 1: Pseudosphärolithischer Riebeckit-Porphyr-Modalanalyse in Vol.-%, Farbzahl und QAP-Werte

	Gesamt-gestein	Pseudo-sphärolithe	Zwischen-masse
Orthoklas	30	30	—
Albit	25	4	21
Plagioklas An_{27-32}	3	—	3
Quarz	21	3	18
Riebeckit (Ossanit)	13	10	3
Ägirinaugit	6	—	6
Erz	2	1	1
Vol.-%	100	48	52
Farbzahl	21	22.9	19.2
Q	26.6	8.2	42.8
A	69.6	91.8	50.0
P	3.8	—	7.2

Die untersuchten Geschiebe haben insgesamt eine granitische Zusammensetzung. Dies geht aus Tab. 1 und Abb. 1 deutlich hervor. Es sind jedoch auffällige Unterschiede in der Zusammensetzung von Pseudosphärolithen und Zwischenmasse festzustellen. Die Projektionspunkte der QAP-Werte der Zwischenmasse liegen im Granit-Feld, die der Pseudosphärolithe im Alkalisyenit-Feld (nach der Streckeisen-Nomenklatur für Tiefengesteine 1967: 160).

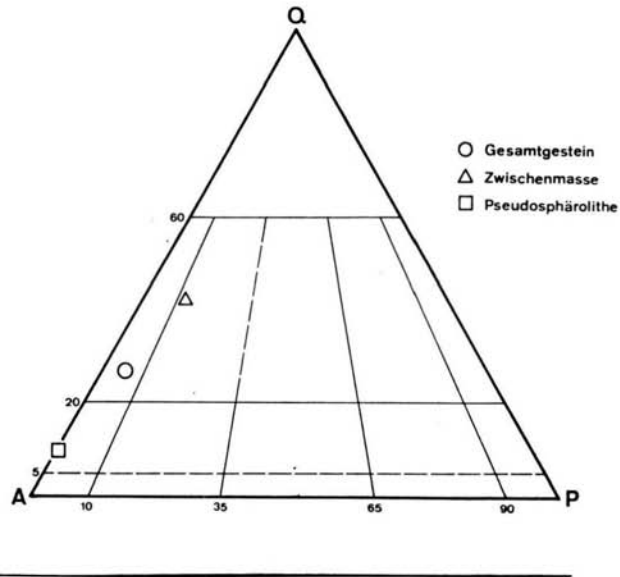


Abb. 1: Pseudosphärolithischer Riebeckit-Porphyr — QAP-Diagramm.

Die beschriebenen Gefügemerkmale und die Mineralparagenese lassen bei diesen Gesteinen auf granitische Ganggesteine schließen. Geht man von der Nomenklatur von STRECKEISEN (1967: 175) aus (eine im deutschsprachigen Raum gebräuchliche Nomenklatur von Ganggesteinen, die ihrerseits auf JOHANNSEN 1917 zurückgeht), können die untersuchten Gesteine als Granitporphyre bzw. Riebeckit-Granitporphyre bezeichnet werden.

Riebeckit-Porphyr ist bisher 3 Mal gefunden worden, ein Mal von HESEMANN (1936: 101) und 2 Mal von EISENACK. Auffällig ist, daß die 2 letzten Fundpunkte nicht weit voneinander entfernt waren. Es handelt sich um ein seltenes aber sehr markantes Gestein, dessen Heimat vielleicht einmal aufgefunden wird. In diesem Falle würde es ein ausgezeichnetes Leitgestein darstellen. Das rechtfertigt diesen kurzen Bericht.

Als Riebeckit-Porphyr wurde es bereits 1925 erkannt, und zwar durch Dr. A. POSTELMANN (Königsberg), ein ausgezeichneter Kenner nordischer Gesteine (mündl. Mitt.).

Schriftenverzeichnis

- JOHANNSEN, A. (1917): Suggestions for a quantitative mineralogical classification of igneous rocks. — J. Geol., **25**: 63—97; Chicago.
- HESEMANN, J. (1936): Zur Petrographie einiger nordischer kristalliner Leitgesteine. — Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., **173**: 170—174; Berlin.
- ROSEBUSCH, H. (1910): Elemente der Gesteinslehre. — 3. Aufl., 692 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. — N. Jb. Miner. Abh., **107**: 144—214; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 15. 6. 1980.

Eiszeitalter u. Gegenwart	31	83—90 6 fig., 1 tab.	Hannover 1981
---------------------------	----	-------------------------	---------------

Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais

ETIENNE JUVIGNÉ & ARNO SEMMEL *)

Volcanic tuff, Eltviller Tuff, correlation, loess, soil profile, hydromorphic soil, paleosol, gray forest soil, Upper Pleistocene, texture, C-14 dating, index map. Belgium (Hesbaye), Netherlands (Limburg), Upper Rhine Valley (Rheingau), Hessen, Rheinisches Schiefergebirge, Rheinland-Pfalz. TK 5408, 5914, 5915, 5916

Résumé : Un tuf volcanique a été mis en évidence dans trois profils de loess de Hesbaye (Rocourt et Lixhe) et du Limbourg néerlandais (Nagelbeek). Ce tuf correspond probablement à l'Eltviller Tuff connu en Hesse (SEMMEL 1967). En conséquence, cette découverte permet de comparer directement une partie de la séquence des loess du Pléistocène supérieur propre à chaque région.

[Ein vulkanischer Tuff ähnlich dem Eltviller Tuff in den Lössen von Hesbaye (Belgien) und Niederländisch-Limburg]

Kurzfassung : Ein vulkanischer Tuff ist in drei Lössprofilen von Ostbelgien (Rocourt und Lixhe) und niederländisch Limburg gefunden worden. Dieser Tuff kann mit dem Eltviller Tuff (SEMMEL 1967) korreliert werden. Daher können die Lössprofile von Ostbelgien, niederländisch Limburg (Nagelbeek) und Hessen parallelisiert werden.

[A Volcanic Tuff Similar to the Eltviller Tuff in the Loess of Hesbaye (Belgium) and Limburg (Netherlands)]

Abstract : A volcanic tuff has been found in three loess profiles of Hesbaye (Rocourt and Lixhe) and of Limburg in Netherland (Nagelbeek). This tuff corresponds probably with the Eltviller Tuff of Hessen in West Germany (SEMMEL, 1967). This key-bed permits to compare both loess stratigraphies.

1. Introduction

ROHDENBURG & SEMMEL (1971) ont décrit une très fine bande noire dans les loess de Rocourt (Belgique) sous un horizon rapporté par eux au sol de Kesselt (Fig. 1). Ils ont proposé une corrélation entre cette bande noire et un tuf volcanique connu en Hesse sous le nom d' Eltviller Tuff (SEMMEL 1967). Sur base de leurs observations H. ROHDENBURG et A. SEMMEL concluent à l'impossibilité d'une corrélation entre le sol de Kesselt et le sol de Stillfried B comme l'avait proposé PAEPE (1966).

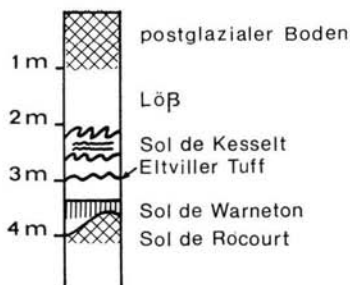


Fig. 1: Position de l'Eltviller Tuff à Rocourt, d'après ROHDENBURG & SEMMEL (1971, Abb. 1).

*) Anschrift der Verfasser: Dr. E. Juvigné, z. Zt. Forschungstipendiat der Alexander-von-Humboldt-Stiftung, Universität zu Köln, Geologisches Institut, Lehrstuhl für Eiszeitenforschung, Zülpicher Straße 49, D-5000 Köln. — Chercheur qualifié au F.N.R.S., Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 7, B 4000 Liège. — Prof. Dr. A. Semmel, Institut für Physische Geographie der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, D-6000 Frankfurt am Main.

Au cours de l'excursion organisée par la DEUQUA en septembre 1980, nous avons découvert dans les coupes de loess de Lixhe, et Nagelbeek¹⁾ une bande noire (Fig. 2) identique à celle signalée précédemment à Rocourt (ROHDENBURG & SEMMEL 1971).

Dans le présent article, nous proposons une étude minéralogique et granulométrique de fines bandes noires de Hesbaye, du Limbourg néerlandais, de Hesse et du Palatinat. Les résultats plaident en faveur d'un tuf unique qui serait l'Eltviller Tuff.



Fig. 2: Bande de tuf volcanique visible à l'oeil nu à Lixhe.

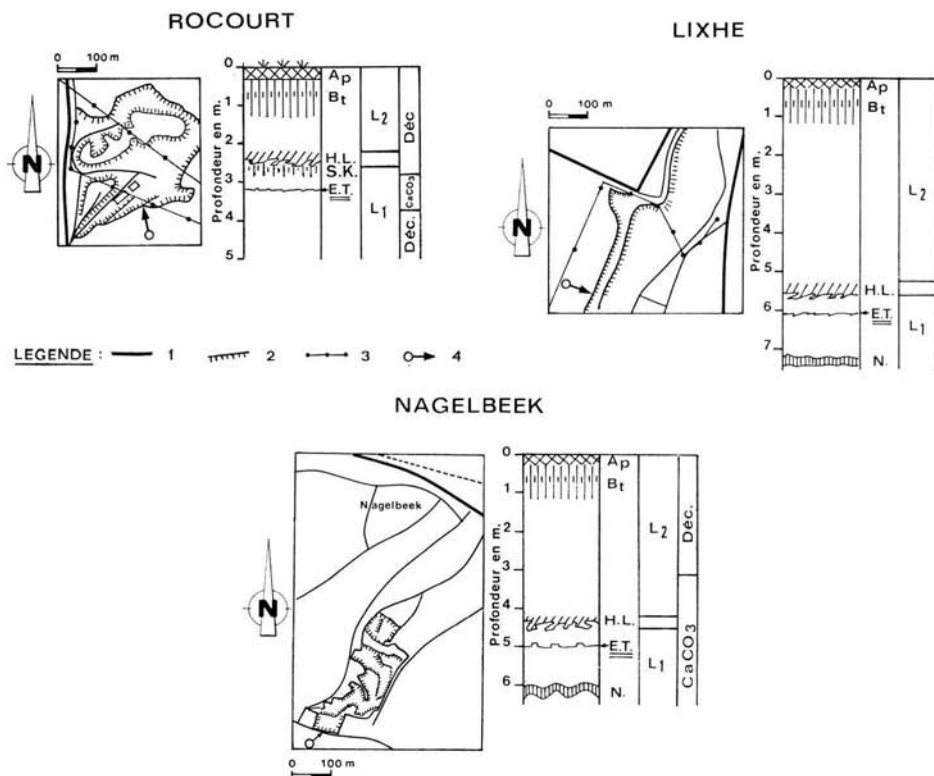


Fig. 3: Position du tuf volcanique dans trois profils de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. Les plans de situation sont extraits de cartes topographiques au 10.000e; ils se rapportent respectivement aux carrières suivantes: Rocourt: Sablière de la S.A. Sables et Gravieres.

Lixhe: Carrière de craie de la C.B.R. Nagelbeek: Carrière Brull.

Légende: 1. Route. 2. Front de taille. 3. Ligne électrique à haute tension. 4. Point d'observation. Ap. Horizon labouré. Bt. Sol actuel naturel. H.L. Horizon à langues. S.K. Sol de Kesselt. E.T. Eltviller Tuff. N. Naßboden. Déc. Horizon décalcifié. CaCO₃. Horizon contenant du calcaire. L1 Limon poudreux inférieur. L2 Limon poudreux supérieur.

¹⁾ Ces coupes ont été présentées respectivement par F. GULLENTOPS (Lixhe) et O. S. KUYL et H. MÜCHER (Nagelbeek). Chacun nous a aimablement autorisé à publier notre découverte. Nous les remercions très vivement.

2. Description du tuf volcanique de Hesbaye et du Limbourg néerlandais

2.1. Localisation du tuf dans les trois profils

La localisation géographique des profils étudiés est rapportée sur la figure 4 et la position stratigraphique du tuf sur la figure 3.

Dans chacune des trois coupes deux générations de loess poudreux (L1 et L2, fig. 3) peuvent être distinguées. Elles sont séparées par un horizon dont la base se présente sous forme de langues obliques (*h o r i z o n à l a n g u e s*).

La mince bande de tuf volcanique est incluse au sein du dépôt loessique inférieur (L1). Celui-ci est généralement finement stratifié et montre localement des petites cryoturbations. L'excellente préservation des structures sédimentaires de ce loess atteste qu'aucune pédogenèse ne l'a affecté du moins au niveau du tuf. Il en résulte que la retombée des poussières volcaniques a dû se faire sous climat froid et sec.

Dans le profil de Rocourt, entre l'*h o r i z o n à l a n g u e s* et le tuf volcanique il existe peut-être un sol désigné sous le nom de sol de Kesselt (GULLENTOPS 1954: p. 149: "Une preuve formelle" — de la présence du sol de Kesselt à Rocourt — "n'en existe cependant pas parce qu'il manque un horizon calcaireux entre la couche 6 et le profil actuel."

2.2. Composition des diverses bandes de tuf de Hesbaye, du Limbourg néerlandais ainsi que de l'Eltviller Tuff

Nos observations concernent tous les points de prélèvements représentés sur la figure 4.

Tous les échantillons ont été prélevés essentiellement au niveau de chaque bande noire mais une contamination par le loess ne peut être évitée quand la couche est millimétrique.

Pour limiter au maximum les confusions lors des déterminations microscopiques, l'essentiel de la composante loessique a été éliminé par tamisage à 63 μm . En raison du fait que des grains ont pu traverser les mailles en diagonale, seuls ceux de plus de 80 μm ont été considérés à l'analyse. Pour éviter la dissolution sélective de minéraux, seule l'eau oxygénée bouillante a été utilisée pour disperser les agglomérats. Les séparations entre fractions denses et légères ont été effectuées par centrifugation dans le bromoforme (JUVIGNE 1979).

En premier lieu, il faut insister sur la nature basaltique attestée par la couleur noire du tuf en place.

En ce qui concerne les minéraux denses transparents, les spectres sont représentés dans le tableau 1. Nous y avons ajouté des déterminations effectuées antérieurement par J. FRECHEN sur des échantillons de l'Eltviller Tuff prélevés à Weilbach et Hahnstatten. Ces résultats ont été publiés dans BIBUS (1973).

La différence est très faible entre nos spectres et ceux décrits par J. FRECHEN. Il s'agit d'un léger accroissement des pyroxènes aux dépens de l'olivine. Ceci peut tenir à des différences propres à la méthode de traitement ou de détermination. Dans ce sens, les facteurs les plus déterminants sont souvent la classe granulométrique et/ou la méthode de séparation (décantation ou centrifugation). Mais en l'absence de tout renseignement méthodologique relatif aux spectres de J. FRECHEN, il ne nous est pas possible de proposer une explication fondée.

Dans tous les échantillons, les pyroxènes monocliniques sont semblables.

Leur forme est généralement trapue, parfois prismatique. Les formes dentelées sont rares.

En lumière naturelle, ils sont souvent verts avec des nuances brunâtres ou grisâtres. Plusieurs grains sont à peine colorés et ne présentent guère qu'un discret reflet vert très pâle.

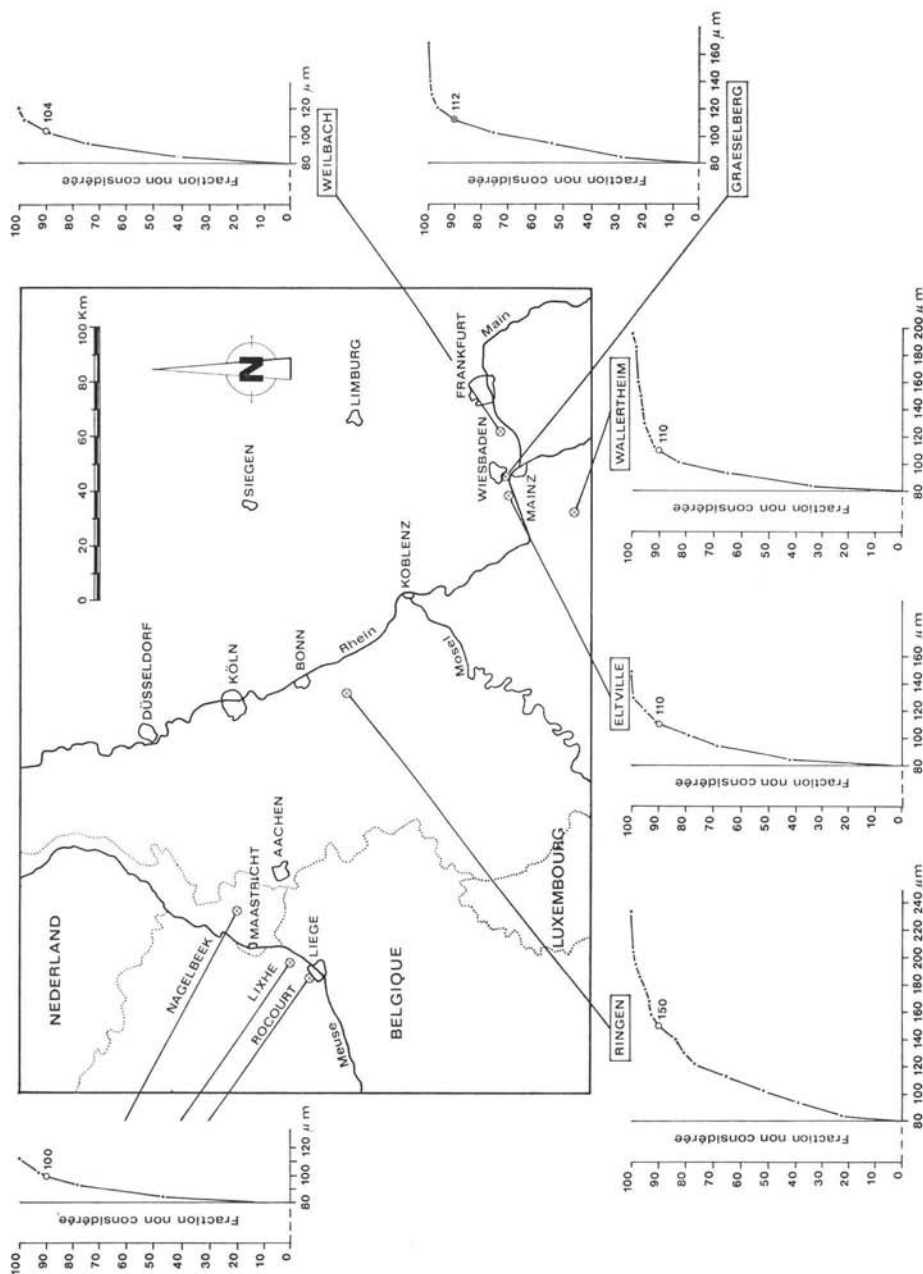


Fig. 4: Localisation des sites étudiés et granulométrie des pyroxènes monocliniques des diverses bandes de tufs volcaniques.

Minéraux denses transparents	J. FRECHEN		E. JUVIGNE							
	Hahnstätten	Weilbach	Weilbach	Eltville	Graesenberg	Wallertheim	Ringel	Rocourt	Lixhe	Nagelbeck
Pyroxènes monocliniques	87,6	86,1	93,2	94,1	96,2	97,5	95,3	96,1	95,4	95,4
Olivine	11,2	13,4	6,3	5,1	3,6	1,7	3,7	3,1	3,9	3,5
Hornblende brune	1,2	0,5	0,4	0,8	0,3	0,9	1,0	0,9	0,7	1,1

Tab. 1: Les associations de minéraux denses transparents de bandes de tufs volcaniques dans quelques sites de Hesse, du Palatinat, de Hesbaye et du Limbourg néerlandais.

En lumière polarisée, l'extinction est souvent incomplète, parfois même assortie d'une importante dispersion. Dans les tailles où les pyroxènes se présentent en Belgique et en Allemagne (fig. 4) il est rare que plus de deux ordres de teintes se manifestent.

2.3. Granulométrie des pyroxènes monocliniques

Nous rappelons d'abord que pour des raisons techniques (§ 2.2) seuls les grains de plus de 80 μm ont été considérés. Dans chaque cas, c'est la plus grande largeur apparente au microscope qui a été mesurée à l'aide d'un oculaire gradué.

Les courbes propres à chaque site sont dessinées sur la figure 4. En raison des différences extrêmement faibles entre les sites belges et néerlandais, l'unique courbe rapportée vaut pour tous les profils.

Pour éviter les écarts exceptionnels qui peuvent se manifester quand on raisonne sur le plus gros grain, nous avons représenté sur chaque graphique la taille du grain correspondant au 90^e pourcent de la fraction étudiée.

C'est à Ringel (Eifel) que les grains sont les plus gros; le 90^e pourcent atteint 150 μm . C'est aussi dans ce site que le tuf est le plus épais. Il peut être sous-divisé en plusieurs fines couches ramifiées, distribuées sur une hauteur d'environ 5 cm, mais l'épaisseur cumulée des fines bandes de tuf ne représente qu'environ 2 cm. Ces caractéristiques nous indiquent que parmi les sites étudiés, Ringel est le plus proche du point d'émission qui serait donc nécessairement dans l'Eifel.

Le 90^e pourcent a une taille de 110 μm à 112 μm dans le triangle Eltville—Wallertheim—Graesenberg. A Weilbach, la taille du 90^e pourcent est un peu plus faible (104 μm). C'est en Hesbaye et au Limbourg néerlandais que la bande de tuf est la plus fine (1 à 5 mm) et que le 90^e pourcent est le plus petit (100 μm).

2.4. Identité du tuf de Hesbaye et du Limbourg néerlandais

Une corrélation a déjà été proposée par ROHDENBURG & SEMMEL (1971) entre la bande noire de Rocourt et l'Eltviller Tuff. Ce rapprochement était seulement basé sur la position stratigraphique des tufs respectifs. Il nous paraît utile d'insister sur le fait que la composition et la granulométrie plaident aussi en faveur d'une telle corrélation.

Nous tenons aussi à rappeler ici que l'un d'entre nous (E. JUVIGNÉ) a antérieurement attribué à H. ROHDENBURG et A. SEMMEL une confusion de la bande noire de Rocourt avec le tuf de Rocourt (JUVIGNÉ 1977). Les présents résultats montrent que H. ROHDENBURG et A. SEMMEL n'avaient pas effectué cette confusion.

3. Le problème de l'âge du tuf

Si comme nous, on admet que le tuf volcanique découvert dans les loess de Hesbaye et du Limbourg néerlandais correspond à l'Eltviller Tuff, alors on se trouve en présence de solutions contradictoires.

3.1. Age de l'Eltviller Tuff d'après la stratigraphie de Hesse et du Palatinat

L'Eltviller Tuff est défini comme une tuffitische Lage située entre les Naßböden E₃ et E₄ dans la stratigraphie des loess würmiens de Hesse méridionale représentée à la figure 5 (SEMME 1967). Dans cette stratigraphie, les Naß-

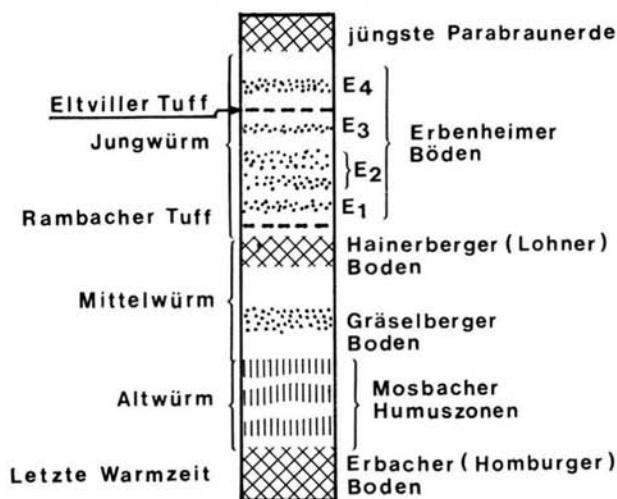


Fig. 5: Position de l'Eltviller Tuff dans la stratigraphie générale des limons de Hesse (d'après SEMMEL 1967, Abb. 1).

böden E₁ à E₄ divisent les loess du Würm récent à la base desquels se trouve le Hainerberger Boden ou Lohner Boden. Celui-ci est le sol le mieux développé dans les loess würmiens sus-jacents à l'horizon humifère du Würm ancien. Ceci vaut pour les loess d'Allemagne Fédérale mais aussi pour les loess du "Feuchte Lößlandschaft" d'Autriche (FINK 1976), où le Lohner Boden est visible par exemple dans la coupe de la briqueterie de Feilendorf au sud-ouest de Sint Poelten (BIBUS & SEMMEL 1977). J. FINK défend l'idée que ce sol est l'équivalent du sol de Stillfried B dans la "Trockenen Lößlandschaft". Si l'on admet cette corrélation et l'âge 14 C du sol de Stillfried B, alors l'Eltviller Tuff se trouve dans un loess qui est nécessairement plus jeune que 28 000 ans.

Dans le cas où l'on contesterait ces considérations relatives à la valeur stratigraphique du Lohner Boden, il n'en reste pas moins que d'autres données confirment que l'Eltviller Tuff serait nécessairement plus jeune que 30 000 ans.

- 1) Deux datations absolues ont été réalisées par le Laboratoire 14 C du "Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung" sur des mollusques prélevés dans le Naßboden E₂ sous-jacent au tuf. Elles ont donné respectivement:

— Hv 1296 : 18.500 ± 950 BP

— Hv 1297 : 21.100 ± 1400 BP

Ces deux datations sont rapportées par SEMMEL 1967.

- 2) Un reste de crâne d'*Homo sapiens sapiens* a été découvert dans les sédiments de la terrasse t_6 du Main sur laquelle existe localement des dépôts loessiques contenant l'Eltviller Tuff. Une datation 14C de ce reste de crâne a fourni un âge de 31200 ± 600 B.P. En outre une détermination basée sur les acides aminés a été réalisée par R. PROTSCH; elle a donné un âge de 32000 B.P. (PROTSCH & SEMMEL 1978).
- 3) Au lieu-dit Napoleonshöhe près de Sprendlingen (Palatinat), l'Eltviller Tuff a été trouvé dans les loess surmontant une couche archéologique rapportée au Gravettien (BOSINSKI 1979). IVANOVA (1972) a proposé une série de datations 14C pour des sites archéologiques du Gravettien; dans l'ensemble les résultats sont plus jeunes que 30000 B.P. Sans ignorer la problématique relative aux datations 14C on ne peut cependant admettre sur base des données actuelles un âge plus ancien que 30000 ans pour l'Eltviller Tuff. Sur base de l'âge des coquilles du Naßboden E₂, un âge plus jeune que 20000 ans est même dans le domaine des probabilités.

3.2. Age de l'Eltviller Tuff d'après la stratigraphie des loess de l'Eifel et de la Niederrheinische Bucht

LÖHR et BRUNNACKER (1974) ont observé l'Eltviller Tuff dans une douzaine de profils de loess de l'Eifelvorland septentrional et de la Niederrheinische Bucht. Il se présente entre le III. Boden qui est mis en corrélation avec l'interstade de Laugerie-Lascaux (environ 18.000 B.P.) et le II. Boden parallélisé avec le sol de Stillfried B.

3.3. Age du tuf en Hesbaye et au Limbourg néerlandais d'après la stratigraphie locale

Le tuf volcanique se présente en dessous de l'horizon à langues et peut-être même sous le sol de Kesselt. GULLENTOPS (1957) a proposé une corrélation entre le sol de Kesselt et l'interstade Würm II/Würm III (BORDES 1954). D'après ce dernier, cet interstade doit être situé entre le Paléolithique moyen et le Paléolithique supérieur.

Ultérieurement, à Kesselt, BASTIN (1971) a mis en évidence par la palynologie une amélioration climatique au sein de l'horizon à langues. Il a désigné cette phase d'amélioration climatique sous le nom d'oscillation de Kesselt et l'a située au sein de l'interstade d'Arcy-Stillfried B pour lequel il propose un âge compris entre 32.500 B.P. et 28.500 B.P.

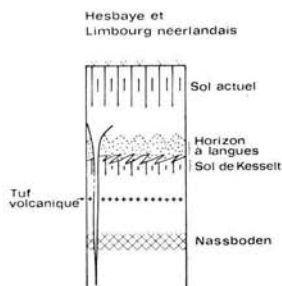


Fig. 6: Position du tuf volcanique dans la stratigraphie générale des limons de Hesbaye et du Limbourg néerlandais. (Rappel: la position du Sol de Kesselt dans cette Figure n'est pas certaine: revoir p 85.)

4. Conclusion

Si l'on considère comme exacte la chronostratigraphie des limons de Hesse ainsi que celle des limons de Belgique et du Limbourg néerlandais, alors il existerait deux tufs volcaniques de même composition minéralogique mais d'âge nettement distinct.

Par contre, si l'on admet comme nous l'existence d'un même tuf dans chacune des deux régions en cause, alors il y a lieu de revoir les chronostratigraphies respectives.

5. Bibliographie

- BASTIN, B. (1971): Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm. — *Acta Geographica Lovaniensia*, **9**: 136 p.; Louvain.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 346—361; Wiesbaden.
- & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 141—147; Wiesbaden.
- BORDES, F. (1954): Les limons quaternaires du Bassin de la Seine. Stratigraphie et Archéologie paléolithique. — *Arch. Inst. Paléont. Hum.*, **26**: 472 p.; Paris.
- BOSINSKI, G. (1979): Ein Fundplatz des mittleren Jungpaläolithikums bei Sprendlingen, Kreis Mainz-Bingen. — *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **9**: 147—153; Mainz.
- FINK, J. (1976): Ziegelwerk Feilendorf in: Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforter. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Ak. Wiss.*, **1**: 62—64; Wien.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contributions à la chronologie du pléistocène et des formes du relief en Belgique. — *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, **18**: 123—252; Louvain.
- (1980): Lixhe — Grube C.B.R. Führer zur Exkursion 2 der Deutschen Quartärvereinigung vom 14. bis 16. 9. 80, S. 56—58.
- IVANOVA, I. K. (1972): Das geologische Alter des fossilen Menschen. — *Archaeologica Venatoria*, **1**: 224 S.; Stuttgart.
- JUVIGNE, E. (1977): Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **100**: 13—22; Liège.
- (1979): Scheidetrichterthermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralien. — *Senckenbergiana Marit.*, **11**: 171—174; Frankfurt a. M.
- KUHL, O. S. & MÜCHER, H. (1980): Nagelbeek-Kiesgrube Brull: Lößstratigraphie Niederländisch-Südlimburgs. — Führer zur Exkursion 2 der Deutschen Quartärvereinigung vom 14. bis 16. 9. 80, S. 84—95.
- LÖHR, H. & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf.*, **102**: 168—190; Wiesbaden.
- PAEPE, R. (1966): Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. — *Bull. Soc. Belge de Géol.*, **75**: 203—216; Bruxelles.
- PROTSCH, R. & SEMMEL, A. (1978): Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden des ältesten Vertreters des Homo sapiens sapiens in Europa. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **28**: 200—210; Öhringen.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf.*, **99**: 246—252; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf.*, **95**: 104—108; Wiesbaden.

P.S. En cours de publication E. MEIJS nous a fait savoir qu'il déposait dans la revue *Geologie en Mijnbouw* une courte note relative à la découverte de l'Eltviller Tuff dans les environs de Maastricht (Pays-Bas). La parution est prévue en 1981.

Manuskript eingegangen am 10. 12. 1980.

Remerciements: Au cours de la préparation de ce travail, le Dr. P. HAESAERTS, le Dr. B. BASTIN et le Professeur A. PISSART ont bien voulu discuter avec nous du problème posé par la découverte du tuf volcanique dans les loess de Hesbaye et du Limbourg néerlandais. Ils ont ainsi largement contribué à la valorisation du manuscrit. Nous les en remercions très vivement.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	91—107 5 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	------------------	----------------------

Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen

HARTMUT USINGER *)

Critical review, lacustrine sediment, erosion, Upper Pleistocene (Alleroed-Dryas), misinterpretation, pollen diagram, climate effect, changes of sealevel, peat bog, inventory, section.

Northwestern German Plain (Kubitzbergmoor, Scharnhagener Moor, Rabensbergmoor), Schleswig-Holstein. TK 1119, 1526. Denmark (Bornholm, Vallensgård Mose)

Kurzfassung: Spätglaziale Seeablagerungen von verschiedenen Lokalitäten (hauptsächlich Schleswig-Holstein; Dänemark) lassen einen übergangslosen Wechsel von Alleröd- zu Dryas-3-Sedimenten erkennen. Das Fehlen von Übergangssedimenten weist auf einen Hiatus. Erosionserscheinungen an der Oberfläche der Alleröd-Sedimente bestätigen die Vermutung. Pollenanalytische Untersuchungen zeigen, daß der Hiatus bedeutende Teile von Alleröd und Dryas-3 umfassen kann, und daß dies nicht in plötzlichen Veränderungen von Pollenhäufigkeiten im Diagramm zum Ausdruck kommen muß. Im Zuge der Hiatus-Bildung kann aufgearbeitetes Alleröd-Material in Dryas-3-Sediment gelangen und dessen Pollenflora entstellen. Die Ursache der Hiatus-Entstehung dürfte in einer vorübergehenden Seespiegelsenkung und/oder anderen klimatisch bedingten Phänomenen zu suchen sein. Aus Beobachtungen anderer Autoren ist zu schließen, daß der Hiatus weit über das Gebiet bisheriger Nachweise hinaus erwartet werden muß.

[A Widespread Hiatus in Late Weichselian Lake Sediments: A Possible Cause for Misinterpretation of Pollen Diagrams and an Indication of Climatically Controlled Water Level Changes]

Abstract: Late-weichselian lake deposits from several sites (mainly in Schleswig-Holstein, West Germany. Denmark) show an abrupt change from Alleröd to Younger Dryas sediments. The absence of transitional sediments points to a hiatus. Marks of erosion on the surface of the Alleröd layers, as observed at some sites, confirm this assumption. Pollenanalytical investigations show that the hiatus may include essential parts of Alleröd and Younger Dryas layers, and this may not be reflected by sudden changes of pollen frequencies in the diagrams. When the hiatus was formed, reworked Alleröd material was deposited together with Younger Dryas sediments, and can distort their pollen flora. The hiatus seems to be caused by a lowering of the water level and/or other phenomena controlled by climate. Observations published by other authors indicate that the hiatus can be expected to exist far beyond the area where it has been recorded until now.

1. Einleitung

Lagerungsstörungen in Seesedimenten sind seit langem bekannt und wiederholt an Einzelbeispielen und zusammenfassend beschrieben worden (z. B. LUNDQVIST 1924; SCHÜTRUMPF 1936; MÜLLER 1969; AMMANN-MOSER 1975; AVERDIECK & PRANGE 1975; NICHOLS 1967). Ihre Folgen für die Interpretierbarkeit stratigraphischer Befunde sind offensichtlich: Nicht rechtzeitig erkannt, können sie Ergebnisse langwieriger Untersuchungen wertlos machen; nicht erkannt, führen sie fast zwangsläufig zu Fehlinterpretationen. So muß jede Lagerungsstörung interessieren, in der mehr als ein lokales Phänomen vermutet werden kann.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. Usinger, Botanisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40—60, D-2300 Kiel.

Bei pollenanalytisch-stratigraphischen Untersuchungen an spätglazialen Seeablagerungen in Schleswig-Holstein (USINGER 1975) ist zwischen den Sedimenten des Alleröd und denen der Jüngerer Tundrenzeit (im Folgenden: Dryas-3) ein Hiatus erkannt worden. Seine Nachweisbarkeit an mehreren gut aufgeschlossenen Spätglazial-Vorkommen des Landes ließ auf ein zumindest regional verbreitetes Phänomen schließen.

Dieser Schluß hat sich inzwischen als richtig erwiesen: es liegen sowohl neue Nachweise wie auch Beobachtungen anderer Autoren vor, nach denen mit gutem Grund eine weitere Verbreitung des Hiatus angenommen werden kann. Darüber hinaus hat sich nachweisen lassen, daß der Hiatus weit größere Teile von Alleröd und Dryas-3 umfassen kann, als es aufgrund bisheriger Befunde scheinen mochte. Dies hat speziell für die Deutung des allerödzeitlichen Abschnitts betroffener Diagramme erhebliche Konsequenzen.

Die vorliegende Arbeit soll in erster Linie auf die (mögliche) Existenz eines Hiatus im genannten Niveau hinweisen. Mit der Beschreibung seiner Merkmale an verschiedenen Lokalitäten sollen Anhaltspunkte gegeben werden, ihn auch anderenorts zu erkennen. Der Frage nach den Ursachen soll nachgegangen werden. Nicht beabsichtigt ist, bei der Zusammenstellung von Hinweisen auf die Existenz des Hiatus, die sich aus Beobachtungen anderer Autoren ergeben, Vollständigkeit zu erzielen. —

Mein herzlicher Dank für Hilfe bei Grabungsarbeiten gilt meinen Freunden und Kollegen Priv. Doz. Dr. F. Albers, Prof. Dr. Kl. Müller, cand. rer. nat. K. Weinert und Dipl.-Biol. A. Wolf. Frau Dr. H. Carmesin danke ich für vielfältige Hilfe bei der Anfertigung des Manuskripts.

2. Beobachtungen und Ergebnisse

Im Folgenden werden zunächst von verschiedenen Spätglazial-Vorkommen lithostratigraphische Befunde beschrieben, die zur Feststellung des Hiatus geführt haben. Diesen Befunden werden korrespondierende pollenanalytische Ergebnisse gegenübergestellt. So wird beurteilbar, inwieweit sich die lithostratigraphisch erkannten Hiatus im Pollendiagramm widerspiegeln. Mehrere weitere Lokalitäten, von denen zwar lithostratigraphische Hiatus-Nachweise, nicht aber pollenanalytische Resultate vorliegen, wurden nicht berücksichtigt.

Für die Erkennung und Deutung des Hiatus sind die Ergebnisse wiederholter Untersuchungen im Kubitzbergmoor/Kiel von besonderer Bedeutung. Die älteren Befunde (USINGER 1975: 94—108) werden anschließend zusammengefaßt, die neueren in Abschnitt 2.6. dargestellt.

2.1. Kubitzbergmoor

(Jungmoränengebiet nördl. Kiel, Schleswig-Holstein)

Das Moor beherbergt eine spätglaziale Schichtfolge in „klassischer“ 3-Gliederung: zwischen tundrenzeitlichen Absätzen aus hellgrauem, tonreichen Silt liegt der durch vorwiegend dunkle Farben deutlich abgehobene Alleröd-Horizont (vgl. Abb. 4). Dieser besteht in flachen Teilen des Sedimentationsraumes aus Algengyttja, in tieferen aus einem 2fachen Wechsel von Algen- und Kalkgyttja. Das ältere Präboreal ist durchgehend als Algengyttja entwickelt.

Die Sedimente wurden von einem ursprünglich ausgedehnteren und tieferen, abflußlosen See abgesetzt. Nach früh-postglazialer Seespiegelsenkung und Abbau hangender Torfe liegen sie aber heute in so geringer Tiefe, daß sie an vielen Stellen durch Grabung aufgeschlossen werden konnten.

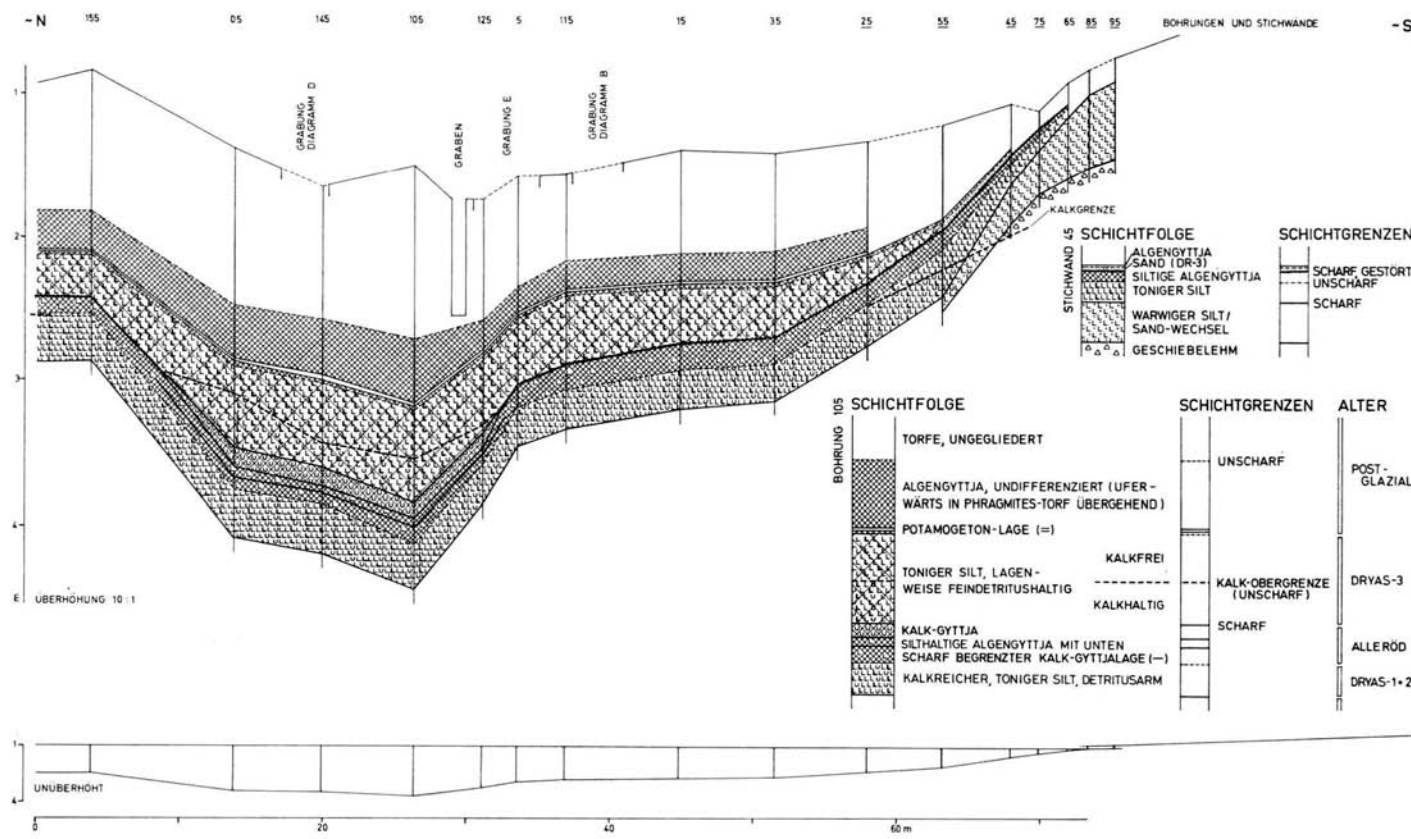


Abb. 1: Kubitzbergmoor nördl. Kiel. Stratigraphie des Spätglazials und frühen Postglazials im Südostteil des Moores (nach USINGER 1975, verändert). Sediment-Signaturen nach TROELS-SMITH (1955).

Schon ein erster solcher Aufschluß („Grabung Diagramm B“ in Abb. 1) lieferte einen deutlichen Hinweis auf einen Hiatus: Die Grenze zwischen Alleröd-Algengyttya und Dryas-3-Silt ist auffallend scharf; im Gegensatz zu den zwar $\pm$ schnellen, doch fließenden Sedimentveränderungen an der Untergrenze des Alleröd und Präboreal erfolgt der Wechsel hier übergangslos. Übergangssedimente, wie sie dem sicher nicht schlagartigen Wechsel von Alleröd- zu Dryas-3-zeitlichem Klima entsprächen, waren offenbar entweder abgetragen oder gar nicht erst abgesetzt. Weitere Beobachtungen — z. T. in ufernäheren Aufgrabungen (vgl. Abb. 1) — bestätigten die Existenz eines Hiatus, indem sie eindeutige Belege für Erosion allerödzeitlichen Sediments erbrachten. So wurden im Silt über der Grenzfläche Schmitzen und kleine Schollen der Algengyttya gefunden. Schichtfugen, die beim Antrocknen der Stichwände sichtbar wurden, ließen lokale Winkeldiskordanzen zwischen Schichtung und Oberfläche der Algengyttya erkennen: eindeutige Zeichen also für unterschiedlich starken Abtrag. Sand in Linsen oder dünner Lage auf der Oberfläche der Algengyttya ließ sich als deren Erosionsrückstand deuten.

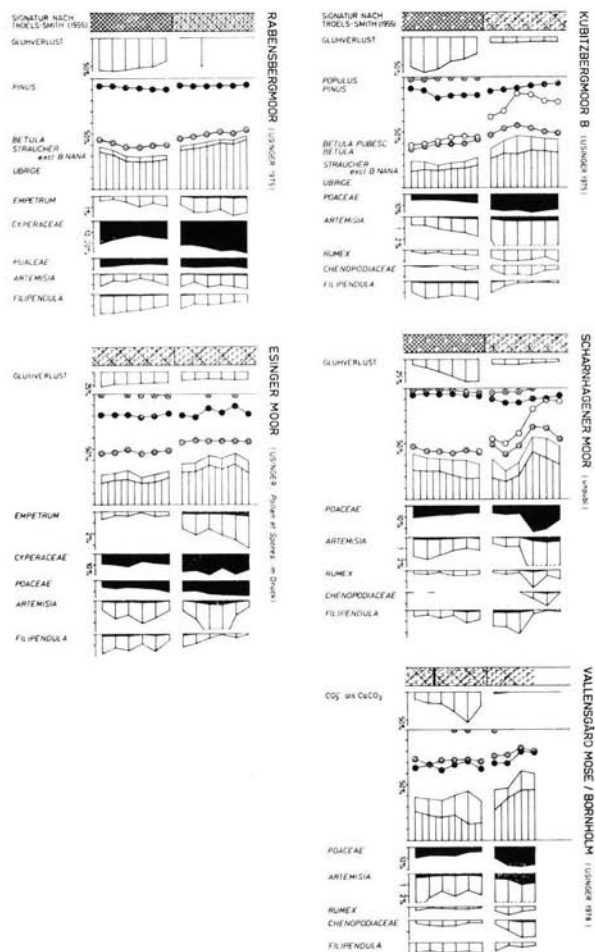


Abb. 2: Häufigkeit wichtiger Pollentaxa beiderseits des Hiatus zwischen Alleröd- und Dryas-3-Sediment. (Alle Kurven unausgeglichen. Birkentrennung nach USINGER 1978b.)

Bohrungen, durch die tiefer liegendes Spätglazial erschlossen wurde, zeigten, daß eine scharfe Grenzfläche zwischen Alleröd- und Dryas-3-Sediment bis in die tiefsten untersuchten Teile des Sedimentationsraumes erkennbar bleibt. (Entsprechend dem oben beschriebenen Alleröd-Fazieswechsel liegt Dryas-3-Silt dort auf Kalkgyttja!) Auch im Tieferen war also spät-allerödzeitliches und eventuell früh-Dryas-3-zeitliches Sediment entweder abgetragen oder nicht abgesetzt worden.

Der unvermittelte Wechsel von Alleröd- zu Dryas-3-Sediment ließ einen ebenso plötzlichen Wechsel in der Pollenflora vermuten. Wenigstens konnte erwartet werden, daß Pollen temperaturabhängiger Taxa im Bereich des Hiatus sprunghafte Häufigkeitsveränderungen zeigen. Indessen läßt das Pollendiagramm (Auszug in Abb. 2) derartige Häufigkeitsveränderungen nur bei einem Teil dieser Pollen-Typen erkennen und dies in nur undeutlicher Weise.

So war zunächst geschlossen worden, daß der Umfang des Hiatus gering, das Alleröd also fast vollständig erfaßt sei. Der Verlauf der Glühverlustkurve (Abb. 2) stützte die Annahme. Eine Kontrolluntersuchung an einem Profil aus größerer Tiefe erschien überflüssig (vgl. aber Abschnitt 2.6.).

Natürlich weist ein schlagartiger Wechsel zwischen verschiedenartigen Sedimenten nicht notwendig auf einen Hiatus. So erfolgt beispielsweise der 2malige Übergang von Algen- zu Kalkgyttja innerhalb der tieferliegenden allerödzeitlichen Absätze des Kubitzbergmoores ebenfalls zumeist ganz unvermittelt; die Grenzflächen sind vielfach gestochen scharf (vgl. USINGER 1975, Phot. 6). Es wechseln aber warmzeitliche Sedimente einander ab; Hinweise auf Erosion an den Grenzflächen wurden nicht beobachtet; an kontinuierlicher Sedimentation kann kaum ein Zweifel bestehen. Entscheidendes Indiz für den hier beschriebenen Hiatus ist also — neben Erosionsmerkmalen — der unvermittelte Wechsel von warm- zu kaltzeitlichem Sediment („warm“- und „kalt“zeitlich hier in ranglosem Sinne).

2.2. Scharnhagener Moor

(Jungmoränengebiet nördl. Kiel)

Hier liegen — nach früh-postglazialer Seespiegelsenkung — ähnlich gute Aufschlußverhältnisse vor wie im benachbarten Kubitzbergmoor. Sie waren besonders günstig, als vor Jahren ein Entwässerungsgraben angelegt worden war, an dessen Wänden der dunkle Algengyttja-Horizont des Alleröd über Dm verfolgt werden konnte (vgl. OVERBECK 1975: 413, dort auch ein Photo des Profils). Schon damals war die scharfe Grenze der Algengyttja gegen den hangenden Dryas-3-Silt aufgefallen und als Ausdruck eines Hiatus gedeutet worden. Spätere Untersuchungen erbrachten im Bereich der Grenzfläche dieselben aus dem Kubitzbergmoor beschriebenen Erosionsmerkmale.

Angesichts dieser Befunde zeigt ein inzwischen vorliegendes Pollendiagramm (USINGER, in Vorbereit.; Auszug in Abb. 2) ein unerwartetes Bild: Schlagartige Häufigkeitsveränderungen temperaturabhängiger Taxa finden nicht im Niveau des Hiatus statt, sondern deutlich darüber! Ein (Birken-)Großrestdiagramm zeigt dasselbe. Die lithostratigraphische Grenze zwischen Alleröd und Dryas-3 (vgl. die unvermittelte Abnahme des Glühverlustes in Abb. 2) fällt also nicht mit der biostratigraphischen zusammen. Wie in den Abschnitten 3 und 5 erläutert, kann diese Diskrepanz sehr wahrscheinlich darauf zurückgeführt werden, daß der Dryas-3-Silt unmittelbar oberhalb des Hiatus größere Anteile umgelagerten Alleröd-Materials enthält.

Diagrammvergleiche lassen erkennen, daß der analysierte Algengyttja-Horizont aus dem Scharnhagener Moor nur den ersten Teil des Alleröd umfaßt. Es fehlen ihm Spektren mit wenigstens geringfügig erhöhten Kiefernwerten, wie sie für das jüngere Alleröd

der Region bezeichnend sind [vgl. Abschn. 4 (3)]. Hingegen weist der älteste Dryas-3-Silt geringfügig erhöhte Kiefernwerte (und höhere *Filipendula*-Werte) auf; er spiegelt die Existenz von Schichten des jüngeren Alleröd vor. Das Pollendiagramm läßt also eher ein vollständiges Alleröd vermuten; es liefert zumindest dort keine Hinweise auf einen Hiatus, wo er nach lithostratigraphischen Befunden liegt.

2.3. Vallensgård Mose

(Bornholm, Dänemark. Vgl. USINGER 1978a)

In den spätglazialen Absätzen dieses Moores, die nur als Bohrkerne vorlagen, wurde die scharfe Grenzfläche zwischen Alleröd- und Dryas-3-Sediment wohl nur deshalb erkannt, weil auf sie geachtet worden ist: Sie trennt hellgraue, siltreiche, elastische Kalkgyttja von fast gleichfarbenem, kalkarmen, plastischen Silt (vgl. die CaCO_3 -Kurve in Abb. 2).

Sichere Merkmale für Erosion allerödzeitlichen Sediments waren am vorliegenden Material nicht zu erkennen. Das Fehlen von Übergangssedimenten ist damit praktisch der einzige lithostratigraphische Hinweis auf einen Hiatus. Daß trotzdem an dessen Existenz kaum ein Zweifel bestehen kann, ergibt sich aus den folgenden Indizien:

(1) Das Pollendiagramm (Auszug in Abb. 2) zeigt im Niveau der Grenzfläche für zahlreiche Taxa erhebliche Häufigkeitsveränderungen.

(2) Ein älteres Diagramm aus dem Vallensgård Mose (IVERSEN 1954), das die Verhältnisse tiefer liegender und mächtigerer Schichten wiedergibt, belegt für das späte Alleröd Kiefernwerte über 40 %. Dagegen endet der Anstieg der Kiefernkurve im hier betrachteten Diagramm bereits bei Werten um 30 %.

(3) Laacher Bimstuf, der nach verschiedenen Diagrammen aus dem mittleren Deutschland [vgl. Abschn. 4 (2)] kurz nach dem Beginn der hier mittel- bis spät-allerödzeitlichen Kiefern-Ausbreitung niederging, liegt im Profil aus dem Vallensgård Mose unmittelbar unter der Oberkante des Alleröd-Sediments.

2.4. Rabensbergmoor

(Altmoränengebiet südöstl. Süderlügum, Schleswig-Holstein. Vgl. USINGER 1975: 83—93)

Auch hier ist das wesentliche lithostratigraphische Indiz für einen Hiatus ein Übergangsloser Wechsel von Alleröd- zu Dryas-3-Sediment, und zwar folgt auf plastische Feindetritusgyttja ein grober Braunmoos- (*Scorpidium*-)Schwemmtorf. Auf der Grenzfläche liegt vielfach Feinsand in Linsen oder dünner Lage.

Die Grenzfläche kann von den flachen Randbereichen der Hohlform bis in das Tiefste verfolgt werden. Das Pollendiagramm (Auszug in Abb. 2), dem ein Profil aus dem Tiefsten zugrunde liegt, belegt im Bereich der Grenzfläche für mehrere Taxa plötzliche Häufigkeitsveränderungen. So scheint es, daß die Grenzfläche auch im Tiefsten einen Hiatus markiert; selbst hier müßte also vorübergehend Abtrag erfolgt oder doch Sedimentation unterbunden gewesen sein. Daß indessen nur Sediment des ausgehenden Alleröd in geringer Mächtigkeit fehlen dürfte, geht aus dem ausgedehnten Diagrammabschnitt mit erhöhten Kiefernwerten hervor.

2.5. Esinger Moor

(Altmoränengebiet südöstl. Elmshorn, Schleswig-Holstein)

Die spätglazialen Sedimente entstammen einem maximal etwa 2 x 3 km großen See von nur wenigen m Tiefe, der bereits im frühen Postglazial weitgehend verlandet bzw. einer Seespiegelsenkung zum Opfer gefallen war (vgl. GRUBE 1957, HALLIK & GRUBE 1954).

So konnten ursprünglich relativ tiefliegende Schichten aufgedigelt und einer eingehenderen Untersuchung unterzogen werden (USINGER, *Pollen et Spores*, im Druck).

Als weitgehend störungsfrei erwiesen sich nur die vor-allerödzeitlichen Absätze. Aufwärts treten wiederholt scharfe und z. T. gestörte Grenzflächen auf, und zwar innerhalb des Alleröd-Horizonts, an dessen Obergrenze und innerhalb der präborealen Schichten. Alle diese Grenzflächen dürften auch nach pollenanalytischem Befund Schichtlücken markieren.

Hier sei nur auf den Alleröd/Dryas-3-Hiatus näher eingegangen. Er trennt — grob betrachtet — Algen- von Siltygttja. Beide Sedimente liegen aber nicht in reiner Form, sondern in Mischung mit Anteilen des jeweils anderen vor: Die Algengyttja ist zur Kontaktfläche hin zunehmend in plattige Bruchstücke aufgelöst, zwischen die — offenbar epigenetisch — Siltygttja gedrungen ist. Die Siltygttja über der Kontaktfläche führt diffus und lagenweise schon makroskopisch erkennbare, kantige Algengyttja-Stücke.

Damit unterscheiden sich die Sedimente beiderseits des Hiatus im Esinger Moor ganz erheblich von den zuvor beschriebenen Beispielen. Ursache dürften extreme Flachwasserbedingungen sein, die es ermöglichten, daß während Dryas-3 Frost mit seinen vielfältigen Folgen (vgl. NICHOLS 1967) bis in die Sedimente vordringen konnte (Näheres bei USINGER l. c.). Daß das Pollendiagramm (Auszug in Abb. 2) beiderseits des Hiatus nur unbedeutende Häufigkeitsveränderungen zeigt, ist angesichts der beschriebenen Sedimentdurchdringung verständlich.

Der Umfang des Hiatus ist schwer abzuschätzen. Einerseits läßt das Pollendiagramm einen späteren Alleröd-Abschnitt mit deutlich erhöhten Kiefernwerten erkennen. Andererseits sind selbst die maximal erreichten Kiefernwerte mit 20 % deutlich niedriger, als im Bereich des Esinger Moores zu erwarten. So muß zumindest in Betracht gezogen werden, daß beträchtliche Teile des späten Alleröd nicht erhalten geblieben sind.

2.6. Neue Untersuchungen im Kubitzbergmoor

Wie oben ausgeführt, haben ältere Untersuchungen im Kubitzbergmoor zwar eindeutige lithostratigraphische Belege für einen Alleröd/Dryas-3-Hiatus erbracht, gleichzeitig hat aber ein erstes Pollendiagramm (B) den Eindruck erweckt, daß dieser Hiatus einen nur ganz unbedeutenden Abschnitt des späten Alleröd umfasse. Hinweise, daß dieser Eindruck trüge — so vor allem die geringe Tiefenlage des analysierten Profils im Vergleich zu den tiefstgelegenen Nachweisen von Erosionserscheinungen an Alleröd-Sedimenten — waren nicht weiter verfolgt worden. Dies geschah nun erst im Anschluß an folgende Befunde von anderen Spätglazial-Lokalitäten:

Mehrere Pollendiagramme aus dem südlichen Skandinavien (DEGERBØL & KROG 1959, BERGLUND 1966, ANDERSEN 1980 u. a.) weisen für das Alleröd eine deutlich 2gipfelige Birkenkurve aus; offenbar sind die allerödzeitlichen *Betula pubescens*-Wälder dieses Gebietes durch eine Temperatur-Depression inmitten des Alleröd vorübergehend stärker gelichtet worden; es kann eine 3-Gliederung des Alleröd (a, b, c) vorgenommen werden. In Schleswig-Holstein ist ein Birkenrückgang, der dem Alleröd-b mit hoher Wahrscheinlichkeit zugeordnet werden kann, allenfalls in nördlichen Landesteilen deutlich. Süd(ost)wärts hat die Temperatur-Erniedrigung dieser Zeit die (Moor-)Birke anscheinend nicht mehr wesentlich beeinträchtigt.

Nun wurde bei Untersuchungen in der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen (USINGER 1978b) gefunden, daß dort zwar nicht die Birke, wohl aber die Pappel (*Populus tremula*) inmitten des Alleröd einen deutlichen Rückgang zeigt; die Pappelkurve weist zwischen Maxima im frühen und späten Alleröd ein ausgeprägtes Minimum auf. Trotz

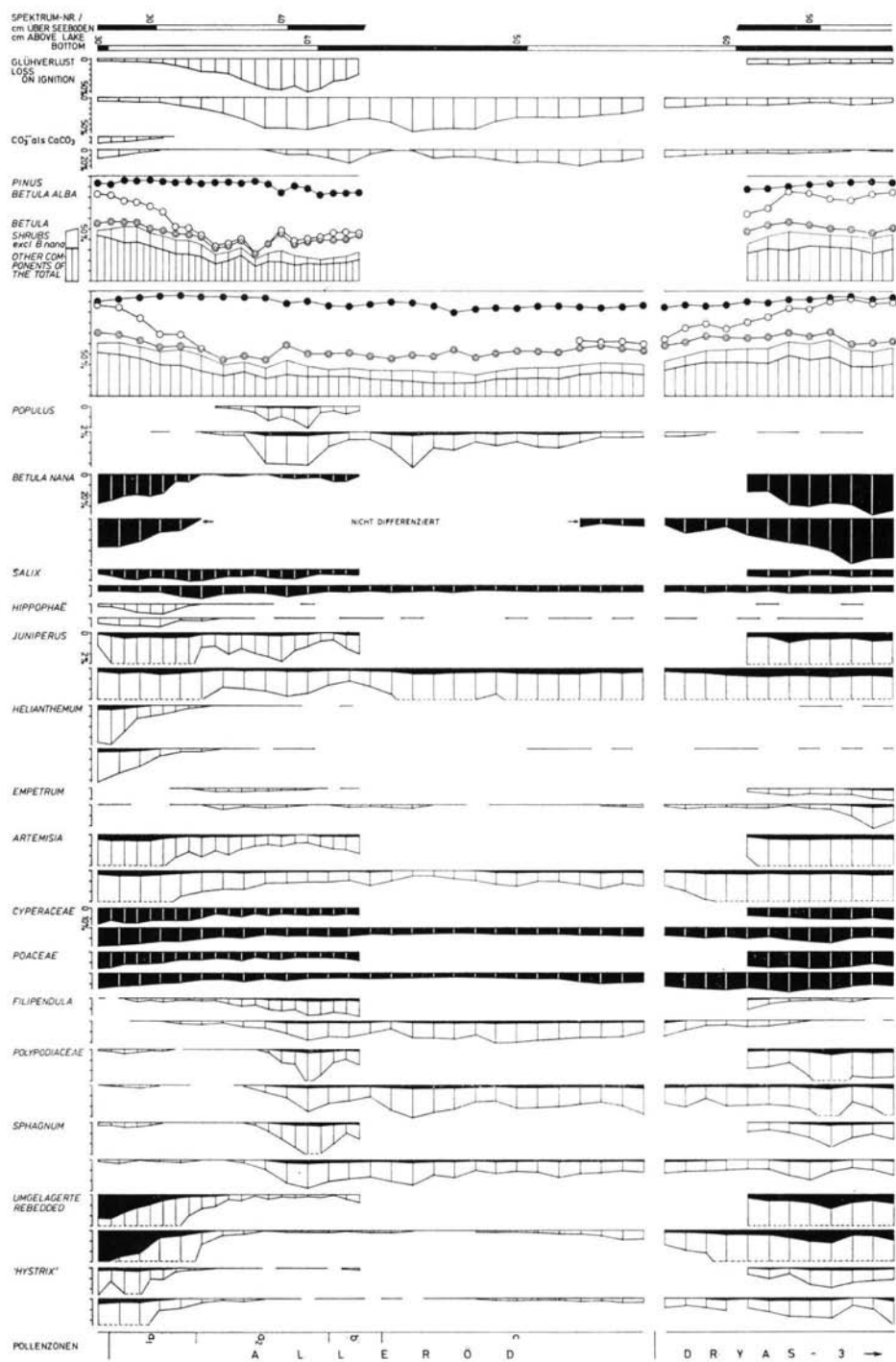


Abb. 3: Kubitzbergmoor nördl. Kiel. Konnektierung der Diagramme B (links; USINGER 1975, verändert) und D.

praktisch gleichbleibender Birkenwerte kann dieses Minimum als Ausdruck einer Abkühlung gewertet werden; der Schluß steht sowohl mit dem gegenüber *Betula pubescens* geringfügig höheren Wärmebedürfnis der Zitter-Pappel in Einklang, er findet darüber hinaus Bestätigung in der Tatsache, daß das Pappel-Minimum mit leicht erhöhten Nichtbaumpollen-Werten und minimalen *Juniperus*-Werten (vgl. USINGER 1978a: 22) zusammenfällt. So konnte vermutet werden, daß sich die Temperaturdepression des Alleröd-b in Schleswig-Holstein in Rückgängen von Pappel und Wacholder nachweisen lasse.

Das Diagramm Kubitzbergmoor B (USINGER 1975. Vgl. Abb. 3) entsprach nun gar nicht dieser Vorstellung. Der mittlere Teil seines allerödzeitlichen Abschnitts — damals als Alleröd-b gewertet — ist nicht durch *Populus*- und *Juniperus*-Minima, sondern -Maxima ausgezeichnet. Die Vorstellung eines durch Minima dieser Taxa charakterisierten Alleröd-b konnte allenfalls dann aufrecht erhalten werden, wenn angenommen wurde, daß das genannte Diagramm ein nur sehr unvollständiges Alleröd umfasse.

Genau diese Annahme konnte nun durch ein weiteres, aus tiefer liegenden Schichten stammendes Diagramm (D in Abb. 3, vgl. Abb. 1) bestätigt werden. Im Einzelnen:

(1) Das neue Diagramm zeigt eine deutlich 2gipfelige *Populus*-Kurve. Das *Populus*-Minimum koinzidiert mit einem *Juniperus*- (und einem Glühverlust-)Minimum. Damit erscheint die Alleröd-Gliederung des Diagrammes Eichholz-Niederung bestätigt und zugleich die des Diagrammes Kubitzbergmoor B widerlegt.

(2) Die Diagramme B und D lassen sich zweifelsfrei konnektieren. Damit ist sowohl die Existenz eines bedeutenden Hiatus in B erwiesen, wie auch dessen Umfang näher bestimmt: Er umfaßt neben Teilen des Alleröd-b das gesamte Alleröd-c, ferner unbekannte Abschnitte von Dryas-3.

Die Konnektierung der allerödzeitlichen Diagramm-Abschnitte erfolgte vor allem nach dem Verlauf der Kurven von *Juniperus*, *Helianthemum*, *Artemisia/Filipendula*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. (Angenäherte) Parallelität der Kurven konnte allerdings nur erreicht werden, indem die Diagramme in verschiedenen Tiefenmaßstäben dargestellt wurden: B wurde gegenüber D um Faktor 0.67 „gestaucht“. Die größere Häufigkeit von *Populus*-Pollen in D beruht auf höherer Sicherheit in der Diagnose von schlecht erhaltenen Pollenkörnern.

Die Konnektierung der Dryas-3-zeitlichen Diagramm-Abschnitte erfolgte im wesentlichen nach den Ergebnissen der größtenstatistischen Birkenpollen-Trennung: In Diagramm B erfolgte der Wechsel von *Betula pubescens*- zu *B. nana*-Dominanz — angezeigt durch einen Wechsel von negativ-schiefen Pollengrößen-Verteilungen zu positiv-schiefen — unmittelbar oberhalb des Hiatus; im Diagramm D liegt dieser Wechsel deutlich höher (Näheres hierzu bei der Veröffentlichung des vollständigen Diagrammes D).

(3) Die Konnektierung der beiden Diagramme erklärt, warum beim Diagramm B aus dem Verlauf der Glühverlustkurve auf ein fast vollständig erfaßtes Alleröd geschlossen werden konnte: Der am Ende des allerödzeitlichen Abschnitts dieses Diagrammes verzeichnete Rückgang des Glühverlustes war als end-allerödzeitlich aufgefaßt worden, liegt aber in Wahrheit am Beginn des Alleröd-b. Die Fehlinterpretation des Diagrammes B beruhte also nicht unwesentlich auf dem Zufall, daß das Alleröd der zugrundeliegenden Schichtfolge ausgerechnet bis zu diesem stratigraphisch 2deutigen Niveau abgetragen worden war. —

So eindeutig die Konnektierung der beiden Diagramme auch scheinen mag, es gab — vorübergehend — Zweifel an ihrer Richtigkeit. Sie ergaben sich aus der oben erwähnten Tatsache, daß Parallelität der Häufigkeitskurven nur zu erreichen ist, indem Diagramm B beträchtlich gestaucht wird. Hieraus folgt, daß in flacheren Teilen des Sedimentationsraumes (Diagr. B) eine deutlich höhere Sedimentationsrate angenommen werden muß, als in tieferen Teilen (Diagr. D), und dies wiederum widerspricht der Regel, nach der — bei

nichtlitoralen Sedimenten — mit zunehmender Tiefe zunehmende Mächtigkeiten zu erwarten sind. Um Klarheit zu gewinnen, wurde zwischen den zur Entnahme der Profile B und D vorgenommenen Aufgrabungen eine weitere durchgeführt (E in Abb. 1). An einer gut 4 m langen, dem Fallen der Schichten folgenden Wand (Abb. 4) war nun u. a. zu erkennen:

- (1) Aufwärtiges Auskeilen von jüngeren Alleröd- und älteren Dryas-3-Schichten.
- (2) Abwärtige Abnahme der Mächtigkeit aller innerhalb der Alleröd-Gyttja farblich klar geschiedenen und dadurch gegeneinander abgrenzbaren Horizonte.

Beobachtung (1) belegt die nach den Diagrammen zu fordernde schnelle aufwärtige Vergrößerung des Hiatus. Beobachtung (2) bestätigt die nach der Konnektierung der Diagramme zu fordernde abwärtige Abnahme der (Alleröd-)Sedimentmächtigkeit und dies auch in betragsmäßig ausreichendem Umfang.

Der Frage nach den Ursachen der abwärtigen Abnahme der Sedimentationsmächtigkeit soll hier nicht weiter nachgegangen werden. In Betracht kommen neben primär unterschiedlichen Sedimentationsraten epigenetische Vorgänge wie stärkere Kompaktion der noch heute sehr wasserreichen Algengyttja durch höhere Auflast aber auch Streckung der Horizonte beim Einsinken über schwindendem Toteis. Im übrigen beobachtete auch KROG (1954) eine geringfügige Abnahme der Mächtigkeit des Alleröd-Horizontes mit zunehmender Tiefe.

3. Ursachen und Zeitraum der Entstehung des Hiatus

Beide Fragen sind anhand der damals vorliegenden Beobachtungen bereits von USINGER (1975) erörtert worden. Hier folgt eine Darstellung unter Berücksichtigung der neuen Befunde.

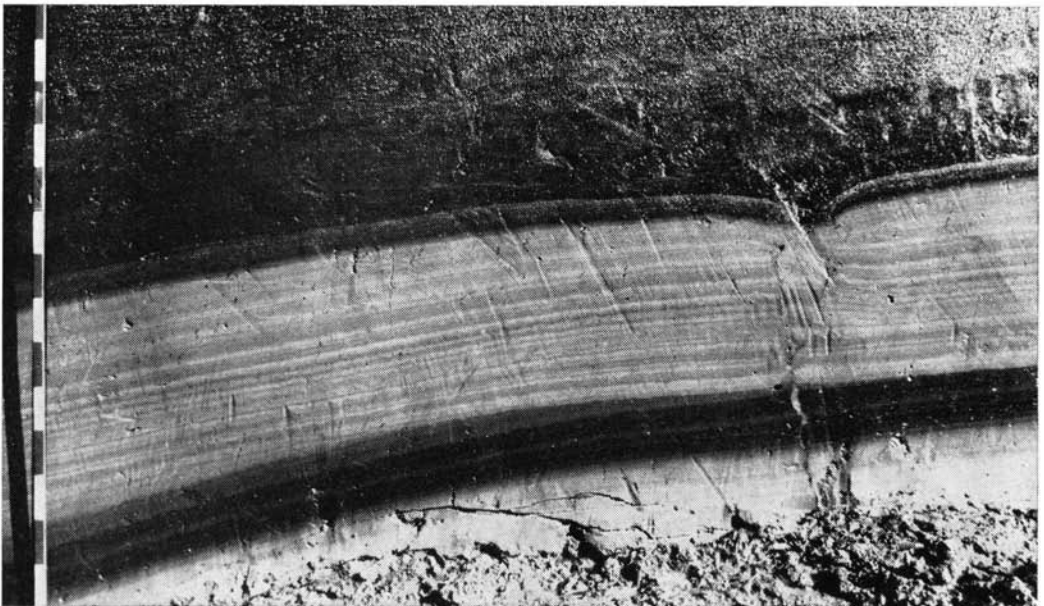


Abb. 4: Kubitzbergmoor. Spätglaziale und früh-postglaziale Schichtfolge in Grabung E (Abb. 1). Dunkle Lage: Alleröd-Gyttja. Aufwärtiges Auskeilen von spät-Alleröd- und früh-Dryas-3-zeitlichen Schichten. Maßstabsabschnitte: 10 cm.

Permanente Sedimentation, die zu konsolidierten Sedimenten führt, findet in Seen nur unterhalb der sog. Sediment(ations)grenze statt. Oberhalb dieser Grenze können vorübergehend unkonsolidierte Sedimente entstehen, auf Dauer überwiegt hier Erosion. Die Lage der Sedimentgrenze wird nicht nur durch Welleneinwirkung bestimmt, sondern bis weit darunter hinab durch Bodenströmungen, die aus windinduzierten Oberflächenströmungen resultieren (vgl. LUNDQVIST 1924).

Wenn konsolidierte Seesedimente lokal über die Sedimentgrenze geraten und erodiert werden, kann dies auf lokalen Verlagerungen der Bodenströmungen (in der Horizontalen) beruhen. Wenn aber flächenhaft Erosion oder doch Sedimentationsunterbrechung stattfindet, muß eine generelle Absenkung der Sedimentgrenze angenommen werden. Deren Ursache kann in einer Seespiegelsenkung, aber auch darin bestehen, daß Bodenströmungen infolge einer Veränderung der thermischen Verhältnisse des Sees oder infolge höherer Windgeschwindigkeiten tiefer und/oder dauerhafter hinabsetzen.

Die beschriebenen Beobachtungen an der Grenzfläche Alleröd-/Dryas-3-Sediment zeigen, daß der Hiatus Folge von Erosion (oder Sedimentationsunterbrechung) ist. Dichte Beobachtungsnetze in einem Teil der untersuchten Sedimentationsräume belegen flächenhafte Ausdehnung dieser Phänomene bis in größere Tiefe. An fast allen anderen Lokalitäten, wo auf sie geachtet worden ist, konnten sie trotz z. T. nur punktuellen Aufschlusses nachgewiesen werden. All dieses weist darauf hin, daß der Hiatus Resultat einer generellen Absenkung der Sedimentgrenze ist.

Die bislang informativsten Beobachtungen über Ursachen und Ausmaß dieser Absenkung der Sedimentgrenze stammen aus dem Kubitzbergmoor: Hier liegen über den höchstgelegenen, weitgehend abgetragenen Alleröd-Algengyttjen Dryas-3-Flachwassersedimente in Form von groben, z. T. kiesigen Sanden (vgl. Abb. 1). In diesem Niveau hat also Abtrag eines Stillwassersediments durch Abrasion, d. h. Wellen- (und Eis-)einwirkung in flachem Wasser stattgefunden. Abwärts folgt über weniger weit abgetragener Alleröd-Gyttja fast unvermittelt Dryas-3-Stillwassersediment in Form von tonreichem Silt. Gröberes Korn (Mittelsand) findet sich nur als dünne Lage oder in Linsen auf der Grenzfläche zwischen den Sedimenten. Dieser Sand kann neu herangeführt, aber auch Erosionsrückstand fortgeführter Alleröd-Gyttja sein. Seine geringe Mächtigkeit läßt vermuten, daß in diesem Niveau Abrasion bereits ausklang und die Erosion des Alleröd-Sediments eventuell allein auf Bodenströmungen beruhte. In noch größerer Tiefe (in Abb. 1 nur teilweise erfaßt) liegt tonreicher Dryas-3-Silt unmittelbar auf Alleröd-Gyttja. Flachwassersedimente fehlen völlig. Sofern hier Abtrag von Alleröd-Gyttja stattgefunden hat (und nicht nur Sedimentationsunterbrechung), dürfte er allein auf Bodenströmungen zurückzuführen sein.

Abrasion von Alleröd-Stillwassersediment — wie oben beschrieben — zeigt anscheinend zweifelsfrei, daß die Absenkung der Sedimentgrenze zumindest teilweise das Resultat einer Seespiegelsenkung gewesen ist. Daß gleichzeitig mit hoher Wahrscheinlichkeit weitere Ursachen angenommen werden müssen, geht aus folgenden Überlegungen hervor:

Zwischen der höchstgelegenen, weitgehend abradierten Alleröd-Gyttja und den tiefstgelegenen Zeichen für Erosion bzw. Sedimentationsunterbrechung liegt im Kubitzbergmoor eine vertikale Spanne von mindestens 4 m. Im Rabensbergmoor beträgt der entsprechende Wert etwa 3 m. Sofern diese Spannen sich nicht nach der Entstehung des Hiatus vergrößert haben (was im Kubitzbergmoor infolge präborealen Tieftauens möglich, im Rabensbergmoor dagegen unwahrscheinlich erscheint), bedeutet dies Absenkung der Sedimentgrenze um mindestens 4 bzw. 3 m. Es liegt zunächst nahe, diese Beträge auf eine Seespiegelsenkung gleichen Betrages zurückzuführen. Das aber erscheint aus folgendem Grund kaum möglich: Wird über den höchstgelegenen Alleröd-Gyttjen im Kubitz- und Rabens-

bergmoor eine Wasserbedeckung von 1—2 m angenommen (wie sie zur Bildung dieser Sedimente selbst unter Berücksichtigung der geringen Größe der ehemaligen Seen mindestens erforderlich erscheint), so ergibt sich ein Seespiegelniveau, das nach dem heutigen Relief der Seerandbereiche nahezu ein Höchstniveau ist; bei nur wenig höherem Wasserstand würde Überlauf erfolgen. Da die höchstgelegenen Alleröd-Gyttjen ausweislich ihres Erhaltungszustandes im Zuge der Seespiegelsenkung sicher nicht trockengefallen sind, kann diese kaum mehr als 1—2 m betragen haben. Zur Erklärung der Tatsache, daß die Sedimentgrenze offenbar um einen deutlich höheren Betrag abgesunken war, müssen also sehr wahrscheinlich die oben genannten oder noch andere Ursachen herangezogen werden.

Es bleibt die Frage nach der Bildungszeit des Hiatus bzw. der Zeitstellung der ihn (mit)verursachenden Seespiegelsenkung. In tieferen Teilen der untersuchten Sedimentationsräume (Kubitzbergmoor, Vallensgård Mose, Rabensbergmoor) blieb im Liegenden des Hiatus selbst jüngerer Alleröd-c erhalten. Damit ergibt sich hier als frühest möglicher Zeitraum für den Beginn der Hiatus-Bildung das ausgehende Alleröd-c. Wo wenig Alleröd-Sediment abgetragen oder nicht abgesetzt wurde, dürfte auch nur wenig Dryas-3-Sediment fehlen. D. h. im Tieferen müßte die Sedimentation bereits in der frühen Dryas-3 wieder eingesetzt haben. Der Hiatus entstand hier an der Wende Alleröd/Dryas-3.

In geringerer Tiefe, wo jüngerer und schließlich auch mittleres Alleröd fehlt, muß in Betracht gezogen werden, daß die Bildung des Hiatus entsprechend früher eingesetzt haben kann. Wahrscheinlicher erscheint aber, daß das aufwärtige Auskeilen von jüngerem und mittlerem Alleröd im wesentlichen nicht auf aufwärts früher einsetzender, sondern aufwärts zunehmend intensiver Erosion beruht. Daß der Beginn der Hiatus-Bildung eine gewisse abwärtige Verzögerung erfahren hat, folgt aus der Tatsache, daß die verursachenden Vorgänge kaum schlagartig eingesetzt haben dürften.

Ganz entsprechend weist das Ende der Hiatus-Bildung eine aufwärtige Verzögerung auf: während im Tiefsten der Absatz von Dryas-3-Sedimenten bereits wieder ein-

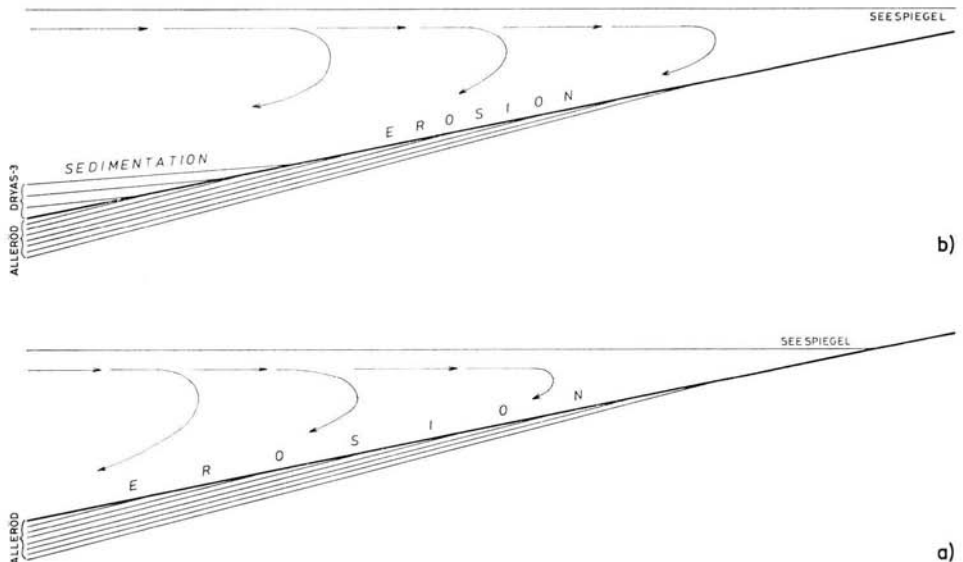


Abb. 5: Erosion und Sedimentation während bzw. nach der Hiatus-Bildung (nach Beobachtungen im Kubitzbergmoor/Kiel). Pfeile: Windstau- bzw. Bodenströme. a) Erosion von Alleröd-Sediment bis in größere Tiefe an der Wende Alleröd/Dryas-3. b) Aufwärts fortschreitende Bildung von Dryas-3-Sedimenten bei anhaltender Erosion von Alleröd-Sediment.

gesetzt hatte, fand in geringerer Tiefe durch anhaltenden Abtrag von Alleröd-Sedimenten noch Erweiterung des Hiatus statt (vgl. Abb. 5). Nach Beobachtungen im Kubitzbergmoor scheint Erosion von höchstliegendem Alleröd sogar bis an das Ende von Dryas-3 stattgefunden zu haben und erst mit einem früh-präborealen Seespiegelanstieg beendet worden zu sein (Algengyttja des frühen Präboreal über Dryas-3-Sanden, vgl. Abb. 1, Stichwand 45). Das dürfte heißen, daß der Seespiegeltiefstand, der den Hiatus (mit)verursachte, sein Maximum bereits an der Wende Alleröd/Dryas-3 erreichte, aber abgeschwächt bis zum Präboreal andauerte. Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, daß es zwischen dem maximalen Tiefstand am Ende des Alleröd und einem relativ niedrigen, die beschriebenen Flachwasserabsätze hinterlassenden Niveau am Ende von Dryas-3 Hochstände gegeben hat (vgl. USINGER 1975).

Eine Seespiegelsenkung während Dryas-3 stünde mit der Tatsache in Einklang, daß kältere Abschnitte des Pleistozän vielfach durch hohe Trockenheit ausgezeichnet waren (z. B. FRENZEL 1967). Ein Widerspruch bestünde dagegen in der verbreiteten Annahme, daß die Dryas-3-zeitliche Ausbreitung von *Empetrum* (und *Sphagnum*) auf ein feuchteres Klima weise [v. D. HAMMEN 1953; WIJMSTRA 1978. Auch CLEVERINGA et al. (1977) vertreten diese Auffassung, obwohl sie selbst Hinweise auf eine Seespiegelsenkung während Dryas-3 gefunden haben.] Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß *Empetrum* in den meisten Diagrammen größere Häufigkeit erst in der mittleren und späten Dryas-3 erreicht, d. h. also nach der vermuteten maximalen Seespiegelsenkung.

Widersprüche ergeben sich aber auch aus lithostratigraphischen Befunden: Verschiedene Autoren (SCHÜTRUMPF 1936; STEINBERG 1944; WASYLKOWA 1964 u. a.) fanden Dryas-3-Mudden über Alleröd-Torfen, klare Belege also für eine Seespiegelhebung während Dryas-3, sofern epigenetisches Absinken der Torfe durch Salzauslaugung, Toteistauen u. ä. ausgeschlossen werden kann. So bedarf die oben versuchte Deutung der Hiatus-Entstehung zweifellos der Überprüfung. Dabei wird auch der Frage nachzugehen sein, inwieweit grundsätzlich andere Ursachen als die hier angesprochenen in Betracht gezogen werden müssen. Gedacht ist vor allem an die hinsichtlich ihres (heutigen) spezifischen Gewichtes oft inverse Lage von Alleröd- und Dryas-3-Sediment, ferner an die höhere Löslichkeit von Kalk im kalten Dryas-3-Wasser, die kalkhaltige Alleröd-Sedimente selbst in konsolidiertem Zustand leicht erodierbar gemacht haben dürfte, u. dgl.

4. Hinweise auf einen Alleröd/Dryas-3-Hiatus in Arbeiten anderer Autoren

Die Durchsicht pollenanalytisch-stratigraphischer Arbeiten zum Spätglazial ergibt, daß von mehreren Autoren im Grenzbereich Alleröd/Dryas-3-Sediment Beobachtungen gemacht oder Ergebnisse erzielt worden sind, die mit mehr oder minder großer Wahrscheinlichkeit mit einem Hiatus in diesem Niveau erklärt werden können. Gelegentlich ist diese Möglichkeit bereits von den Autoren in Betracht gezogen worden. In kaum einem Fall kann aber von einem Nachweis gesprochen werden. [Der von AMMANN-MOSER (1975) sicher erkannte Hiatus greift zwar bis zum Alleröd hinab, umfaßt aber Schichten bis weit in das Postglazial, ist also nicht mit dem hier behandelten vergleichbar.] Die folgende Zusammenstellung umfaßt nur solche Beispiele, bei denen sich der Verdacht auf einen Hiatus auf mehr als plötzliche Häufigkeitsveränderungen im Pollendiagramm stützt.

(1) Im Diagramm Köhlmoor (TIDELSKI 1960. Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins) ist durch Unterbrechung der Kurvenzüge an der Grenze zwischen Alleröd (Algengyttja) und Dryas-3 („Gyttja braun“) ein Hiatus markiert. Es fehlt allerdings jede Kommentierung. Da sprunghafte Veränderungen von Pollenhäufigkeiten nicht sonderlich deutlich sind, kann vermutet werden, daß TIDELSKI aus einem übergangslosen Sedimentwechsel auf einen Hiatus geschlossen hat.

(2) Von BRANDE (1980) sind aus West-Berlin zwei Diagramme veröffentlicht worden, die in der Lage des eingeschalteten Laacher Bimstufes auffällige Unterschiede zeigen: Im Diagramm Pechsee liegt der Tuff etwa 2 cm unter der Grenze Alleröd/Dryas-3, d. h. fast am Ende der 15 cm mächtigen Alleröd-Sedimente. Im Diagramm Tegeler See folgt über dem Tuff 1 m Alleröd-Sediment (dessen Gesamtmächtigkeit ist unbekannt, da ältere Teile fehlen).

Der erhebliche Unterschied kann z. T. auf höhere Sedimentationsraten im (am Profilentnahmeort) tieferen Tegeler See zurückgeführt werden: wie ein Vergleich der Mächtigkeiten von Dryas-3 und Präboreal in beiden Diagrammen zeigt, wurde hier 7.2 bzw. 6.7, d. h. rund 7mal mehr Sediment abgesetzt, als im Pechsee. Galt dieser Unterschied auch im späten Alleröd, so wäre über dem Tuff im Pechsee aber immer noch etwa 15 cm Sediment zu erwarten. Die tatsächlich beobachtete Mächtigkeit von 2 cm kann also nur durch eine im späten Alleröd drastisch erniedrigte Sedimentationsrate (vgl. BRANDE 1980: 33) oder auf Abtrag spät-allerödzeitlichen Sediments zurückgeführt werden.

Ein Vergleich der allerödzeitlichen Diagrammabschnitte spricht für die 2. Deutung: Das Diagramm Tegeler See zeigt im späten Alleröd ein ausgeprägtes, die Kiefernkurve deutlich überragendes Birken-Maximum; das Diagramm Pechsee läßt nichts Vergleichbares erkennen.

Ein Hinweis darauf, daß dem Diagramm Pechsee spät-allerödzeitliche Abschnitte fehlen, ergibt sich natürlich auch aus dem Vergleich mit all den anderen Diagrammen, in denen der Laacher Tuff nicht am Ende, sondern in oder wenig über der Mitte des Alleröd liegt (STEINBERG 1944; H. MÜLLER 1953; FIRBAS 1954; DIETZ & GRAHLE & MÜLLER 1958 u. a.). Andererseits muß auf eine Reihe von Diagrammen hingewiesen werden, nach denen der Tuff ebenfalls an das Ende des Alleröd verschoben erscheint (H. M. MÜLLER 1961a, b, 1970 u. a.; Tuff-Nachweise südlich des Laacher Sees seien hier nicht betrachtet). Es sei dahin gestellt, ob auch in diesen Diagrammen spätes Alleröd nicht erfaßt wurde. Nur im Fall Vallensgård Mose (vgl. Abschn. 2.3) kann dies bislang als erwiesen gelten.

(3) Die für weite Teile Mitteleuropas charakteristische Ausbreitung der Kiefer im mittleren bis späten Alleröd kann aufgrund der starken Pollenproduktion und leichten Verwehbarkeit des Kiefernpollen weit über das damalige Verbreitungsgebiet des Baumes hinaus nachgewiesen werden. Nordwärts ist sie — dicht analysierte Diagramme mit hohen Grundsummen vorausgesetzt — mit Sicherheit bis in das nördliche Schleswig-Holstein (USINGER 1975; USINGER & WOLF, in Vorb.) und von dort über die Dänischen Inseln (DEGERBØL & KROG 1959; ANDERSEN 1980) bis in das südliche Schweden (BERGLUND 1966 u. a.) zu verfolgen. Selbst für das mittlere Jütland (Böllingsö) zeigen 2 von 3 vorliegenden Diagrammen (IVERSEN 1942; KROG, unpubl.) deutlich erhöhte mittel- bis spät-allerödzeitliche Kiefernwerte.

So erstaunt, daß das dicht und auf hohe Grundsummen ausgezählte Diagramm Ruds Vedby/Seeland (KROG 1954) für den gesamten allerödzeitlichen Diagrammabschnitt praktisch gleichbleibende Kiefernwerte ohne jede Aufwärtstendenz ausweist. Dies könnte bedeuten, daß spät-allerödzeitliche Sedimente nicht erfaßt worden sind. Der Vergleich der *Juniperus*-Kurve von Ruds Vedby mit der in anderen dänischen Diagrammen scheint diesen Verdacht zu stützen, wie umgekehrt weder ^{14}C -Daten noch Lithostratigraphie — die jüngsten Alleröd-Sedimente sind Driftgyttjen — Gegenargumente liefern.

(4) Bei pollenanalytisch-stratigraphischen Untersuchungen im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees/Oberbayern findet BEUG (1976: 385), daß „Durch die Klimaverhältnisse während der Jüngerer Tundrenzeit (II) ... die allerödzeitliche Vegetation offenbar nicht wesentlich beeinflusst“ wurde und bestätigt hiermit Befunde aus anderen Teilen Süd-

deutschlands. Gleichzeitig macht BEUG aber auf ein bemerkenswertes lithostratigraphisches Phänomen aufmerksam: „In auffälliger Diskrepanz zu diesen geringfügigen Veränderungen [der Vegetation] gegenüber II steht die lithostratigraphische Signifikanz der in der Zone III [= Dryas-3] gebildeten Sedimente. Durch weißlichgraue Tongyttjen oder stärkeren Tongehalt in Kalkgyttjen hebt sich der Bereich der Zone III in den Sedimenten auffällig und mit scharfen Grenzen ab; eine einleuchtende Erklärung dafür fehlt noch.“

Nach diesen Angaben erscheint nicht ausgeschlossen, daß ein Hiatus an der Wende Alleröd/Dryas-3 auch in Seesedimenten Süddeutschlands auftritt. Unbeantwortet bleibt indessen die Frage, warum sich die klimatische Ungunst von Dryas-3 im Sediment anscheinend stärker ausgeprägt hat als in der Vegetation.

5. Konsequenzen des Alleröd/Dryas-3-Hiatus für die (bio)stratigraphische Untersuchung des jüngeren Spätglazials

Sie ergeben sich (1) natürlich aus der Tatsache, daß eine Alleröd- und Dryas-3-zeitliche Schichtfolge unbekannter Mächtigkeit fehlen kann und (2) daraus, daß Erosion im Zuge der Hiatus-Bildung zur Umlagerung älteren Sediments, d. h. zu dessen erneuter Ablagerung in jüngeren Schichten führt.

Der Umfang des Hiatus nimmt erwartungs- und beobachtungsgemäß mit zunehmender Tiefenlage der Schichtfolge ab. Im Tieferen eines Sedimentationsraumes — wo Proben für stratigraphische Untersuchungen nach Möglichkeit entnommen werden — sind vollständige Abfolgen also eher zu erwarten. Daß andererseits bei insgesamt flachen Hohlformen selbst im Tiefsten mit einem Hiatus gerechnet werden muß, zeigen die Befunde aus dem Rabensberg- und Esinger Moor.

Bei Einbruchshohlformen über Toteis, Salz u. dgl. kann aus der heutigen Tiefenlage der Sedimente nur sehr bedingt auf die zur Zeit ihrer Bildung geschlossen werden. Was heute tief liegt, kann in ganz flachem Wasser abgesetzt worden sein. [So fand etwa AVERDIECK (1978) im Plöner See bei 41 m Wassertiefe als ältestes limnisches Sediment offenbar ufernah gebildete Absätze aus Dryas-3.] Profilentnahme in tieferen Teilen eines Sedimentationsraumes ist also nur dann Garantie für $\pm$ kontinuierlich gewachsene Sedimente, wenn Tiefwasserbedingungen für deren Bildungszeit nachgewiesen werden können.

Wenn die Beobachtungen im Kubitzbergmoor richtig gedeutet worden sind und sich verallgemeinern lassen, kann für die Umlagerungsvorgänge während bzw. nach der Hiatus-Bildung das in Abb. 5 wiedergegebene Modell angenommen werden. Während also im Tieferen der Seen Absatz von Dryas-3-Sedimenten bereits wieder eingesetzt hatte (oder die Sedimentation auch gar nicht unterbrochen war), erfolgte im Flacheren noch Erosion von Alleröd-Sediment. Dieses gelangte mit seinen zumeist hohen Pollengehalten in Dryas-3-Absätze.

Die durch erhöhte Anteile an organischer Substanz dunklen Lagen im Dryas-3-Silt des Kubitzbergmoors (vgl. Abb. 4) dürften auf diese Weise entstanden sein. — Die im Scharnhagener Moor beobachtete Erscheinung, daß Dryas-3-Silt unmittelbar oberhalb der Alleröd-Algengyttja eine allerödzeitliche Pollen- und Großrestflora führt (vgl. Abschn. 2.2), kann kaum anders gedeutet werden. Der geringe, gegenüber den jüngeren Silten nicht wesentlich erhöhte Glühverlust dieser Lagen (vgl. Abb. 2) ist dann darauf zurückzuführen, daß bei Umlagerung der Alleröd-Algengyttja im O₂-reichen Dryas-3-Wasser die Algenschleime zersetzt wurden, nicht aber Pollen und Großreste. — An anderen Lokalitäten, wo Dryas-3-Sedimente über größere Mächtigkeit bedeutende Anteile an Alleröd-Material enthalten und eine allerödzeitliche Pollenflora führen (vgl. USINGER 1975: 149), scheint dagegen Erosion telmatischer Alleröd-Torfe durch erhöhte Dryas-3-Wasserstände Ausgangspunkt der Umlagerung gewesen zu sein. —

Wie oben erläutert, ist der unvermittelte Übergang zwischen Alleröd- und Dryas-3-Sediment das wesentliche und oft einzige lithostratigraphische Merkmal des Hiatus. In manchen Fällen ist dieses Merkmal überaus deutlich, in anderen eher unauffällig. Es muß damit gerechnet werden, daß es durch höhere Anteile umgelagerten Alleröd-Materials im ältesten Dryas-3-Sediment völlig verwischt sein kann.

Nur ein Teil der Pollendiagramme zeigt im Bereich des Hiatus die erwarteten sprunghaften Häufigkeitsveränderungen, andere lassen keine oder nur gleitende Veränderungen erkennen: Umlagerung im Zuge der Bildung des Hiatus hat auch dessen pollenanalytisch faßbare Merkmale zerstört.

So sind Profile denkbar, bei denen selbst ein ausgedehnter Hiatus weder lithostratigraphisch noch pollenanalytisch unmittelbar erkannt werden kann.

6. Schriftenverzeichnis

- AMMANN-MOSER, B. (1975): Vegetationskundliche und pollenanalytische Untersuchungen auf dem Heidenweg am Bielersee. — Beitr. geobot. Landesaufn. d. Schweiz, **56**: 76 pp.; Bern.
- ANDERSEN, S. T. (1980): Early and Late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. — *Boreas*, **9**: 53—69; Oslo.
- AVERDIECK, F.-R. (1978): Palynologischer Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Großen Plöner Sees und der Vegetation seiner Umgebung. — Arch. Hydrobiol., **83**: 1—46; Stuttgart.
- & PRANGE, W. (1975): Palynologische und tektonische Untersuchungen einer von Toteis gestörten Schichtfolge am Hochfelder See bei Bothkamp (Holstein). — *Meyniana*, **27**, 1—13; Kiel.
- BERGLUND, B. E. (1966): Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. A pollen-analytical study. I. Late-Glacial time. — *Opera Botan.*, **12**, 1: 180 pp.; Stockholm.
- BEUG, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern). — Bot. Jahrb. Syst., **95**: 373—400; Stuttgart.
- BRANDE, A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen im Spätglazial und frühen Postglazial Berlins. — Verh. Bot. Ver. Prov. Brandenburg, **115**: 21—72; Berlin.
- CLEVERINGA, P., DE GANS, W., KOLSTRUP, E. & PARIS, F. P. (1977): Vegetational and climatic developments during the Late Glacial and the early Holocene and aeolian sedimentation as recorded in the Uteringsveen (Drente, The Netherlands). — *Geol. Mijnbouw*, **56**, 3: 234—242; s'Gravenhage.
- DEGERBØL, M. & KROG, H. (1959): The reindeer *Rangifer tarandus L.* in Denmark. — Biol. Skr. Dan. Vid. Selsk., **10**, 4: 165 pp.; København.
- DIETZ, C., GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1958): Ein spätglaziales Kalkmudde-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. — *Geol. Jb.*, **76**: 67—102; Hannover.
- FIRBAS, F. (1954): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial von Wallensen im Hils. — Nachr. d. Akad. d. Wissensch. in Göttingen; Math.-physik. Klasse, IIb Biol.-physiol.-chem. Abt.: 37—50; Göttingen.
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. — *Die Wissenschaft*, **129**: 291 pp.; Braunschweig.
- GRUBE, F. (1957): Das Oberflächenbild der Salzstöcke Elmshorn, Lägerdorf (Holstein) und Stade (Niedersachsen). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **26**: 5—22; Hamburg.
- HALLIK, R. & GRUBE, E. (1954): Spät- und postglaziale Gytta im Altmoränengebiet bei Elmshorn. — Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh., **7**: 315—322; Stuttgart.
- VAN DER HAMMEN, T. (1953): Late-Glacial flora and periglacial phenomena in The Netherlands. — *Leidse Geol. Meded.*, **17**: 71—184; Leiden.
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidfaeltelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Med Bemaerkninger om de senglaciale Naturforhold i Danmark. — Medd. Dansk. Geol. Foren., **10**, 2: 130—151; København.
- (1954): The Late-Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. — Danm. Geol. Unders. II. række, **80**: 87—119; København.

- KROG, H. (1954): Pollen analytical investigation of a C^{14} -dated Allerød-section from Ruds-Vedby. — Danm. Geol. Unders. II. række, **80**: 120—139; København.
- LUNDQVIST, G. (1924): Sedimentationstyper i insjöarna. — Geol. Fören. Stockh. Förh., **46**, 1/2: 56—75; Stockholm.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. — Nova Acta Leopold. N. F., **16**, 110: 67 pp.; Leipzig.
- (1969): Diskordanzen und Umlagerungserscheinungen in holozänen Sedimenten flacher Seen Nordwestdeutschlands. — Mitt. Internat. Verein. Limnol., **17**: 211—218; Stuttgart.
- MÜLLER, H. M. (1961): Ein Pollendiagramm aus dem Äppelbruch bei Eberswalde. — Arch. f. Forstwesen, **10**: 809—816; Berlin.
- (1961): Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich des Meistischblattes Thurow/Südostmecklenburg. — Diss. Halle/S. (Math.-naturw. Fak.). 203 S.; Halle/S.
- (1970): Die spätglaziale Vegetationsentwicklung in der DDR. — In: Quartärkomitee der DDR (Hrsg.): Probleme der weichsel-spätglazialen Vegetationsentwicklung in Mittel- und Nordeuropa: 81—109; Frankfurt/Oder (Quartärkomitee der DDR).
- NICHOLS, H. (1967): The suitability of certain categories of lake sediments for pollen analysis. — Pollen et Spores, **9**: 615—620; Paris.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. — 719 pp.; Neumünster (Wachholtz).
- SCHÜTRUMPF, R. (1936): Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. — Veröff. Archäol. Reichsinst., **1**: 1—54; Neumünster.
- STEINBERG, K. (1944): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. — Hercynia, **3**: 529—587; Halle/S.
- TIDELSKI, F. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön). — Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **30**: 92—109; Kiel.
- TROELS-SMITH, J. (1955): Karakterisering af løse jordarter. — Danm. Geol. Unders. IV. række, **3**, 10: 73 pp.; København.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. — Mitt. Arb.-Gem. Geobot. Schlesw.-Holst. Hambg., **25**: 183 pp.; Kiel.
- (1978a): Bölling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgård Mose/Bornholm. Mit pollengrößenstatistischer Trennung der Birken. — Danm. Geol. Unders. Årbog, **1977**: 5—29; København.
- (1978b): Pollen- und großrestandanalytische Untersuchungen zur Frage des Bölling-Interstadials und der spätglazialen Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein. — Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **48**: 41—61; Kiel.
- (1981): Zur spät- und frühen postglazialen Vegetationsgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest nach einem Pollen- und Pollendichtediagramm aus dem Esinger Moor. — Pollen et Spores; Paris. — [Im Druck].
- WASYLIKOWA, K. (1964): Vegetation and climate of the Late-Glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łeczyca. — Biul. Perygl., **13**: 261—421; Łódź.
- WIJMSTRA, T. A. (1978): Palaeobotany and climatic change. — In: J. Gribbin (ed.): Climatic change: 25—45; Cambridge (Cambridge University Press).

Manuskript eingegangen am 11. 3. 1981.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	109—133 11 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	--------------------	----------------------

Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balearn, Mittelmeer) und ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln

DIERK HENNINGSSEN, DIETER KELLETAT & HERBERT HAGN *)

Landform evolution, eolianite, limestone, calcareous sand, incrustation, biogene origin, Foraminifera, Continental Quarternary, marine terrace, abrasion, shoreline, island, section, sampling, index map. Balearic Island (Ibiza, Formentera)

Kurzfassung: Die auf den Balearn-Inseln Ibiza und Formentera weit verbreiteten quartären Kalksande, die bis in Höhen von > 250 m ü. NN vorkommen, sind ausschließlich Wind-sedimente (Äolianite). Sie wurden teilweise festländisch umgelagert. Die Äolianite im Westen und Norden von Ibiza enthalten Foraminiferen, die bis in das Emilianum (Spätes Ältest-Pleistozän) zurückreichen. Die Kalksande wurden seit dem Emilianum in mehreren Zyklen während des älteren Pleistozäns angeweht. Die im Süden Ibizas und auf Formentera vorkommenden Äolianite stammen dagegen aus dem Jung-Pleistozän, auf Formentera ist eine Neotyrren-Strandterrasse in ihnen ausgebildet. An den Küsten Ibizas wurden keine herausgehobenen Strandterrassen beobachtet, die Insel zeigt bis in die Gegenwart hinein Anzeichen einer Absenkung.

[Quaternary Eolianites from Ibiza and Formentera (Balearic Islands, Western Mediterranean) and their Significance for the Evolution of Both Islands]

Abstract: The calcareous sands of Ibiza (found up to elevations of more than 250 m) and Formentera are wind sediments only (eolianites). Partly they have been reworked under continental conditions. The eolianites of western and northern Ibiza contain forams dating back to the Emilian (Upper part of the Early Pleistocene). The sands have been blown upon in several cycles since the Emilian during the Lower Pleistocene. The eolianites of southern Ibiza and Formentera belong to the Upper Pleistocene, in Formentera a marine terrace of the Neotyrrenian is developed within them. Along the coasts of Ibiza no elevated shorelines have been observed, the island shows a tendency to submerge still in the present.

[Las eolianitas del Cuaternario de Ibiza y Formentera (Islas Baleares, Mediterráneo) y sus significación para el desarrollo de ambas islas]

Resumen: Las arenas calcáreas del Cuaternario que cubren una gran parte de las Islas Baleares Ibiza y Formentera se encuentran hasta alturas mayores de 250 m sobre el nivel del mar. Se trata exclusivamente de sedimentos de origen dunar (eolianitas) cuya posición ha sido parcialmente alterada bajo condiciones continentales. Las eolianitas del oeste y del norte de Ibiza contienen foraminíferos que alcanzan una edad Emiliense (Parte superior del Pleistoceno antiguo). Han sido acumuladas en varios ciclos durante el Pleistoceno inferior. En cambio las eolianitas del sur de Ibiza y de Formentera pertenecen al Pleistoceno superior. En Formentera, una terraza marina del Neotyrreniense se ha formado en ellas. En las costas de Ibiza no se han observado terrazas marinas elevadas, la isla muestra señas de hundimiento hasta el presente.

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. D. Henningsen, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Callinstr. 30, 3000 Hannover 1; Prof. Dr. D. Kelletat, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, 3000 Hannover 1; Prof. Dr. H. Hagn, Institut für Paläontologie und historische Geologie (Abt. Mikropaläontologie) der Universität, Richard-Wagner-Straße 10/II, 8000 München 2.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Bisherige Literaturangaben über die Äolianite
3. Vorkommen, Verbreitung und Ausbildung der Äolianite
 - 3.1. Ältere Äolianite
 - 3.2. Jüngere Äolianite
 - 3.3. Subrezente bis rezente Dünenbildungen
4. Verwendung und Nutzung der Äolianite
5. Mikropaläontologische Untersuchung und Altersstellung der Gesteinsproben (H. HAGN)
6. Petrographische Zusammensetzung der Äolianite (H. HAGN & D. HENNINGSEN)
7. Entstehungsbedingungen der Äolianite
8. Beziehungen zwischen Morphogenese der Inseln und den Äolianiten
 - 8.1. Fußflächen
 - 8.2. Talformen
 - 8.3. Schuttdecken, Böden und Bodensedimente
 - 8.4. „Kalkkrusten“
 - 8.5. Pleistozäne Strandterrassen und -ablagerungen
9. Entwicklungsgeschichte der Inseln im Jungpliozän und Quartär
10. Liste Probenpunkte
11. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Weite Teile der Insel Ibiza werden von karbonatischen Äolianiten des Quartärs bedeckt. Sie sind in den letzten Jahren verstärkt abgegraben und abgebaut worden, wodurch zusätzlich zu den Küsten-Profilen mehrere größere, wenn auch oft nur kurzzeitig bestehende Aufschlüsse geschaffen wurden. Diese ermöglichen eine gezielte Bearbeitung der Gesteinsserien, die bisher in der geologischen Literatur über Ibiza nur am Rande behandelt worden sind: Sowohl über die Altersstellung als auch über die Entstehungsbedingungen der Äolianite liegen erst allgemeine Angaben vor; die Beziehungen der Äolianite zu anderen Bildungen des Quartärs auf Ibiza sind offen geblieben, die Bedeutung der Äolianite für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte der Insel im Quartär wurde noch nicht erörtert. Diese Lücken will die vorliegende Arbeit schließen.

Ausgangspunkt dieser Untersuchung sind erste Beobachtungen, die D. HENNINGSEN im Jahre 1977 auf Ibiza machte. In zwei von ihm gesammelten Pilotproben konnte H. HAGN Foraminiferenfaunen des Altquartärs bestimmen. Mit Zustimmung der Comisión de Geología in Madrid erfolgten dann im Oktober 1980 die Geländeruntersuchungen auf Ibiza, in deren Verlauf auch Formentera besucht wurde, durch D. HENNINGSEN und D. KELLETAT. Diese Reise wurde durch einen Zuschuß der Hannoverschen Hochschulgemeinschaft ermöglicht, für den wir uns ausdrücklich bedanken. Die mikropaläontologische Bearbeitung der gesammelten Proben führte wieder H. HAGN durch (Kap. 5), der außerdem wesentliche Teile der sedimentpetrographischen Daten ermittelt hat (Kap. 6). Bestimmungen von Ostracoden verdanken wir Herrn Dr. H. MALZ (Frankfurt).

2. Bisherige Literaturangaben über die Äolianite

Von NOLAN (1895: 89) war auf die weite Verbreitung von sandigen und kalkigen „Schichten des Pleistozäns mit *Helix*“ auf Formentera hingewiesen worden, womit zweifellos die Äolianite gemeint sind.

FALLOT (1922: 188 ff.) griff den vorher in der Literatur über Mallorca verwendeten Namen „Marès“ (Spanische Schreibweise: marés) auf. Er sah die entsprechenden Ablagerungen auf Ibiza teils als Strand-, teils als Dünenbildungen an, in vielen Fällen sei das Material auch durch Flüsse umgelagert. FALLOT führte aus, daß Marès-Ablagerungen in sehr verschiedenen Höhenlagen auf-

treten. Einige der von ihm genannten Vorkommen sind jedoch weder auf den späteren geologischen Karten (IGME 1970) verzeichnet, noch konnten sie bei der Geländearbeit der Verfasser aufgefunden werden.

SPIKER & HAANSTRA (1935: 28 f.), die die Insel Ibiza im Rahmen von Doktorarbeiten geologisch aufgenommen hatten, bezeichneten die Äolianite insgesamt ebenfalls als Marés. Sie stellten sie allgemein in das Quartär; im Sinne von FALLOT (1922) gingen sie davon aus, daß es sich teils um Strand-, teils um Dünenablagerungen und teils um durch Flüsse umgelagertes Material handele.

Im Rahmen von detaillierten Beschreibungen verschiedener quartärer Küstenprofile von Ibiza erwähnte SOLÉ SABARIS (1962) mehrfach Dünenande, die örtlich karbonatisch verfestigt sind. Er wies darauf hin (S. 312), daß die Bezeichnung Marés nur für stark zementierte Dünen- oder Meeressande üblich sei. Einen von SPIKER & HAANSTRA (1935: 29) genannten, im SW von Ibiza gelegenen Fundpunkt von Meeres-Mollusken in Sanden dieser Serie konnte er — ebenso wie wir — nicht wiederfinden. Verfestigte Dünenande seien in Ibiza wie in Mallorca nach dem Paläotyrren und dem Eutyrrhen abgelagert worden (1962: 335).

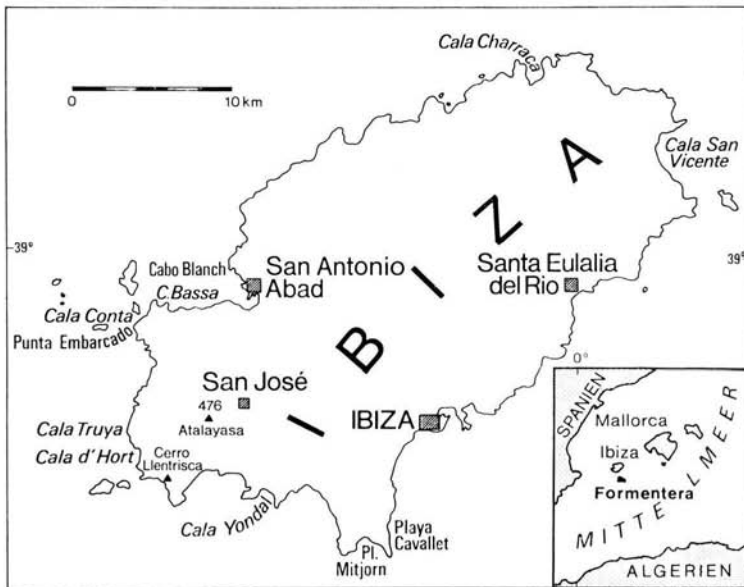


Abb. 1: Übersichtskarte der Insel Ibiza.

Auf RANGHEARD (1969) gehen die Angaben in den Erläuterungen zu den geologischen Karten 1 : 50 000, die Ibiza und Formentera überdecken (IGME 1970), und zur geologischen Karte 1 : 200 000 zurück (IGME 1972). Im Sinne der vorhergehenden Autoren wird wieder zusammenfassend von Marés gesprochen, der teils äolisch, teils am Strand entstanden sei und sich bis in Höhen von 200 m verfolgen lasse. Als Alter für die genannten Ablagerungen wird nur „Quartär“ angegeben. Die örtlich an den Küsten vorhandenen jüngeren Sanddünen werden nicht zum Marés gerechnet, sondern gesondert genannt.

3. Vorkommen, Verbreitung und Ausbildung der Äolianite

Die meist gelblich-grau, seltener leicht rötlich gefärbten Äolianite lassen sich in drei Gruppen unterteilen:

1. Teilweise verfestigte, meist deutlich gelbliche ältere Sande, die sich vor allem von den W-Küsten Ibizas in das Innere der Insel hinein verfolgen lassen und bis in größere Höhen (>250 m ü. NN) vorkommen,

2. überwiegend verfestigte, insgesamt oft etwas heller gefärbte jüngere Sande, die im Küstenbereich vor allem im SE von Ibiza und auf Formentera verbreitet sind,
3. subrezente und rezente Dünenbildungen, die im wesentlichen durch Abtragung der beiden vorher genannten älteren Äolianite an einigen Stellen auf Ibiza und besonders auf Formentera entstanden sind.

3.1. Ältere Äolianite

Vorkommen von älteren Äolianiten gibt es an vielen Stellen auf Ibiza; vor allem im SW der Insel treten sie zwischen der Cala d'Hort und dem Cerro Llentrisca ebenso wie westlich von San José in zusammenhängenden Flächen von mehreren Quadratkilometern Größe auf. Weitere Hauptverbreitungsgebiete sind der W von San Antonio Abad (S der Cala Bassa bzw. der Cala des Torrent) und der südlich an die Cala Charraca im nördlichen Ibiza anschließende Bereich. In den meisten Fällen beginnen die Vorkommen an der Meeresküste und ziehen sich mit Unterbrechungen bis in höhere Lagen des Inselinneren hinauf. Die Basislagen der Äolianite sind an keiner Stelle der Küsten Ibizas aufgeschlossen, sie dürften noch einige Meter unter den heutigen Wasserspiegel herunterreichen. Dieses zeigt sich z. B. an dem isolierten Äolianit-Vorkommen an der Küste W des Cerro Llentrisca, das im unteren Teil Reste einer ehemaligen Düne erkennen läßt. In den Äolianiten befindet sich ein ausgedehnter alter Steinbruch, dessen tiefste Abbaustellen infolge junger Absenkung heute z. T. >1 m unter Wasser liegen.

Das topographisch am höchsten gelegene Vorkommen von älteren Äolianiten wurde von uns am N-Hang des Cerro Llentrisca beobachtet, wo sich die in den Äolianiten angelegten Sandgruben bis zur Höhe von 260 m ü. NN¹⁾ verfolgen lassen.

Sowohl in Küstenprofilen wie auch in Aufschlüssen, die sich in höhergelegenen Tälern befinden, zeigen die unteren Lagen der Äolianite oft eine typische äolische Schräg- und Kreuzschichtung mit planaren Schüttungslamellen und Neigungswinkeln bis zu etwa 30° , die im Küstenbereich in der Regel landwärts einfallen.

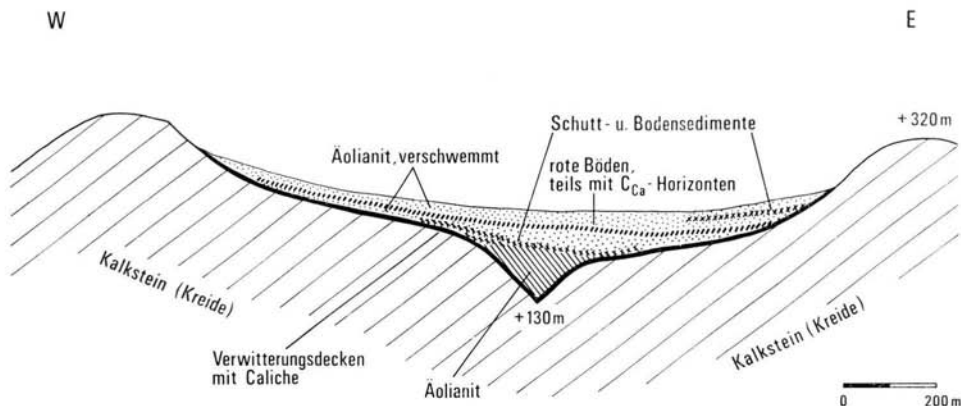


Abb. 2: Verfüllung eines Tales durch Ältere Äolianite: Basispartien mit deutlicher Schrägschichtung, steil nach E einfallend, höhere Lagen verschwemmt und umgelagert. Große Sandgrube ca. 2 km W von San José.

¹⁾ FALLOT (1922: 192) nannte ein Vorkommen von Marés bei San Vicente im NE-Ibiza, das in einer Höhe von 320–340 m ü. NN liegen soll. Auf Bl. San Miguel der geologischen Karte von Ibiza 1 : 50 000 (IGME 1970) ist es jedoch nicht eingetragen und in den entsprechenden Erläuterungen nicht erwähnt.

Üblicherweise liegen die Äolianite den mesozoischen Kalk- und Mergelsteinen, die teilweise geringfügig oberflächlich verkarstet sind, direkt auf (Abb. 2 und 4), nur gelegentlich sind zusätzlich Schuttsedimente zwischengeschaltet. In den oberen Lagen der Äolianite, die örtlich als einziges aufgeschlossen sind, liegen die Schichtungsblätter meist $\pm$ horizontal.

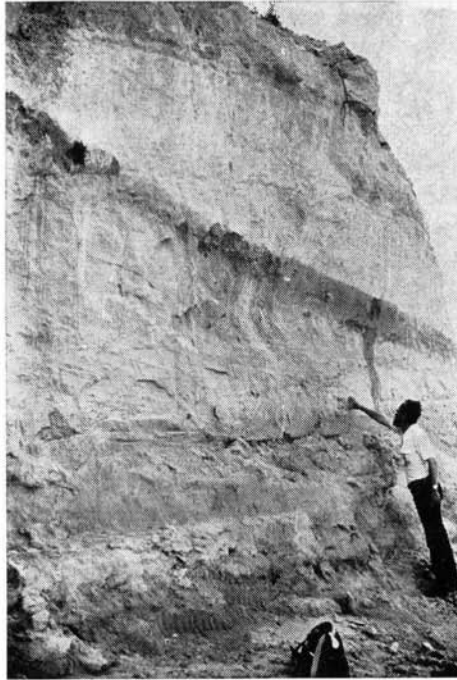


Abb. 3: Umgelagerte Partien der Älteren Äolianite mit Schuttlagen (z. B. über ausgestreckter Hand) und kräftigem Bodenhorizont (dunkel). Große Sandgrube ca. 2 km W von San José.

Die Äolianite sind teils locker ausgebildet, teils partienweise in unterschiedlichem Ausmaß verfestigt bzw. karbonatisch verkittet. Besonders die oberen Horizonte zeigen deutliche Korngrößenunterschiede: Neben grobsandigen Partien treten Schluff-reiche Feinsande auf, die fast Löß-artig wirken. Den sandigen Schichten der hangenden Äolianit-Folgen sind vielfach unregelmäßige Lagen oder Linsen von Grottschutt eingelagert. Sie bestehen aus Fragmenten von Kalkkrusten oder Kalk- und Mergelsteinen des Mesozoikums; die einzelnen Brocken sind teils nur einige Millimeter groß, erreichen aber auch Durchmesser von mehreren Zentimetern oder sogar Dezimetern. In den Äolianiten treten vor allem in den oberen Lagen außerdem gestreckte oder gebogen-verzweigte Wurzelröhren auf, die vielfach durch Einfluß von Verwitterung oder Windausblasung deutlich hervortreten, weil sie stärker verfestigt sind und deshalb herauspräpariert werden. In einigen Aufschlüssen (z. B. große Sandgrube ca. 2 km W von San José, Sandgrube ca. 1 km SE der Cala Bassa) wurden innerhalb der oberen Lagen der Äolianite außerdem Bodenbildungen beobachtet, die teilweise in mehrfacher Wiederholung übereinander liegen: braune oder rötlich-braune Verlehmungszonen von einigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit stellen Bodenhorizonte dar, daneben kommen auch eingeschwemmte und mit Schutt vermengte Bodensedimente vor (s. Abb. 3 und Kap. 8.3). Kleine Helix-Arten, die selten größer als 1 cm werden, sind als Anzeiger einer festländischen Entstehung der hangenden Äolianit-Folgen häufig zu finden.

Die Verbreitung der Älteren Äolianite auf Ibiza ist größer, als die bisherigen Karten zeigen. Es wird geschätzt, daß sie insgesamt eine Fläche von 15—20 km² bedecken. Die Gesamtmächtigkeit der Äolianit-Folgen überschreitet vielfach den Wert von 5 m. In der

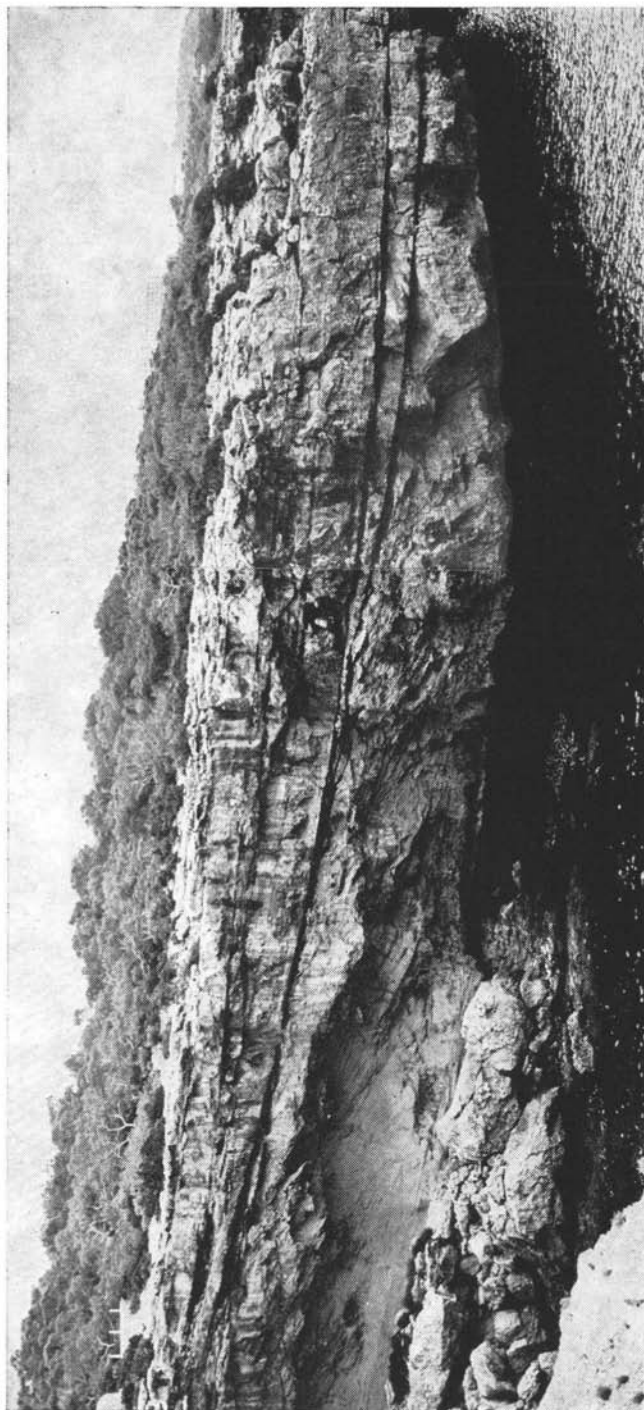


Abb. 4: Ältere Äolianite, in mehreren Zyklen vom Meer her geschüttet. Zwischen den Schichtpaketen dünne Bodenhorizonte bzw. Schuttlagen. Links unten im Bild die unterlagernden kreidezeitlichen Karbonatgesteine, an ihrer Oberseite stark verwittert.

großen Sandgrube W von San José (Abb. 2) beträgt sie mehr als 25 m. Es steht außer Zweifel, daß die meist steil schräggeschichteten Basispartien der Äolianite ausschließlich durch Winde vorherrschend westlicher Richtungen abgelagert wurden, wobei sich die Sedimente dem vorhandenen Relief anpaßten und in den Tälern vor allem an der Lee-Seite angehäuft wurden. Ebenso sicher kann davon ausgegangen werden, daß die meist horizontal geschichteten höheren Lagen der Äolianit-Folgen vor allem durch Umlagerung und Verschwemmung entstanden sind, und sei es auch nur über kurze Entfernungen.

Wichtig ist, daß im Gegensatz zu den Angaben in der Literatur an keiner Stelle der Insel innerhalb der untersuchten Serien Anzeichen dafür gefunden wurden, daß diese sich teilweise im Strandbereich gebildet hätten.

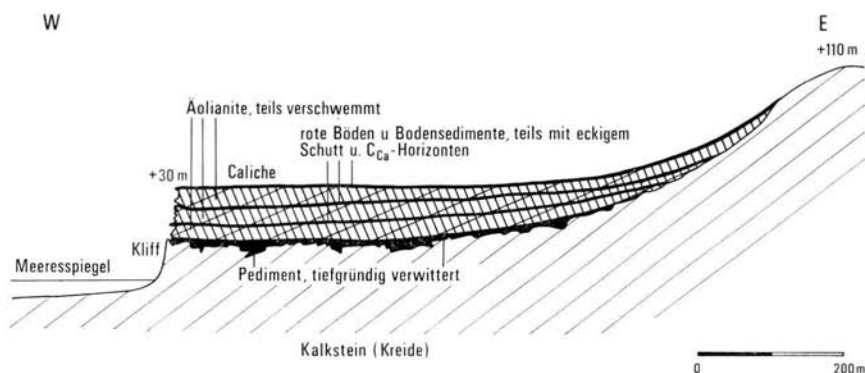


Abb. 5: Typisches Küstenprofil im westlichen Ibiza (schematisch): Über pedimentierten und z. T. verwitterten Kalksteinen der Kreidezeit mehrere Folgen von Älteren Äolianiten, durch Bodenbildungen und Schuttlagen voneinander getrennt. An ihrer Oberseite flachlagernde Krusten. Klifflinie erheblich landwärts zurückverlegt.

Die beiden in der Literatur genannten Vorkommen von Meeresmollusken sind nicht eindeutig. Das gilt für den fraglichen Fundpunkt von SPIKER & HAANSTRA (1935: 29, s. dazu Kap. 2) ebenso wie für die Angabe von FALLOT (1922: 192), der von der Cala d'Hort im 90-m-Niveau „zahlreiche Pecten“ angibt. In beiden Fällen kann es sich um größere Bruchstücke gehandelt haben, die durchaus nicht gegen äolische Ablagerungen sprechen (vgl. Kap. 5).

Vergleichbare Verhältnisse liegen z. B. in Madeira vor, wo in Dünenstränden bis zu 100 m Höhe marine Mollusken vorkommen, die offenbar hochgeweht worden sind (KREJCI-GRAF 1961: 9f.).

3.2. Jüngere Äolianite

Die jüngeren Äolianite sind insgesamt gleichmäßiger und stärker verfestigt als die Älteren. Wahrscheinlich ist hierfür der Einfluß des nahegelegenen Meeres verantwortlich; denn auch in den Älteren Äolianiten herrscht im unmittelbaren Küstenbereich eine stärkere Zementierung vor, die allerdings durch nachträgliche Verwitterung und damit verbundene Auflockerung z. T. wieder aufgehoben ist.

In der Zusammensetzung sind die jüngeren Äolianite von den Älteren kaum zu unterscheiden (s. Kap. 5 und 6). Zu den jüngeren Äolianiten gehören im S-Teil von Ibiza die Serien an der Playa Mitjorn und an der dieser gegenüberliegenden Playa Es Cavallet. Außerdem werden große Teile der Insel Formentera sowie offenbar auch die zwischen Ibiza und Formentera liegenden Inseln (vor allem Espalmador) aus ihnen aufgebaut bzw. bedeckt (vgl. NOLAN 1895: 89; IGME 1972: 46).

Die jüngeren Äolianite sind an die heutigen Küstensäume gebunden. Ihre Basis liegt unter dem rezenten Meeresniveau; es ist zu vermuten, daß sie in mehreren Metern Tiefe verläuft.

Die Ausbildung an der Playa Mitjorn und der Playa Es Cavallet ist wie folgt: An der Basis sind deutlich schräg- und kreuzgeschichtete verfestigte Lagen, die teilweise starke Bioturbation erkennen lassen, in etwa 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen. An mehreren Stellen befinden sich darin ehemalige Steinbrüche, die bis etwa 1–2 m unter den Wasserspiegel herunterreichen (Abb. 6 und 7). Darüber liegt diskordant ein schwach landwärts fallender rötlicher, überwiegend verfestigter sandiger Mergel (ca. 1 m mächtig) mit Zeichen einer Bodenbildung, darüber dann die mehrere Meter hohen subrezent bis rezenten Dünen.

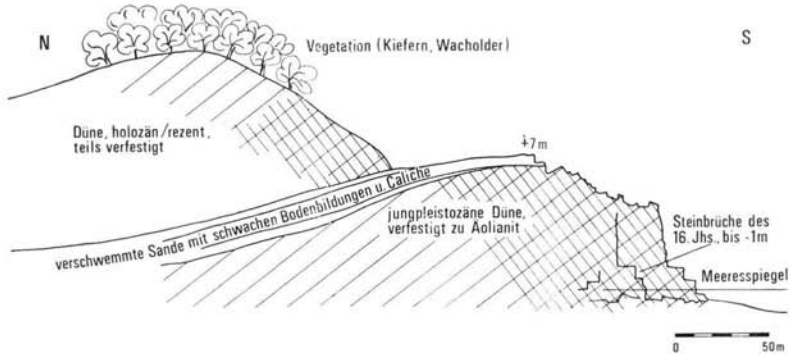


Abb. 6: Küstenprofil an der Playa Mitjorn in S Ibiza: Über Jüngeren Äolianiten Bodenhorizont, darüber junge Dünen. Mittelalterliche Steinbrüche bis unter den Meeresspiegel herunterreichend.



Abb. 7: Mittelalterlicher Steinbruch in Jüngeren Äolianiten, teilweise unter dem heutigen Meeresspiegel. In Bildmitte oben Angler als Größenmaßstab. Playa Es Cavallet in S Ibiza.

An der W-Küste der südlich von Ibiza gelegenen Insel Espalmador ist die Folge der Jüngeren Äolianite durch mindestens drei deutlich ausgebildete Böden unterteilt. Im Mittelteil der Insel Formentera erreichen die Äolianite bei Es Caló am Stau vor dem südöstlichen Kalkplateau (La Mola) mehr als 60 m Höhe; auch hier sind in den unteren Partien häufig steil einfallende äolische Schrägschichtungen zu erkennen, während in den oberen Lagen mehrere Pakete mit Schuttlagen, dünnen Kalkkrusten und Bodenhorizonten übereinandergestapelt sind. Ähnliche Verhältnisse finden sich am SE-Rand von Formentera bei El Ram. Auffällig ist hier — ebenso wie an der Cala Envasté, die bei San Fernando an der E-Küste liegt — die starke braune bis schwarz-braune Färbung (?Humusanreicherung) der Bodenhorizonte (tirsoide Bildungen). E von El Ram steigt in südöstlicher Richtung innerhalb der Äolianit-Folge allmählich eine frühere Terrassenfläche bis auf ca. 3 m ü. NN heraus, die oberflächlich stark korrodiert ist und eine reiche Molluskenfauna des Neotyrrens führt (s. Abb. 10, 11 und Kap. 8.5).

Die Abfolge der Jüngeren Äolianite entspricht insofern derjenigen der Älteren, als in den unteren Partien gleichmäßige Ablagerung durch Wind vorherrschte, danach aber längere Ruhepausen mit dazwischenliegenden Bodenbildungen die Sedimentation unterbrochen haben. Während bei den Älteren Äolianiten in dieser zweiten Phase steile Schrägschichtungen kaum noch vorkommen, also Verschwemmungen dominieren, treten in den oberen Partien der Jüngeren Äolianite mehrfach deutlich windabgelagerte Pakete mit entsprechender Schräg- und Kreuzschichtung auf.

3.3. Subrezente bis rezente Dünenbildungen

Subrezente bis rezente Dünen, die bis zu mehreren Metern Höhe aufgehäuft sind, kommen an einigen Stellen von Ibiza im Strandbereich vor (z. B. an der Cala Conta im NW der Insel sowie an der Playa Mitjorn und der Playa Es Cavallet im SE); außerdem besonders im Mittelteil von Formentera. Die Dünen sind teilweise bewachsen; an der Playa Mitjorn zeigen sie teils etwa horizontale, teils flach meerwärts einfallende Schrägschichtung (Abb. 6). Die Dünensande sind nur gelegentlich leicht verfestigt.

Der überwiegende Anteil des Materials, aus dem sie aufgebaut sind, besteht aus umgelagerten Älteren oder Jüngeren Äolianiten der unmittelbaren Umgebung, sei es durch direkte Ausblasung oder dadurch, daß diese vom Meer aufgearbeitet und in Form von rezenten Strandsanden wieder zur Verfügung gestellt werden.

4. Verwendung und Nutzung der Äolianite

Die leicht zu behauenden verfestigten Partien der Äolianite sind schon früh als Baumaterial verwendet worden; man kennt z. B. schon vor Christi Geburt in der karthagischen Zeit daraus gefertigte Särge, wie sie im Archäologischen Museum von Ibiza ausgestellt sind. Behauene Blöcke aus verfestigten Äolianiten sind, neben Kreide-Kalksteinen, als Baumaterial für die Mauern und Gebäude der Festung bzw. Altstadt von Ibiza verwendet worden; ebenso für mehrere der auf der Insel vorhandenen Wachttürme. Diese Bauwerke stammen aus dem 16. und 17. Jahrhundert; es ist anzunehmen, daß die Steinbrüche, in denen die Blöcke herausgesägt wurden, hauptsächlich in dieser Zeit in Betrieb waren (Abb. 7). Sie liegen meist im S der Insel Ibiza (W Cerro Llentrisca, Playa Mitjorn, Playa Es Cavallet). Es wurden überwiegend Jüngere Äolianite abgebaut.

Auf Formentera befindet sich in Pujols ein großer, nicht unmittelbar am Strand gelegener Steinbruch, in dem man ebenfalls verfestigte Jüngere Äolianite als Bausteine herausägt.

Die lockeren Partien der Älteren Äolianite, auf Ibiza als „arena“ (Sand) bezeichnet, werden seit längerem als Bausand verwendet. Daneben benutzt man die Sande in den letzten Jahren, um in Felsbuchten künstliche Strände aufzuschütten — viele der auf Ibiza vorhandenen Badebuchten sind auf diese Weise entstanden. Der Sandverbrauch für die

Erhaltung dieser künstlichen Strände ist enorm. Die Flächen, in denen ein Abbau der Älteren Äolianite erfolgt, sind deshalb in den letzten 5 Jahren um ein Vielfaches angewachsen.

5. Mikropaläontologische Untersuchung und Altersstellung der Gesteinsproben

(H. HAGN)

Für die mikropaläontologische Auswertung standen 14 Schlammproben von der Insel Ibiza und 2 Proben von der Insel Formentera zur Verfügung (vgl. hierzu Liste in Kap. 10). Ferner wurden 2 Schlammproben von Ibiza berücksichtigt, die der Verfasser im September 1978 von D. HENNINGSEN erhielt.

Die Schlammrückstände der einzelnen Proben enthalten folgende Faunen- und Florenelemente:

Probe 1: Die reiche Fauna setzt sich aus Foraminiferen, Bryozoen, Kleingastropoden und Echinodermenresten zusammen. Die Flora wird durch Corallinaceen vertreten.

Von Sandschalern sind vor allem *Textularia sagittula* DEFANCE und *Dorothia pseudotrochus* (CUSHMAN) zu nennen. Milioliden treten in großer Zahl auf; namentlich sei vor allem *Quinqueloculina longirostra* D'ORB. hervorgehoben. Das Faunenbild wird hauptsächlich von den Arten *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F. & M.), *E. complanatum* (D'ORB.), *Ammonia beccarii* (L.), *A. inflata* (SEGUENZA) und *Cibicides lobatulus* (W. & J.) geprägt. Daneben wurden die Gattung *Robulus* sowie die Arten *Astacolus crepidulus* (F. & M.), *Bulimina etnea* SEGUENZA, *B. gibba* FORNASINI, *Melonis pompilioides* (F. & M.), *Neoconorbina terquemi* (RZEHA), *Glabratella opercularis* (D'ORB.), *Discorbinella* sp., *Asterigerinata mamilla* (WILL.), *Cibicides refulgens* MONTF., *Globocassidulina oblonga* (REUSS) und *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) beobachtet.

Probe 3a: Diese Probe lieferte die reichste Foraminiferenfauna. Sie birgt folgende Gattungen und Arten:

Textularia sagittula DEFANCE
Dorothia pseudotrochus (CUSHMAN)
Quinqueloculina longirostra D'ORB.
Miliolidae (indet.)
Globulina gibba myristiformis (WILL.)
Bulimina etnea SEGUENZA
Bulimina gibba FORNASINI (= *B. fusiformis* WILL. auctorum)
Buliminella cf. *elegans* (D'ORB.)
Bolivina cf. *catanensis* SEGUENZA
Melonis pompilioides (F. & M.)
Elphidium crispum (L.)
Elphidium macellum (F. & M.)
Elphidium complanatum (D'ORB.)
Rosalina globularis D'ORB.

Neoconorbina terquemi (RZEHA)
Glabratella opercularis (D'ORB.)
Glabratella cf. *tabernacularis* (BRADY)
Discorbinella sp.
Asterigerinata mamilla (WILL.)
Ammonia beccarii (L.)
Ammonia inflata (SEGUENZA)
Cibicides lobatulus (W. & J.)
Cibicides refulgens MONTF.
Cassidulina carinata SILVESTRI
Globocassidulina oblonga (REUSS)
Sphaerogypsina globulus (REUSS)
Globigerina pachyderma (EHRENBERG)
Globigerinoides tenellus PARKER 2)
Globorotalia inflata (D'ORB.)

Die Gehäuse der Foraminiferen sind überwiegend sehr gut erhalten. Dies betrifft vor allem die pelagischen Formen (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*), die nur in beschränkter Individuenzahl auftreten. Das Faunenbild wird auch in dieser Probe durch die Gattungen *Elphidium*, *Ammonia* und *Cibicides* beherrscht.

Daneben stellen sich wie in Probe 1 reichlich Bryozoen, Kleingastropoden, Echinidenreste sowie Schutt von Rotalgen (Corallinaceen) ein.

In den beiden bereits früher aufgesammelten Proben I und II wurden zusätzlich noch folgende Foraminiferen-Arten gefunden: *Bulimina costata* D'ORB., *Reussella* sp., *Eponides repandus* (F. & M.), *Planorbulina mediterraneensis* D'ORB., *Gypsina* sp. und *Globigerina bulloides* D'ORB. Beide Proben führen darüber hinaus *Globigerinoides tenellus* PARKER und *Globorotalia inflata* (D'ORB.). Selbst Ostracoden fehlen nicht. Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Dr. H. MALZ, Frankfurt a. M., liegen die Arten *Falunia* (*Hiltermannicythere*) *cephalonica* ULICZNY, *Caudites calceolatus* (COSTA) und *Aurila* sp., ex. gr. *punctata* (MÜNSTER) vor.

²⁾ Ein Vergleich der vorliegenden Gehäuse mit rezentem Material von *Globigerinoides tenellus* PARKER (Straße von Mozambique und Südatlantik), das Herr Dr. E. BOLTOVSKOY, Buenos Aires, freundlicherweise zur Verfügung stellte, erbrachte keine völlige Übereinstimmung. Ein großer Teil der Gehäuse gehört vielmehr zu *Gl. ruber* (D'ORB.).

Probe 4a: Die mäßig reiche, ziemlich eintönige Foraminiferenfauna setzt sich im wesentlichen aus Milioliden sowie aus Angehörigen der Gattungen *Elphidium*, *Ammonia* und *Cibicides* zusammen. Kleingastropoden, Echinidenreste und Corallinaceen ergänzen das faunistische und floristische Bild.

Die Fauna läßt nur eine sehr geringe Diversität erkennen. Die Biogene erscheinen stark abgeschliffen. Feinste Kalzitbeläge an der Oberfläche verleihen ihnen bisweilen einen schimmernden Glanz.

Probe 4b: Auch die Fauna dieser Probe zeichnet sich durch eine ziemlich schlechte Erhaltung aus. Die meisten Gehäuse sind stark abgeschliffen. Neben den Ubiquisten *Elphidium* und *Ammonia* konnten die Arten *Rosalina globularis* D'ORB., *Glauvella opercularis* (D'ORB.), *Cibicides refulgens* MONTF. und *Globorotalia inflata* (D'ORB.) beobachtet werden. An Ostracoden wurden mit Vorbehalt *Urocythereis* sp. juv. und *Aurila convexa emathiae* ULICZNY (det. H. MALZ) bestimmt.

Probe 6: Die Faunenelemente dieser Probe (Schuttsediment, vgl. Kap. 8.3) fallen aus dem bisherigen Rahmen. Sie sind aus Kreide und Jungtertiär umgelagert. Die Gehäuse sind daher sehr schlecht erhalten und erscheinen kreidig-weiß.

Aus der Mittelkreide liegen umgelagerte Orbitolinen vor. Der Oberkreide sind folgende Gattungen und Arten zuzurechnen: *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Gl. arca* (CUSHMAN), *Gl. fornicata* PLUMMER, *Hedbergella*, *Gavelinella*, *Stensioeina* und *Dorothia*. Aus dem Jungtertiär stammen Sandschaler (*Rhabdammina*, *Trochammina*) sowie die kalkschaligen Gattungen *Nodosaria*, *Stilostomella*, *Elphidium*, *Rosalina*, *Eponides*, *Siphonina*, *Ammonia*, *Anomalinoides* und *Globorotalia*.

Probe 6a: Diese Probe entspricht im wesentlichen der Probe 6. Als ältestes Faunenelement konnte die Gattung ?*Simplorbitolina* nachgewiesen werden. Aus der höheren Oberkreide (Zeitbereich Obercampan - Maastricht) stammen ein- und zweikielige Globotruncanen sowie die Gattungen *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Lenticulina*, *Coryphostoma*, *Stilostomella*, *Gyroidina* und *Stensioeina*. Das Jungtertiär wird durch schlecht erhaltene Gehäuse von *Elphidium*, *Cibicides* und *Globigerina* vertreten.

Probe 7: Die Fauna dieser Probe schließt eng an die Faunengemeinschaften der Proben 1 und 3a an. Sie läßt wiederum eine größere Diversität erkennen. Die Gehäuse sind gut bis mäßig gut erhalten und erscheinen nur wenig abgeschliffen. Es wurden folgende Gattungen und Arten ermittelt:

Dorothia pseudotrochus (CUSHMAN)
Quinqueloculina longirostra D'ORB.
Triloculina tricarinata D'ORB.
Globulina gibba D'ORB.
Elphidium crispum (L.)
Elphidium macellum (F. & M.)
Elphidium complanatum (D'ORB.)
Rosalina globularis D'ORB.
Glauvella opercularis (D'ORB.)
Asterigerinata sp.

Cancris auriculus (F. & M.)
Ammonia beccarii (L.)
Ammonia inflata (SEGUEZZA)
Cibicides lobatulus (W. & J.)
Cibicides refulgens MONTF.
Cibicidella variabilis (D'ORB.)
Cassidulina carinata SILVESTRI
Globocassidulina oblonga (REUSS)
Sphaerogypsina globulus (REUSS)
Globorotalia inflata (D'ORB.)

Daneben wurden wiederum zahlreiche Bryozoen, Kleingastropoden und Echinidenstacheln angetroffen.

Probe 11: Die Biogene dieser Probe sind stark abgeschliffen. Der Artenbestand ist bedeutend geringer als derjenige der vorhergehenden Probe. Neben den konventionellen Milioliden, Elphidien und Ammonien konnten *Glauvella opercularis* (D'ORB.) und *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN) bestimmt werden. Ferner wurden reichlich Spirorben, Bryozoen, Kleingastropoden, rötliche Echinidenstacheln sowie Corallinaceen beobachtet.

Probe 14: Die reiche Fauna setzt sich aus nur verhältnismäßig wenigen Gattungen und Arten zusammen. Es wurden bestimmt: *Dorothia pseudotrochus* (CUSHMAN), Miliolidae (*Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Pyrgo*), *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F. & M.), *E. complanatum* (D'ORB.), *Discorbina* cf. *mira* (CUSHMAN), *Neoeponides haidingeri* (D'ORB.), *Cibicides lobatulus* (W. & J.), *C. cf. refulgens* MONTF., *C. pseudoungerianus* (CUSHMAN) und *Sphaerogypsina globulus* (REUSS). Daneben wurde eine aus der Kreide umgelagerte *Orbitolina* beobachtet. Bryozoen, Anne-lidenröhren, Kleingastropoden (u. a. Cerithien) nehmen maßgeblich an der Zusammensetzung der Fauna teil.

Probe 15: Es liegt eine reiche, großwüchsige, aber eintönige Fauna vor. Die Gehäuse tragen häufig eine dünne Kalzithülle. Die Elphidien sind nicht selten median gespalten.

Neben *Dorothia pseudotrochus* (CUSHMAN) wurden Milioliden (darunter auch die Gattung *Spiroloculina*), *Elphidium*, *Ammonia* und *Cibicides* gefunden. Daneben treten Steinkerne von Kleingastropoden und rötliche Echinidenstacheln auf.

Probe 16: Die vorliegende Fauna entspricht in allen Punkten derjenigen der Probe 15. Die Gehäuse erscheinen infolge sekundärer Kalzitanlagerung manchmal wie überzuckert. Die Elphidien sind häufig median gespalten. Die indifferente Fauna setzt sich aus Milioliden, Elphidien, *Discorbina*, *Cibicides* sowie aus Spirorben, Bryozoen und Echinodermenschutt zusammen. An Ostracoden konnte mit Vorbehalt *Urocythereis margaritifera* (G. W. MÜLLER) erkannt werden (det. H. MALZ). Corallinaceen sind häufig.

Probe 21: Diese Probe lieferte nur eine spärliche, etwas kleinwüchsige und schlecht erhaltene Fauna. Ihre Zusammensetzung weist keine Besonderheiten auf und beschränkt sich auf Milioliden, Elphidien, Ammonien, *Cibicides*, Kleingastropoden und Echinidenstacheln.

Proben 22 und 22b: Die beiden Proben bergen eine artenarme, ziemlich schlecht erhaltene Fauna und Flora. Die Biogene sind teilweise außerordentlich stark abgeschliffen; nicht selten wurde durch den Abrieb selbst der Steinkern freigelegt. Die Foraminiferen verteilen sich wiederum auf Milioliden, Elphidien und Ammonien. Namentlich seien noch *Rosalina globularis* D'ORB., *Discorbina* cf. *mira* (CUSHMAN) und *Cibicides lobatulus* (W. & J.) hervorgehoben. In den Schlammrückständen treten sehr häufig Spirorben, Annelidenröhren, Kleingastropoden und -lamellibranchiaten, Echinodermenreste sowie Corallinaceen auf. An Ostracoden wurde eine fragliche *Urocythereis sororcula* (SEGUENZA) entdeckt (det. H. MALZ). Auffallend sind zahlreiche Ooide und walzenförmige Gebilde, die sich im Dünnschliff als Krebs-Koprolithen entpuppten (S. 123).

Probe 25: Die reiche, großwüchsige und verhältnismäßig gut erhaltene Fauna beinhaltet folgende Gattungen und Arten:

<i>Dorothia pseudotrochus</i> (CUSHMAN)	<i>Elphidium complanatum</i> (D'ORB.)
<i>Quinqueloculina longirostra</i> D'ORB.	<i>Rosalina globularis</i> D'ORB.
Miliolidae (<i>Pyrgo</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> , <i>Spiroloculina</i>)	<i>Discorbina</i> cf. <i>mira</i> (CUSHMAN)
<i>Amphisorus hemprichii</i> EHRENBURG	<i>Discorbinella</i> sp.
<i>Globulina gibba</i> D'ORB.	<i>Ammonia beccarii</i> (L.)
<i>Elphidium crispum</i> (L.)	<i>Cibicides lobatulus</i> (W. & J.)
<i>Elphidium macellum</i> (F. & M.)	<i>Cibicides refulgens</i> MONTF.
	<i>Globorotalia crassaformis</i> (GALLOWAY & WISSLER)

Wie in allen übrigen Proben beteiligen sich auch hier Bryozoen, Kleingastropoden und Echinidenstacheln an der Zusammensetzung der Fauna. Die wenigen Ostracoden verteilen sich auf *Aurila woodwardii* (BRADY), *Quadracythere* (*Tenedocythere*) *prava* (BAIRD) und ?*Urocythereis* sp. (det. H. MALZ).

Probe 25a: Die Fauna ähnelt derjenigen der vorhergehenden Probe. Sie ist aber artenärmer, außerdem sind ihre Biogene stärker abgeschliffen.

Die Altersbestimmung der vorliegenden Proben wird durch den vorherrschenden litoralen Faziescharakter der umgelagerten Biogene und durch das dadurch bedingte Zurücktretten bzw. Fehlen pelagischer Foraminiferen erschwert. Es ist ferner zu berücksichtigen, daß ein großer Teil der angetroffenen Faunenelemente eine sehr weite Vertikalverbreitung besitzt. Zu diesen Durchläufern gehören vor allem die Milioliden, Elphidien, Ammonien und die meisten *Cibicides*-Arten. Einige Foraminiferen sind Nachzügler aus dem Jungtertiär wie z. B. *Globorotalia inflata* (D'ORB.).

Zunächst kann Pliozän mit aller Sicherheit ausgeschlossen werden. Nach RUGGIERI & SPROVIERI (1977: 134) setzen im Quartär die Foraminiferenarten *Bulimina etnea* SEGUENZA und *Globigerinoides tenellus* PARKER ein (vgl. hierzu COLALONGO, CREMONINI & SARTONI 1978: 74–75). Beide Arten wurden in der Probe 3 a sowie in den beiden früheren Proben von Cala d'Hort (S. 118) nachgewiesen. Damit können diese Äolianite in das Pleistozän eingestuft werden. Freilich gelang es nicht, das Hauptleitfossil *Hyalinea balthica* (SCHROETER), einen klassischen Kälteanzeiger, aufzufinden. Dieser Nachweis glückte aber auch MATEU, COLOM & CUERDA (1979: 61) nicht, denen eine mikropaläontologische Bearbeitung des Altpleistozäns der Insel Cabrera S Mallorca zu verdanken ist.

Die Schichten mit *Globorotalia inflata* (D'ORB.) können ferner in das ältere Pleistozän gestellt werden. In ihnen tritt *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORB.) noch nicht auf. Da die genannte Art nach RUGGIERI & SPROVIERI (1977: Fig. 2 auf S. 134) erst ab dem Siciliense vorkommt, bleiben für eine Altersbestimmung nur die beiden ältesten Stufen des Pleistozäns, das Santerniense und das Emiliense, übrig. In diesem Zusammenhang ist von Interesse, daß MATEU, COLOM & CUERDA (1979: 52 ff.) aus gleichartigen Äolianiten von Cabrera eine Mikrofauna beschrieben, die mit den Faunengemeinschaften unserer Proben 1, 3a und 7 eine große Übereinstimmung zeigen. Ein sehr bezeichnendes gemeinsames Fossil ist z. B. *Glabratalia opercularis* (D'ORB.). Die Äolianite von Cabrera wurden von den genannten Autoren in das Emilianum gestellt (MATEU, COLOM & CUERDA 1979: 64).

Ein Vergleich der vorliegenden Proben mit dem italienischen Altquartär (z. B. LENTINI 1971: 149 ff.) wird durch die Artenarmut der spanischen Äolianite erschwert. Sie lassen sich weder mit der *Globigerina pachyderma*-Zone noch mit der *Hyalinea balthica*-Zone mit Sicherheit korrelieren (vgl. hierzu COLALONGO 1968: 45 ff.; D'ONOFRIO 1968: 109 ff.). Es erscheint daher gerechtfertigt, wenigstens vorerst die Einstufung der genannten spanischen Autoren in das Emilianum zu übernehmen.

Auf Grund der mit den Proben 1, 3a und 7 weitgehend übereinstimmenden Faunen können auch die Proben 4b und 11 in das Emilianum gestellt werden. Die Faunen der Proben 4a, 14, 15, 16 und 21 reichen für eine derartige Einstufung allerdings nicht aus. Ihre einheitliche petrographische Beschaffenheit macht aber ebenfalls ein altquartäres Alter wahrscheinlich.

Wie gezeigt wurde, sind die Proben 22, 22b, 25 und 25a durch markante faunistische und lithologische Merkmale (Krebs-Pellets, Ooide) eng miteinander verbunden. Für die genannten Proben wurde bereits im Gelände ein jungpleistozänes Alter angenommen. In Probe 25 spricht *Amphisorus hemprichii* EHRENBURG durchaus für diese Ansicht. Ferner wird in ihr die altquartäre *Globorotalia inflata* (D'ORB.) durch *Gl. crassaformis* (GALLIOWAY & WISSLER) ersetzt. Man ist daher berechtigt, alle diese Proben miteinander zu korrelieren und sie in das Jungpleistozän zu stellen.

Abschließend sei noch auf ein Phänomen aufmerksam gemacht, das ausschließlich an die Äolianite gebunden ist. So hat sich gezeigt, daß die orographisch höchstgelegenen Flugsande (z. B. Probe 3a, 250 m über NN) die meisten pelagischen Foraminiferen führt, die ja offenes Meer anzeigen. Desgleichen weisen die Angehörigen der Familie der Buliminidae (*Bulimina*, *Buliminella*, *Bolivina*) in derselben Probe auf eine etwas größere Wassertiefe hin, als sie für die meisten anderen Proben anzunehmen ist. Man gewinnt daher den Eindruck, daß die Proben einen um so littoraleren Faziescharakter annehmen, je orographisch tiefer sie entnommen wurden.

Hier bieten sich zwei Möglichkeiten der Erklärung an. Einmal könnte dieser Befund stratigraphisch gedeutet werden, vorausgesetzt, das STENO'sche Gesetz der Superposition ist auch auf Äolianite anwendbar. In diesem Fall wäre die Probe 3a den jüngsten altquartären Dünenbildungen entnommen. Man könnte sich durchaus vorstellen, daß bei einer fortschreitenden Regression des Meeres in einer Kaltzeit immer tiefere Meeresgründe um die Insel trockengelegt und vom Wind ausgeblasen wurden. Daraus folgt, daß pelagische Foraminiferen und Bewohner des äußeren Schelfs erst sehr spät in einem Dünenprofil erscheinen können.

Die zweite mögliche Deutung beruht auf dem Prinzip der Windsichtung. Die gröberen und schwereren Partikel fallen zuerst zu Boden, während der feinste „Schweb“, also die zarteren Gehäuse, einen größeren Weg zurücklegen und so bis auf die größten Höhen gelangen können. In der Tat ist die orographisch höchste Probe 3a auch die feinkörnigste. Sie enthält überwiegend Biogene, während die Lithoklaste stärker in den Hintergrund treten.

Es bedarf noch einiger Überlegungen und Beobachtungen im Gelände, um sich für die eine oder andere der aufgezeigten Deutungsmöglichkeiten entscheiden zu können.

6. Petrographische Zusammensetzung der Äolianite

(H. HAGN & D. HENNINGSEN)

Wesentliche, wenn auch nur knappe Angaben über die petrographische Zusammensetzung der Äolianite sind schon von früheren Autoren gemacht worden (besonders SPIKER & HAANSTRA 1935: 28 f.; RANGHEARD in IGME 1970). Es handelt sich überwiegend um Mittel- und Grobsande (Korndurchmesser meist zwischen 0.1—1 mm, gelegentlich erreichen die Körner die Größen von 5—10 mm). Fossilreste und -bruchstücke sind bis zu 2 cm und mehr groß. Die Proben sind teils gut, teils schlecht klassiert; der Rundungsgrad der einzelnen Körner/Partikel ist unterschiedlich, überwiegend aber mäßig bis gut. Von 15 Proben wurde jeweils ein kleiner Teil des Schlämmrückstandes (Fraktion zwischen 0,1 und 1 mm) in Kunstharz (Akemi) eingegossen und von den so entstandenen Harzkuchen Dünnschliffe angefertigt. Auf diese Weise konnte die Herkunft der anorganischen Bestandteile (Lithoklasten) geklärt werden.

Im Dünnschliff zeigte sich, daß die Proben 1, 3a, 4a, 4b, 7, 11, 14, 15, 16 und 21 gemeinsame Merkmale aufweisen. Das Verhältnis zwischen Lithoklasten und Biogenen ist zwar gewissen Schwankungen unterworfen, doch konnten keine qualitativen Unterschiede in der Zusammensetzung der einzelnen Proben festgestellt werden. Die an Biogenen reichste Probe ist Probe 3a, während die Proben 4a, 4b und 7 den größten Gehalt an Lithoklasten aufweisen.

Die Lithoklasten sind durchwegs gut gerundet. In stärker verkitteten Proben beobachtet man an ihrer Oberfläche feinste Kalzitkriställchen. Die meisten Komponenten sind zweifellos auf oberkretaische Gesteine zu beziehen. Mikrite mit *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Globotruncana*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* und Calcisphaeren herrschen bei weitem vor. Von der äolischen Umlagerung wurden daher vor allem pelagische Faziesbereiche erfaßt. Graue Miliolidenkalke sind hingegen wohl aus der Unterkreide abzuleiten. Daneben wurden graue fossilere Mikrite und körnige Karbonate, wohl Dolomite, beobachtet, die sich einer genaueren Beurteilung entziehen. In weit geringerem Umfang konnten tertiäre Komponenten, z. T. mit grobporigen Globigerinen, nachgewiesen werden. Hierher sind wohl auch feinsandige Gesteinsbröckchen zu rechnen. In Probe 1 wurde zudem ein Geröllchen eines Caliche-artigen Gesteins festgestellt, das als feinwelliger Süßwasserkalk ausgebildet ist. Quarz tritt in allen Proben nur sehr selten in Form isolierter Körner auf (s. u.). Oft ist dieses Mineral in Lithoklasten eingeschlossen.

Unter den Biogenen spielen Foraminiferen eine große Rolle. Sandschaler (*Textularia*, *Dorothia*), Porzellanschaler (Milioliden, *Nubecularia*) und Kalkschalig-Perforierte (*Elphidium*, *Ammonia*, *Cibicides* und andere rotaliide Formen) wurden allenthalben angetroffen. Auch *Planorbulina* und *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) stellen sich gelegentlich ein. In Probe 3a konnten selbst die Gattungen *Bulimina* und *Globorotalia* erkannt werden. Die Probe 1 lieferte darüber hinaus noch eine aus der Mittelkreide umgelagerte *Orbitolina*.

Die Metazoen verteilen sich auf Bryozoen, Anneliden (*Spirorbis*, *Ditrupa*), Mollusken (häufig mit wohlerhaltener Kreuzlamellenstruktur) sowie auf Echinodermen mit deutlich erkennbarer Siebstruktur. Die Schalenreste von Mollusken zeigen sich häufig von Thalphyten angebohrt.

Rotalgen aus der Familie der Corallinaceae treten fast in jedem Schliff sehr häufig auf. Artikulate Gattungen aus der Unterfamilie der Corallineae (*Jania*, *Corallina*, *Amphiroa*) herrschen bei weitem vor. Daneben wurden Angehörige der Unterfamilie Melobesidae (*Lithophyllum*, *Lithoporella* und *Archaeolithothamnium*) beobachtet.

Eine Besonderheit bieten die Dünnschliffe der Proben 22, 22b, 25 und 25a. In ihnen wurden, teilweise in großer Häufigkeit, echte *Ooide* festgestellt. Die Zahl der Kugelschalen ist z. T. sehr groß. Als Kern der Ooide dienten häufig Fossilreste (z. B. Elphidien, Echinodermenreste). Im polarisierten Licht ist ein schwarzes Achsenkreuz zu erkennen, wodurch ein sphärolithischer Aufbau angezeigt wird. Daneben kommen zahlreiche *Koprolithen* von *Krebsen* aus der Gruppe der *Thalassinoidea* (Unterordnung *Anomura*), also echte *Pellets*, vor. Ihre Internstruktur erinnert in fast allen Einzelheiten an diejenige der Gattung *Favreina* aus den Jura-Kreide-Grenzschichten. Bezeichnend ist ferner das starke Zurücktreten der Kreidekomponenten in allen vier Schliffen.

Nach einer Weglösung der Kalkkomponenten wurden in Äolianit-Proben folgende Nebengemengteile bestimmt: überwiegend Quarz (eckige Körner) sowie Einzelkörner von Plagioklas, Glaukonit, Erz, Zirkon, Turmalin und ?Staurolith. Außerdem sind kleine Fragmente von Tonsteinen sowie phosphatische organische Reste vorhanden. Die nicht-karbonatischen Körner haben insgesamt — wie in einem äolischen Sediment üblich ist — kleinere Korndurchmesser als die Karbonat-Körner aus derselben Probe.

Die Verfestigung der Äolianite wird durch feinkörnigen Granular-Zement an den Berührungsstellen der Körner/Partikel bewirkt. Die Hohlräume zwischen diesen bleiben dabei weitgehend frei.

7. Entstehungsbedingungen der Äolianite

Die Entstehung der ausgedehnten Vorkommen von Äolianiten auf Ibiza und Formentera wird verständlich, wenn man berücksichtigt, daß folgende Voraussetzungen dafür vorliegen haben:

Trockenfallen von ausgedehnten Flachwasser-Gebieten: Der Bildungsbereich der meisten Organismen, aus deren Resten sich die Äolianite zusammensetzen, ist das Flachwasser (Litoral und Sublitoral).

Tiefenlinienkarten des westlichen Mittelmeeres zeigen im W von Ibiza und Formentera relativ breite Schelfgebiete. Bei entsprechender Absenkung des Meeresspiegels infolge Regression oder Heraushebung der Inseln ständen weite Bereiche zur Verfügung, aus denen durch westliche Winde organische und anorganische kalkige Reste in großen Mengen ausgeweht und auf die Inseln verblasen werden könnten. Dabei ist während der Bildung der Älteren Äolianite die Zeitdauer der Meeresspiegel-Senkung und Auswehung offenbar größer gewesen als bei Bildung der Jüngeren.

Trockenes Klima: Während der Auswehung der Älteren Äolianite hat ein sehr trockenes Klima geherrscht. Eine zusammenhängende Vegetationsdecke kann nicht vorhanden gewesen sein, weil diese ein Anwehen der Karbonat-Sande bis auf große Höhen kaum zugelassen hätte.

Das Klima änderte sich offenbar mit Beginn der Umlagerungen der angewehten Älteren Äolianite. Oft starke Durchwurzelungen der Karbonatsande, Bodenbildungen und deutliche Anzeichen von Verschwemmungen und Verspülungen zeigen eine Zunahme der Niederschläge und Vegetationsdichte an.

Bei den Jüngeren Äolianiten handelt es sich um ehemalige Küstendünen, die nicht wesentlich in das Landesinnere hineinreichen. Ihre Entstehung setzt keine besondere Trockenheit voraus; nähere Angaben zum Klima während ihrer Anwehung lassen sich nicht machen.

Eine Heraushebung von Ibiza als Voraussetzung für die Entstehung und weite Verbreitung der Älteren Äolianite wird nicht angenommen.

Eine solche Auffassung war von FALLOT (1922: 192) mit dem Hinweis begründet worden, daß im westlichen Mittelmeer Dünensande üblicherweise nur bis zu Höhen von 30–40 m über den Meeresspiegel aufgeweht werden könnten. Das würde bedeuten, daß während der Bildung der topographisch hochgelegenen Vorkommen der Älteren Äolianite die Differenz zwischen Ablagerungsort und Meeresspiegelniveau wesentlich geringer gewesen sein müßte als in der Gegenwart. Dieses könnte durch eine stetige Heraushebung der Insel während der Ablagerung der Älteren Äolianite erklärt werden, will man nicht einen zeitweise um 150 m (oder mehr) höheren Meeresspiegelstand als heute annehmen.

Der Hinweis von FALLOT berücksichtigt nicht, daß vor und in Ibiza Karbonat-Sande in ungewöhnlich großen Mengen für einen Windtransport zur Verfügung gestanden haben, so daß eine Aufwehung in Höhen bis zu mehr als 250 m über den Meeresspiegel sehr wohl vorstellbar ist. Im übrigen sind von uns — wie in Kap. 3.1 ausgeführt wurde — an keiner Stelle Ibizas in den Älteren Äolianiten eindeutige Hinweise auf Strandbildungen gefunden worden, die man bei einer Heraushebung der Insel erwarten sollte.

8. Beziehungen zwischen der Morphogenese der Inseln und den Äolianiten

8.1. Fußflächen

Das Relief der Insel Ibiza ist nur wenig ausgeprägt und wenig differenziert. Die ältesten erhaltenen Formenelemente sind zweifellos ausgeprägte Felsfußflächen (Pedimente) in Form von knicklosen Schnittflächen, die um wenige Grad geneigt sind, über dem gefalteten Untergrund aus Kalksteinen, fallweise auch Mergelsteinen des Mesozoikums. Diese Fußflächen umgeben die Bergländer, aber auch kleine isolierte Hügel an allen Seiten und setzen an ihnen mit weiten konkaven Hangprofilen an. Charakteristischerweise fehlen den Fußflächen alle Anzeichen einer Mehrphasigkeit in Form von Stufen oder Stockwerkbau, wie er vom spanischen Festland beschrieben wurde (MENSCHING 1964; WENZENS 1977; GEHRENKEMPER 1978). Diese alten Pedimente mit einer Ausdehnung bis zu einigen Kilometern sind von solch einheitlicher Form, daß während der gesamten Zeit ihrer Entstehung ein nahezu ungestörtes Basisniveau im Randbereich der Insel bestanden haben muß. Da die Böschungen überall meerwärts gerichtet sind, dürfte dafür nur ein quasi konstanter Meeresspiegel infrage kommen, der wenig unterhalb des heutigen gelegen haben dürfte. Wahrscheinlich setzen sich die Fußflächen fort in den ausgedehnten Flachwasserpartien um die Insel und sind lediglich im Bereich der heutigen Kliffe durch flachere Schorren mit Feinsedimenten und abrasiv angelegten Steilwände unterbrochen.

Die Genese der Fußflächen erfordert einen langen Zeitraum auch tektonisch ungestörter terrestrischer Entwicklung unter akzentuierten ariden Bedingungen. Die oft mächtige und vielgliedrige quartäre Überdeckung auf distalen Teilen der Pedimente deutet dabei auf eine i. w. präquartäre Anlage hin in einem auch klimatisch-morphologisch sehr gleichförmigen Zeitabschnitt. Dieser läßt sich wenigstens grob eingrenzen: die jüngsten Ablagerungen des Tertiärs (Konglomerate des Miozäns) sind in jedem Falle älter als die Fußflächen. Da pliozäne Sedimente auf Ibiza vollständig fehlen, ist für diesen Zeitraum eine Festlandphase anzunehmen, in der wahrscheinlich die Fußflächen ausgebildet wurden. Dafür ist ein wesentlich arideres Klima als heute zu vermuten. Die Vollkommenheit der Ausbildung und die große Verbreitung der Fußflächen sowie ihre gegenwärtige Lage deuten darauf hin, daß der Bildungszeitraum ebenso langanhaltend wie morphodynamisch recht einheitlich war und daß nachträglich keine differenzierte Tektonik die Insel erfaßt hat.

An einer ganzen Reihe von Kliffabschnitten (bes. im S Ibizas) ist nun zu beobachten, daß auf die Phase der Pedimentbildung eine weitere der intensiven chemischen Verwitterung der Fußflächen folgte. Entsprechende Sedimente sind in situ besonders dort mehrere Meter mächtig erhalten, wo kleine Aufragungen distale Fußflächenbereiche von der Beeinflussung durch starke Sedimentanlieferung von höherem Hinterland geschützt haben (z. B. an der Punta Embarcado im Südteil der Cala Conta, am Cabo Blanch NW San

Antonio Abad). Die Spuren dieser chemischen Tiefenverwitterung zeigen sich in autochthonen Rotlehmten sowie in einer viele Meter tief in Klüfte und Schichtfugen eingreifenden kaolinartigen Zersetzung selbst der Kalkgesteine.

Keinesfalls ist jedoch diese chemische Tiefenverwitterung als Ursache für die Flächenbildung i. S. einer Rumpfflächengenese anzusehen, sondern sie setzt immer an bereits existierenden älteren Schräglflächen an. An vielen Stellen sind diese tonig-schluffigen Verwitterungsprodukte durch spätere Schuttanlieferung von den Hügelländern her beseitigt worden, ohne daß dabei eine Überprägung oder Weiterbildung der Felsfußflächen stattgefunden hätte.

Insgesamt liegen damit Belege dafür vor, daß einer ausgedehnten gleichartigen Phase arider Dynamik mit Schuttproduktion, Schutttransport und Pedimentbildung eine solche der chemischen Tiefenverwitterung folgte, die gegenüber den heutigen Verhältnissen wahrscheinlich wärmer, gleichförmiger und sicherlich erheblich feuchter gewesen sein muß. Alle diese Formen und Ablagerungen sowie auch die im folgenden zu beschreibenden Täler sind sicher älter als die ältesten Ablagerungen von Äolianiten auf Ibiza.

8.2. Talformen

Auf die Fußflächenentwicklung und die Phase der chemischen Verwitterung folgte eine Zeitspanne der Talbildung, rückschreitend um einige 100 m bis kaum 2 km in die Fläche eingreifend und diese kaum zerlegend. Die Täler sind wenig verzweigt gewesen, nur um 20—50 m tief und kerbenartig ausgebildet. Sie waren auf einen um 20—30 m tieferen Meeresspiegel als die Fußflächen selbst eingestellt. Nur im Nordteil von Ibiza kommen größer dimensionierte Täler vor. Normalerweise enden die Täler mit regelrechten Kerbensprüngen noch auf den Pedimenten, ohne rückschreitend die Sattelpartien oder Bergflanken erreicht zu haben. Heute sind viele dieser Kerbtäler durch Einlagerung von Äolianiten wieder verfüllt (Abb. 2).

Die relative Gleichförmigkeit, der geringe Verzweigungsgrad und die Kürze dieser Täler kann dreierlei Ursachen gehabt haben: eine begrenzte Zeitspanne eines für linienhaften Abfluß geeigneten Klimas (die direkt vorhergehende Phase war allerdings besonders feucht und zeigt keine prägnante Talbildung), eine eustatisch bedingte Absenkung des Basisniveaus (wahrscheinlich zu Beginn des Pleistozäns) oder auch eine tektonische geringe und ruckartige Heraushebung zur gleichen Zeit, die einen Zerschneidungsimpuls der Fußflächen ausgelöst hat. Die letztgenannte Ursache dürfte jedoch wenig wahrscheinlich sein, weil sich für ganz Ibiza eher eine langandauernde Absenkung seit der Fußflächenbildung belegen läßt (s. u.).

Auch diese Talbildungsphase zeigt an, daß während des Quartärs auf Ibiza oberflächliche Abtragung, Verwitterung und Abfluß bei weitem vorherrschten und trotz des Untergrundes aus karbonatischen Gesteinen kaum Verkarstungen zu beobachten ist. Die teils sehr mächtige und vielgliedrige Verfüllung etlicher der Täler mit alten Schuttsedimenten (Kap. 8.3) zeigt außerdem an, daß ihre Ausbildung bereits im älteren oder ältesten Quartär abgeschlossen gewesen sein muß.

Sicher ist weiterhin, daß diese Täler bereits vollständig ausgebildet waren, als erstmalig und großflächig die Äolianite auf- und eingelagert wurden. Durch diese Verfüllung sind die Täler relativ kurzfristig außer Funktion gesetzt worden. Die Dauer der ersten Ablagerungsphase der Äolianite muß nicht unbedingt lang gewesen sein — jedenfalls fehlen zunächst alle Hinweise auf Unterbrechungen der äolischen Sedimentation.

Die mit Äolianiten und Schutt- sowie Bodensedimenten verfüllten und plombierten Täler sind mehrfach, aber nicht überall, durch vom Meer her rückschreitende Erosion in

Kerben wieder aufgedeckt worden, wobei jedesmal das Basisniveau eher tief gelegen hat. Erneute Einlagerung von Äolianiten hat dann die Täler wiederum plombiert, zumal sie nur ganz geringe Längen von wenigen 100 m erreicht haben. Im Holozän scheint die Zerkerbung im Zuge alter Täler dagegen wieder etwas intensiviert worden zu sein, wobei wahrscheinlich der flächenhafte Eingriff des Menschen in den Naturhaushalt beschleunigend auf die Abflußvorgänge gewirkt hat. Obwohl die erste Talgeneration in den meist harten Kalksteinen, die späteren dagegen nur in mäßig verfestigten klastischen Sedimenten angelegt wurden, wurde in keinem Fall — weder nach Länge, Laufentwicklung noch Zerschneidungstiefe — die Qualität der ersten Talbildung nochmals erreicht. Einige Täler sind dagegen über einen längeren Zeitraum hinweg durch Schuttsedimente aufgefüllt worden. Ihre Querprofile finden sich aufgeschlossen an den Kliffen (z. B. Cala Truya). Durch die Verfüllung sind sie wieder zu Teilen der Fußflächen (jetzt der Glacis) geworden (Abb. 8).

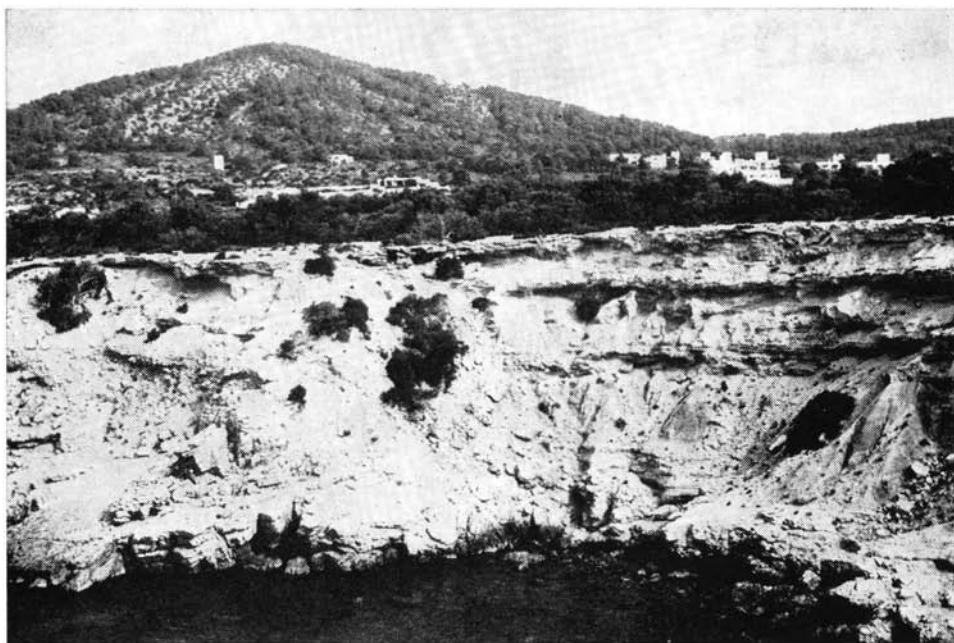


Abb. 8: Glacis-Fläche mit wieder verfülltem früheren Tal: Über Kalksteinen der Kreide-Zeit — an deren Oberseite Strandgerölle und Fossilreste des Miozäns — liegen Schuttablagerungen, die ein pleistozänes Tal plombiert haben. Glacis-Fläche von Kalkkrusten gebildet. Cala Truya in W Ibiza.

8.3. Schuttdecken, Böden und Bodensedimente

Während die stärker konkaven Hangbereiche an den Bergflanken ebenso wie deren Hänge selbst meist schuttfrei zutage treten, ist in Richtung zu den distalen Teilen der Fußflächen und den unteren Talabschnitten eine zunehmende Überdeckung durch Schuttsedimente verschiedener Art zu beobachten. Im Laufe der Zeit wurden so die unteren Partien der Felsfußflächen in Schuttfußflächen — echte Glacis bzw. *glacis d'accumulation* im franz. Sprachgebrauch — umgewandelt. Anscheinend hat sich diese Überdeckung rückschreitend auch auf höhere Pedimentbereiche ausgedehnt. Gute Einblicke in die stratigra-

phischen Verhältnisse dieser Glacisschuttkörper geben wiederum die Kliffaufschlüsse (vgl. z. B. auch ROHDENBURG & SABELBERG 1973).

Sie zeigen im Groben einen zyklischen Aufbau mit Alternieren von Grobschuttlagen und Lehm-ähnlichen Bodenrelikten oder Bodensedimenten vom Typ der terra rossa. Gut entwickelte und ungestörte lamellenartige C_{Ca} -Horizonte an der Basis solcher Straten scheinen dabei gute Indikatoren für Bodenbildungen in situ zu sein, es überwiegen jedoch die Bodensedimente bei weitem. In etlichen Kliffprofilen sind zwischen die Schutt- und Bodendecken noch mehrfach Äolianite eingeschaltet, entweder in primärer Lage mit guter Schrägschichtung oder stark verspült und dann charakteristischerweise meist mit Gehäusen von *Helix* angereichert.

Eine Gleichartigkeit der Sedimentabfolge von Profil zu Profil ist weder in der Anzahl der Straten, ihrer Mächtigkeit noch nach den darin vorkommenden autochthonen Bodenbildungen festzustellen. Dagegen ist zu beobachten, daß die Mächtigkeit der Straten ab- und ihre Zahl stark zunimmt in Richtung auf immer entferntere Bereiche der Fußflächen (z. B. in der Cala Yondal). Aber auch dort fehlen durchlaufende Horizonte, und die Situation deutet eher auf eine mehrfache Umlagerung von Hangschuttsedimenten hin. Je länger deren Transportwege wurden bzw. je häufiger sie umgelagert wurden, um so mehr hat die Zurundung der Gerölle zugenommen, was z. T. zu einer fälschlichen Ansprache als Strandschotter geführt hat (s. Kap. 8.5).

Insgesamt ist aus den Kliffprofilen folgendes abzuleiten: Das Vorkommen von mehreren, getrennt übereinander liegenden Äolianit-Körpern weist auf einen mehrfach in unmittelbarer Nähe gelegenen Meeresspiegel hin, die Kappung der Äolianit-Körper (Abb. 4) in Verbindung mit den zwischengeschalteten Schuttlagen zeigt wiederholte morphodynamische Aktivität (im Sinne von ROHDENBURG 1970) an, die autochthonen Bodenbildungen innerhalb der Profile belegen Phasen morphodynamischer Stabilität. Welche Zeitabschnitte innerhalb des Quartärs durch diese Zyklen jeweils angezeigt werden, läßt sich vorerst nicht eindeutig angeben.

8.4. „Kalkkrusten“

„Kalkkrusten“ oder „Caliche“ sind in allen sedimentbedeckten Teilen von Ibiza und Formentera eine nahezu ubiquitäre Erscheinung. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Millimetern und über 1 m, Lamellenkrusten und kompaktere Inkrustierung von Sanden und Schutten kommen nebeneinander vor. In homogenen Substraten (etwa den Äolianiten) ist gut zu erkennen, daß es sich bei den „Kalkkrusten“ um C_{Ca} -Horizonte von Bodenbildungen handelt. Ihr Auftreten an der Oberfläche, wo sie in küstennahen Teilen Ibizas weitflächig einen extrem scherbigen, klingenden Schutt bilden, ist auf spätere Abtragung der oberen Bodenhorizonte zurückzuführen. Eine solche Abtragung und Zerlegung von „Kalkkrusten“ zu scherbigem Schutt hat im Verlaufe des Quartärs mehrfach stattgefunden, wie etliche, nahezu allein aus Calichetrümmern bestehende Grobschutthorizonte in den Kliffprofilen belegen.

Insgesamt sind die „Kalkkrusten“ die widerstandsfähigsten Elemente in den Abfolgen quartärer Sedimente; sie ragen daher als Gesimse aus den Kliffwänden heraus. Das gilt insbesondere für die jüngste und oberste Kruste an der Kliffkante, die meist von außerordentlicher Dicke (bis zu 2 m) und Festigkeit ist. Die Oberfläche der heutigen Glacisbereiche wird ebenso von ihr gebildet wie die Basis über dem Anstehenden in den meisten Äolianit-Aufschlüssen.

8.5. Pleistozäne Strandterrassen und -ablagerungen

Frühere Arbeiten zur Geologie der Insel Ibiza und Formentera (SOLÉ-SABARIS 1962; IGME 1970) erwähnen marine pleistozäne Abrasionsterrassen, gelegentlich mit Strandschotter darauf, aber immer ohne kennzeichnende Fauneninhalte. Die Niveaus sollen sich bei 2–3 m, 5–6 m und 25–30 m häufen und werden in den Tyrrhenzyklus (Paläo- bis Neotyrrhen) gestellt. Eine Überprüfung dieser Angaben im Gelände, aber auch Kon-

trollbegehungen an bisher nicht beschriebenen Küstenabschnitten Ibizas zeigten jedoch das völlige Fehlen von Spuren ehemaliger Meeresspiegelstände oberhalb von NN, die dem Quartär zugeordnet werden könnten.

Die angebliche Abrasionsniveaus sind ausnahmslos unter quartärer Bedeckung in sehr verschiedenen Höhen ausstreichende Schnittflächen aus dem Pedimentierungsprozeß bzw. schichtparallele Absätze innerhalb annähernd horizontaler Gesteinsserien. In einem Falle (Cala Truya), wo in verschiedenen Höhen am Kliff tatsächlich auf den Schnittflächen Ostreen und Seeigel (*Clypeaster altecostatus*) gefunden wurden, handelt es sich um einen wieder aufgedeckten Transgressionsstand des miozänen Meeres, der dort (ebenso wie z. B. westlich des Cerro Lientrisca in Höhen von 120 m und 170 m sowie am Atalayasa bei 350—380 m) sehr gut gerundete Strandschotter hinterlassen hat.

In allen Fällen fehlen die Belege für quartäre höhere Meeressstände völlig, sei es, daß auf den angeblichen Abrasionsflächen noch die Reste einer ehemaligen terrestrischen Tiefenverwitterung zu finden sind, sei es, daß die angeblichen Strandschotter darauf nichts weiter als durch fluvialen Transport zugerundete Gerölle darstellen, die aber — wie der Vergleich mit den extrem gut gerundeten Schottern am rezenten Strand belegt — nicht im Wellenbereich bearbeitet worden sind. Das völlige Fehlen von Bruchschill oder Makroresten in den angeblichen Strandablagerungen ist daher nicht verwunderlich. Wo Denudationshänge an Buchtflanken schuttfrei und steiler eintauchen, fehlen ebenfalls jegliche Anzeichen für ehemals höhere Meeresspiegelmärken an ihnen. Es ist jedoch nicht zu leugnen, daß die im Kliff unterschrittenen, in der Luft austreichenden alten Fußflächen aus der Ferne den Eindruck von ausgedehnten Abrasionsterrassen vermitteln können.

Damit ist sicher, daß der gegenwärtige Meeresspiegel seit dem Pliozän — d. h. seit Anlage der Pedimente — die höchste Lage an den Flanken Ibizas erreicht hat. Im Vergleich mit den übrigen Mittelmeergebieten und darüberhinaus bedeutet dies eine relative Absenkung der Insel, die allein im Quartär einen Betrag von ca. 150 m oder mehr, verglichen mit dem mediterranen Standard der quartären Terrassenhöhen, erreicht haben dürfte. Diese Absenkung ist wahrscheinlich kontinuierlich erfolgt, weil durch die zyklischen Vorkommen von Äolianiten als Stranddünen nachgewiesen ist, daß die interglazialen oder interstadialen Meeresspiegel jeweils recht nahe an die heutige Küste und den



Abb. 9: Vereinfachte geologisch-morphologische Übersichtskarte von Formentera. Die Meter-Angaben beziehen sich auf die Höhenlage des neotyrrenhen Strandes.

heutigen Meeresspiegel herangereicht haben. Das vermehrte Auftreten jüngerer Äolianite in Richtung zur Südspitze von Ibiza und auf dem Inselarchipel in der Wasserstraße nach Formentera deutet zudem darauf hin, daß die Absenkung in diesen Bereichen im jüngeren Quartär nicht so ausgeprägt war bzw. hier allmählich ein Gebiet mit stabiler Höhenlage beginnt.

Auf Formentera selbst existieren jüngstpleistozäne Meeresspiegelmarken, die nur eine geringe Verstellung erfahren haben. Die Untersuchungen in Formentera wurden auf 4 Schlüsselstellen, nämlich je beide Seiten der Tombolowurzeln, welche die alten Inselkerne seit dem jüngeren Pleistozän verbinden, beschränkt. Im nördlichen Buchtwinkel am Westende des Tombolos (Cala Envasté) sind harte miozäne Kalksandsteine mit Muschelpflastern in einem senkrechten Kliff angenagt worden. Der Fußpunkt dieses Kliffes liegt kaum unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel, wie an abrasiven Glättungsspuren zu erkennen ist. Im Bereich der Tombolowurzel wird dieser ältere Kliffuß zunächst von einer Schutthalde mit verlagerten dunklen Böden (Tirse) verhüllt und anschließend durch aufgewehten Dünen sand (inzwischen verfestigt) weit hinauf maskiert. Von diesem Äolianit sind die obersten Schichten verschwemmt und von geringer Bodenbildung gefärbt worden, während die Oberfläche eine lückenhafte Kalkkruste trägt. Am Fußpunkt des verschütteten Kliffes muß sich demnach der letzte noch dem Pleistozän zuzuordnende Höchststand des Meeresspiegels befunden haben. Dieses ältere Kliff wird abseits des Tombolos heute wieder bearbeitet, ist jedoch noch nicht wesentlich weitergeformt oder zurückgelegt worden.

Das läßt sich auch an der gegenüberliegenden südlichen Tombolowurzel erkennen. Dort, in der Bucht zwischen Torrent del Alga und Torre Catalá, finden sich Reste einer schmalen Brandungsleiste (bis zu etwa 5 m Breite, 1,5 m über dem Meeresspiegel) teilweise bedeckt von roter Breccie oder wiederum von Äolianiten.

Die Befunde an der östlichen Tombolowurzel liefern etwas andere Bilder, obwohl es sich unzweifelhaft um Spuren des gleichen Meeresspiegelstandes handelt. Im nordexponierten Buchtwinkel bei Reco d'Es Caló kann man eine Hohlkehle in ca. 4–5 m Höhe an den Steiflanken des alten Inselkernes weiterhin verfolgen. Sie verschwindet zum Tombolo hin unter Äolianiten, die hier eine Mächtigkeit von mehr als 60 m erreichen. Die geringe Überprägung dieser Äolianite durch Bodenbildungen und fehlende Kappung durch weitere Meeresspiegelstände weisen wiederum darauf hin, daß die Hohlkehle einem sehr jungen pleistozänen Meeresspiegelstand angehören muß.

An der südwärts geöffneten Bucht, also dem gegenüberliegenden Tombolobereich am Caló d'Es Mort, lassen sich die Befunde am eindeutigsten zuordnen. Hier ist zunächst nach S hin ein hohes, durch junge Tafoni stark zergliedertes Kliff in jungpleistozänen und holozänen Äolianiten zu verfolgen. Darin streichen mehrfach in verschiedenen Höhen tirsoide Böden aus, die insgesamt auf eine Dreiteilung des alten Dünenkörpers hinweisen. Etwa 1 km SE der letzten Hotelanlage bei El Ram taucht allmählich am Kliffuß eine immer wieder unterbrochene Abrasionsplattform auf, die schließlich nach einem weiteren Kilometer bis über 50 m Breite und um 3 m Höhe erreicht. Sie ist als Kappungsfläche in Äolianiten angelegt und zeigt neben deutlichen Spuren einer flachen subkutanen Verkarstung auch Klüfte in Richtung der Hauptbeanspruchungslinien von Formentera (besonders NE/SW-verlaufend). Diese Abrasionsfläche verschwindet unter überlagernden Äolianiten, so daß der Fußpunkt eines zugehörigen Kliffes und damit die alte Meeresspiegelmarke nicht mit letzter Sicherheit zu bestimmen ist. Sie dürfte jedoch kaum höher als + 4 m liegen und damit mit der Hohlkehle an der anderen Seite des Tombolos korrespondieren. Den endgültigen Beweis für eine marine Anlage der Abrasionsfläche liefern die durchgehend erhaltenen litoralen Ablagerungen jenes Meeresspiegelstandes, die in Form einer etwa 0,5 m mächtigen stark fossilführenden Schicht erhalten sind (Abb. 10 und 11).

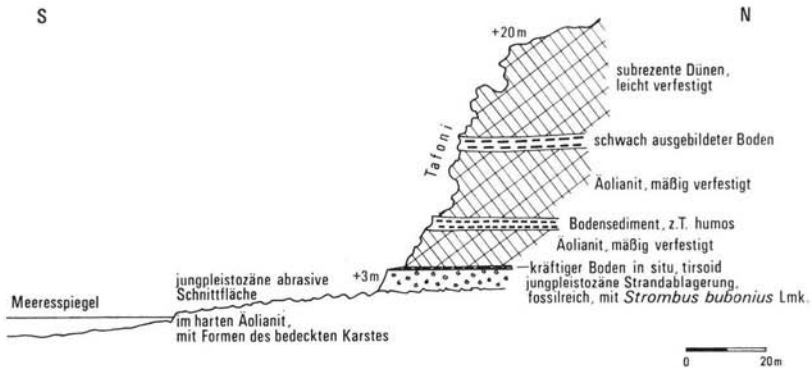


Abb. 10: Küstenprofil in SE Formentera: Strandbildung des Neotyrrens in Abfolge von gegliederten Aolianiten.



Abb. 11: Neotyrrene Abrasionsfläche in Jüngeren Aolianiten mit deutlichen Verkarstungsspuren, von weiteren Aolianiten überlagert. Vgl. Abb. 10. W El Ram in SE Formentera.

Eine flüchtige Aufsammlung von Makroresten auf nur 0,5 m² erbrachte die folgenden Arten (det. D. KELLETAT):

Scaphopoda: *Dentalium entalis* L., *Dentalium vulgare* DA COSTA.

Echinoidea: (Reste).

Lithothamnium (zahlreiche Gerölle bis zu Faustgröße).

Bivalvia: *Arca barbata* L., *Arca noae* L., *Cardium edule* L., *Chama gryphoides* L., *Glycimeris glycimeris* (L.), *Glycimeris violascens* (LAM.), *Lima hians* (GMELIN), *Lima lima* (L.), *Pecten jacobaeus* L., *Pitaria chione* (L.)

Gastropoda: *Astraea rugosa* (L.), *Bittium reticulatum* DA COSTA, *Calliostoma zizyphinum* (L.), *Cerithium vulgatum* BRUG., *Columbella rustiva* (L.), *Diodora italica* (DEFRANCE), *Dolium galea* (L.), *Fissurella costaria* (LAM.), *Monodonta turbinata* (BORN), *Murex trunculus* L., *Natica millepunctata* LAM., *Natica lactea* GUILDING, *Patella aspera* LAM., *Patella coerulea* L., *Strombus bubonius* LAM., *Thais haemastoma* (L.), *Trivia* (*Trivia*) *europaea mediterranea* (RISSO), *Vermetus arenarius* (L.), *Vermetus triquiter* BIVONA;

Glycimeris sp. sehr groß und zahlreich, dagegen selten *Spondylus gaederopus* L., nicht beobachtet *Cladocora cespitosa* (L.) und *Patella ferruginea* GMELIN.

Alle Arten leben heute noch im Mittelmeer mit Ausnahme von *Strombus bubonius* LAM. als Leitfossil des tyrrhenen Zyklus, hier sicherlich des letztleistozänen Hochstandes und damit des Neotyrren.

Von Mallorca hatte SOLÉ SABARIS (1962) mehrere Fundpunkte von Strandablagerungen mit *Strombus bubonius* in vergleichbaren Niveaus von 1,5–5 m ü. NN genannt und dem Neotyrren zugeordnet. Das Neotyrren wird heute meist mit dem Würm-Interstadial gleichgesetzt (vgl. z. B. HERFORTH & RICHTER 1979: 2).

Bemerkenswert ist, daß die Äolianite über den neotyrrenen Strandablagerungen keine regressiven Bildungen beim Rückzug des Meeres vom damaligen Hochstand waren, sondern daß zunächst eine intensive Bodenbildung direkt auf den Strandsedimenten ansetzte. Sie hat stellenweise zu starker Korrosion der Mollusken geführt; vom Typ her ist der Boden ein sehr gut entwickelter Tirs. Die darüber folgende Düneneneration ist erst bei einem weiteren Transgressionsvorgang aufgesetzt worden, wiederum in unmittelbarer Nähe eines Meeresspiegels, der jedoch die heutige Höhe nicht mehr ganz erreicht hat. Dieser Vorgang fand nach dem Neotyrren in mehrfacher Wiederholung statt, woraus sich jeweils relativ hohe eustatische Meeresspiegelstände innerhalb des Spätwürms (Interstadiale) ableiten.

Auch im Verlaufe der holozänen Transgression ist wieder eine kräftige Dünenbildung zu beobachten. Diese Dünen zeigen — wie am Strand von Mitjorn im Süden Ibizas — bereits Spuren von Verfestigung und partienweise lückenhafte Caliche-Bildungen. Insgesamt ist sowohl am Tombolo von Zentral-Formentera wie auch an der weit nach N (gegen Ibiza) gerichteten Inself Spitze von Formentera (die ebenso ein unvollständiger bzw. im Postglazial abrasiv wieder zerstörter Tombolo nach Espalmador ist) zu erkennen, daß beide sukzessiv durch die seitliche Anlagerung immer neuer Dünenzüge bei kaum tieferen Meeresspiegeln als heute angelegt wurden. Die rasche Verfestigung dieser Dünen hat zur Stabilisierung der Formen beigetragen. Dagegen fehlen auf Ibiza und Formentera die sonst in dieser Breitenlage anzutreffenden Beachrock-Bildungen völlig.

9. Entwicklungsgeschichte der Inseln im Jungpliozän und Quartär

Aufgrund der im vorhergehenden Text gemachten Ausführungen läßt sich die Entwicklungsgeschichte von Ibiza im jüngeren Pliozän und Quartär in folgendem Schema zusammen (s. S. 132):

Seit dem Pliozän (Zeit der Pediment-Bildung) hat sich Ibiza insgesamt abgesenkt, wobei zwischenzeitlich mehrere eustatische Schwankungen des jeweiligen Meeresspiegels anzunehmen sind.

Für Formentera ist dagegen keine Absenkung im jüngeren Pleistozän und Holozän abzuleiten; die Insel verhält sich in diesem Zeitabschnitt im wesentlichen stabil. Der strukturelle Unterschied im geodynamischen Verhalten zwischen beiden Nachbarinseln, auf den von mehreren anderen Autoren hingewiesen worden ist (vgl. besonders die Übersicht in RIOS 1978: Fig. 1 und 10), besteht also bis in das Holozän hinein.

Zeit	Prozesse/Ablagerungen	Klima im Vergleich zum heutigen	Stand des Meeresspiegels	(tektonische) Vertikalbewegungen
Holozän	Bodenabspülung, teilweise Talbildung, Bildung v. Küstendünen		ansteigend bis 0 m	Absenkung andauernd
PLEISTOZÄN	Anwehung der Jüngeren Äolianiten	trockener (?)	mehrfach nahe 0 m	schwache Absenkung
	unterbr. v. Bodenbildungen	feuchter	niedriger	
	Verschwemmung und Umlagerung der Älteren Äolianite; Schuttdecken, Bodenbildungen	Mehrfacher Wechsel zwischen trockener und feuchter	Oszill. zw. Regr. und Transgressionen, immer niedriger als heute	"
	Anwehung der Älteren Äolianite	erheblich trockener	ca. 5—50 m unter dem heutigen	?
	Kerbtalbildung	feuchter	ca. 30—40 m unter dem heutigen	geringe Hebung?
ab Emilium				
PLIOZÄN	Rotlehm-Bildung, Kaolinisierung	erheblich feuchter	unter dem heutigen	stabil (?)
	Entstehung der Felsfußflächen	trockener	weniger unter dem heutigen	stabil

10. Liste Probenpunkte

(Proben 1—22 und I/II: Ibiza, 25: Formentera; vgl. Abb. 1 und 9)

- 1 : Äolianite, schräggeschichtet; Taleinschnitt im Grubengelände ca. 1 km SE Cala d'Hort, 110 m ü. NN
- 3 a: Äolianite, umgelagert; Grube N-Hang Cerro Llentrisca, 250 m ü. NN
- 4 a: Äolianite, horizontal geschichtet; Hangendes der alten Steinbrüche an Küste ca. 800 m W Cerro Llentrisca, 20 m ü. NN
- 4 b: Äolianite, schräggeschichtet; Fp. wie vorher, 5 m ü. NN
- 6 : Rote Mergel in Schuttfolge; Küste Cala Truya, 4 m ü. NN (Abb. 8)
- 6 a: Rote Mergel in Schuttfolge; Fp. wie vorher, 20 m ü. NN (Abb. 8)
- 7 : Äolianite, horizontal geschichtet; N-Seite Flußtal an der Cala d'Hort, 25 m ü. NN
- 11 : Äolianite, schräggeschichtet; Basispartien große Grube ca. 2 km W San José, 130 m ü. NN (Abb. 2)
- 14 : Äolianite, schräggeschichtet; Basispartien Grube ca. 1 km SE Cala Bassa, 50 m ü. NN
- 15 : Äolianite, horizontal geschichtet; Küste Cala Conta, 3 m ü. NN
- 16 : Äolianite, schräggeschichtet; Küste Punta Embarcado, 20 m ü. NN
- 21 : Äolianite, schräggeschichtet; Basispartie Küste Cala Charraca, 1 m ü. NN
- 22 : Äolianite, schräggeschichtet; Mitte Küste Playa Mitjorn, 5 m ü. NN (Abb. 6)
- 22 b: Äolianite, Ausbildung wie vorher; Fp. 300 m weiter SE

- 25 : Äolianite, horizontal geschichtet; W El Ram in Formentera, 5 m ü. NN (2 m über Neotyrren), Abb. 10 und 11
- 25 a: Äolianite, Ausbildung wie vorher; Fp. ca. 1 km W von Fp. 25
- I: Äolianite, horizontal geschichtet; Grubengelände ca. 1 km E Cala d'Hort, 120 m ü. NN
- II: Äolianite, horizontal geschichtet; Grube ca. 300 m SE Cala d'Hort, 60 m ü. NN.

11. Schriftenverzeichnis

- COLALONGO, M. L. (1968): Cenozoone a Foraminiferi ed Ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della serie del Santerno e dell'Appennino Romagnolo. — Comm. Medit. Neogene Strat., Proc. IV Sess., Bologna 1967, Giorn. Geol., **35**: 29—61; Bologna.
- , CREMONINI, G. & SARTONI, S. (1978): La sezione stratigrafica di Rio Vendina (Messiniano-Pleistocene, Reggio Emilia). — Atti Soc. ital. Sci. nat. Museo civ. Stor. nat. Milano, **119**: 61—76; Mailand.
- FALLOT, P. (1922): Étude géologique de la Sierra de Majorque. — Thèse, 480 S.; Paris und Liège (Béranger).
- GEHRENKEMPER, J. (1978): Rañas und die Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. — Berliner Geogr. Abh., **29**, 81 S.; Berlin.
- HERFORTH, A. & RICHTER, D. H. (1979): Eine pleistozäne tektonische Treppe mit marinen Terrassensedimenten auf der Perchorahalbinsel bei Korinth (Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**: 1—13; Stuttgart.
- IGME [Instituto Geológico y Minero de España] (1970): Mapa Geológico de España 1 : 50 000, Bl. No. 772, 773, 798, 799, 824 und 825 m. Erl.; Madrid.
- (1972): Mapa Geológico de España 1 : 200 000, Bl. 65—49 Ibiza-Mahon m. Erl.; Madrid.
- KREJCI-GRAF, K. (1961): „Versteinerte Büsche“ als klimabedingte Bildungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **113**: 1—22; Stuttgart.
- LENTINI, F. (1971): La sezione plio-pleistocenica di Pisticci sul bordo appenninico della Fossa Bradanica. — Atti Acc. Gioenia Sc. nat. Catania, ser. **VII**, **3**: 109—192; Catania.
- MATEU, G., COLOM, G. & CUERDA, J. (1979): Los Foraminíferos plio-pleistocenos de la Isla de Cabrera (Baleares) y las condiciones paleoecológicas del antiguo Mar Balear. — Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, **23**: 51—68; Palma/Mallorca.
- MENSCHING, H. (1964): Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel (Ebrobecken-Nordmeseta-Küstenraum Iberiens). — Würzburger Geogr. Arb., **12**: 139—158; Würzburg.
- NOLAN, M. H. (1895): Structure géologique d'ensemble de l'Archipel Baléare (1). — Bull. Soc. Géol. France, 3e série, **XXII**: 76—91; Paris.
- D'ONOFRIO, S. (1968): Biostratigrafia del Pliocene e Pleistocene inferiore nelle Marche. — Comm. Medit. Neogene Strat., Proc. IV Sess., Bologna 1967, Giorn. Geol., **35**: 99—114; Bologna.
- RANGHEARD, Y. (1969): Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). — Thèse, 478 S.; Besançon.
- RIOS, J. M. (1978): The Mediterranean coast of Spain and the Alboran Sea. — in: NAIRN, A. E. M., KANES, W. H. & STEHLI, F. G. (edit.): The Ocean Basins and Margins, **4B** (The Western Mediterranean): 1—65; New York (Plenum).
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 81—96; Öhringen/Württ.
- & SABELBERG, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelmeergebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. — Catena, **1**: 71—180; Gießen.
- RUGGIERI, G. & SPROVIERI, R. (1977): A revision of Italian Pleistocene stratigraphy. — Geologica Romana, **16**: 131—139; Rom.
- SOLÉ SABARIS, L. (1962): Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique. — Quaternaria, **6**: 309—342; Rom.
- SPIKER, E. T. N. & HAANSTRA, U. (1935): Geologie von Ibiza (Balearen). — Géologie de la Méditerranée occidentale, **III**, (V, No. 3): 89 S.; Barcelona.

Eiszeitalter u. Gegenwart	31	135—158 8 Abb., 5 Tab.	Hannover 1981
---------------------------	----	---------------------------	---------------

Über die Anwendung der Dendrochronologie in der Moorforschung am Beispiel subfossiler Eichenstämme aus niedersächsischen Mooren

AXEL DELORME, HANNS-HUBERT LEUSCHNER, HANS-CHRISTOPH HÖFLE & JES TÜXEN *)

Dendrochronology, *Quercus*, Prehistory (150—350 BC), landform evolution, peat bog, inventory, section, C-14 dating, statistical population, index map.

Northwestern German Plain (Borsum, Sieden, Donstorf) Niedersachsen. TK 2909, 3317, 3319

Kurzfassung: Die jahrringchronologische Auswertung subfossiler Eichenstämme aus drei niedersächsischen Mooren führt zum Nachweis eines im wesentlichen zwischen 350 und 150 v. Chr. an den verschiedenen Fundstellen gleichzeitig erfolgten Absterbens von Eichenbeständen. Es ergeben sich Hinweise auf eine Klimaschwankung in dieser Zeit. Die Bildungsgeschichte des Hochmoores bei Sieden läßt sich durch die Aufnahme von Baumfunden in situ in Verbindung mit den zugehörigen Moorprofilen rekonstruieren. Das norddeutsche Jahrringmaterial kann mit der Eisenzeitlichen Auwaldeichenchronologie synchronisiert werden und verlängert diese um gut 200 Jahre zum Älteren.

[Dendrochronology in Research on Bogs: Subfossil Oak Logs from Bogs in Lower Saxony]

Abstract: The chronological evaluation of the annual rings of subfossil oak trunks from three bogs in Lower Saxony provided evidence for the dying off of the oak groves at three locations at about the same time around 150 to 350 BC. There are indications of a climatic change at that time. The development of the high bog near Sieden can be reconstructed on the basis of tree logs found in their original position in the profile of the bog.

The data obtained from annual rings in North Germany can be synchronized with the iron age chronology of riparian forest oaks, extending the chronology 200 years further into the past.

1. Einleitung

Baumfunde aus Mooren sind seit langem bekannt. Beim Torfabbau, bei der Moorkultivierung, beim Straßen- und Wasserbau werden in bestimmten Moorengebieten immer wieder Bäume und Baumteile unterschiedlicher Spezies, Dimension und Erhaltung freigelegt. HAYEN hat (1960) derartige Funde aus dem nordwestlichen Niedersachsen genauer beschrieben und gedeutet.

Die dendrochronologische am intensivsten bearbeiteten Holzarten Europas sind die Eichen (*Quercus robur* und *Q. petraea*). Sie lassen sich holzanatomisch nicht mit Sicherheit unterscheiden, was für ihre dendrochronologische Auswertung auch nicht notwendig ist. Ihre Vorrangstellung verdanken die Eichen mehreren günstigen Umständen. Sie weisen in diesem Raum eine weite geographische Verbreitung auf und sind in historischer wie prähistorischer Zeit als Bau- und Werkholz bevorzugt verwendet worden. Die dendrochronologische Auswertung von Eichenhölzern wird wesentlich erleichtert durch das hohe natürliche Lebensalter dieser Baumarten; d. h. häufig zur Verfügung stehende lange Jahrringfolgen, durch die hohe Dauerhaftigkeit des Holzes, durch das Fehlen von Jahrring-anomalien und durch die vorhandene deutliche Kern-Splintgrenze. So ist erklärlich, war-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. A. Delorme, H.-H. Leuschner, Institut für Forstbenutzung der Universität Göttingen, Büsgenweg 4, D-3400 Göttingen. — Dr. J. Tüxen, Dr. H.-C. Höfle, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 51 01 53, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

um in Europa die meisten und längsten Standardchronologien für Eiche aufgebaut worden sind.

Seit einigen Jahren werden in den Jahrringlabors der Universitäten Stuttgart-Hohenheim, Göttingen und Köln subfossile Auwaldeichen ausgewertet, die vor allem beim Kiesabbau in verschiedenen Flußtälern freigelegt werden. Mit diesem Material konnten zahlreiche, z. T. über 1000 Jahre umfassende Teilchronologien aufgebaut werden, die nach Radiokarbondaten bis in das Boreal zurückreichen und als Bausteine für eine absolute Jahrringchronologie des Postglazials dienen (BECKER 1975, DELORME 1978, SCHMIDT 1977).

Subfossile Baumfunde aus Mooren sind in Kontinentaleuropa bislang nur vereinzelt Gegenstand dendrochronologischer Untersuchungen gewesen. MUNAUT (1967) untersuchte in den Niederlanden subfossile Kiefern — meist Stubben — aus einem Moor bei Terneuzen und, gemeinsam mit CASPARIE (1971), dem Bourtanger Moor bei Emmen. Es konnten mehrere Gruppen synchroner Hölzer ausgeschieden werden, die verschiedene nach Radiokarbondaten einzuordnende Bewaldungsphasen belegen. Innerhalb der Gruppen ließ sich aus den individuellen Jahrringfolgen ableiten, in welcher Zeit jeweils die Bewaldung in Stillstandsphasen des Moorbewachstums erfolgte bzw. der Wald als Folge rascher Wiedervernässung und erneuter Torfbildung abstarb.

Die wenigen in niederländischen Mooren gefundenen Eichenhölzer waren für eine jahrringanalytische Auswertung nicht geeignet.

Eindrucksvolle und in ihrer Art einmalige Ergebnisse erzielte die dendrochronologische Forschung in Nordirland. Subfossile Eichenstämme, die vornehmlich beim Straßenbau in Moorengebieten innerhalb eines Areals von 120 km in N-S-Richtung und 80 km in E-W-Richtung freigelegt worden waren, dienten als Material zum Aufbau mehrerer Teilchronologien. Diese belegen — mit einigen Lücken — ein breites Zeitspektrum von etwa 1100 bis 8200 v. h., wobei das längste Teilstück mit 3000 Jahren von 3950 bis 6950 v. h. reicht (PILCHER et al. 1977). Optimale Voraussetzungen machten es den nordirischen Dendrochronologen möglich, aus einer vergleichsweise geringen Zahl von Stämmen lange Chronologien aufzubauen: die unter dem Moor begrabenen Eichen entstammten nicht etwa nur wenigen kurzen Bewaldungsphasen, ihr Absterben verteilte sich vielmehr über lange Zeiträume, wobei Einzelbäume relativ hohe Lebensalter erreichten. Somit standen lange, sich immer wieder überlappende und gleichzeitig verlängernde Jahrringfolgen zur Verfügung.

Angaben über Eichenstämme aus niedersächsischen Mooren finden sich — im Gegensatz zu entsprechenden Funden der Baumart Kiefer — in der Literatur nur vereinzelt. Dies mag erklären, warum sich die Dendrochronologie in Norddeutschland erst vergleichsweise spät der Auswertung derartiger Baumfunde gewidmet hat.

Anlaß für die vorliegende Untersuchung gab das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung in Hannover, das bei geologischen Kartierungsarbeiten im Emsland eine Anzahl von Proben subfossiler Eichenstämme für eine jahrringanalytische Auswertung sicherstellte.

2. Fundstellen

2.1. Borsumer Moor bei Rhede an der Ems

Bei Kartierungsarbeiten stieß HÖFLE 1979 auf ausgebagerte Eichenstämme. Mit der Motorsäge wurden Scheiben aus den Stämmen herausgesägt.

Fundstelle 1 (Abb. 1 und 2)

Bl. 2909 Rhede der TK 25: R 25 84 690

H 58 77 620

Geologisches Profil im Bereich der Fundstelle 1:

- bis 0,50 m Niedermoortorf, tiefgepflügt
- 0,70 m Erlenbruchwaldtorf
- 0,80 m Birken-Erlenbruchwaldtorf
- 0,95 m Holz (vermutlich Birke)
- 1,10 m Feinsand, sehr stark mittelsandig = Flußsand der Jüngerer Ems-Niederterrasse

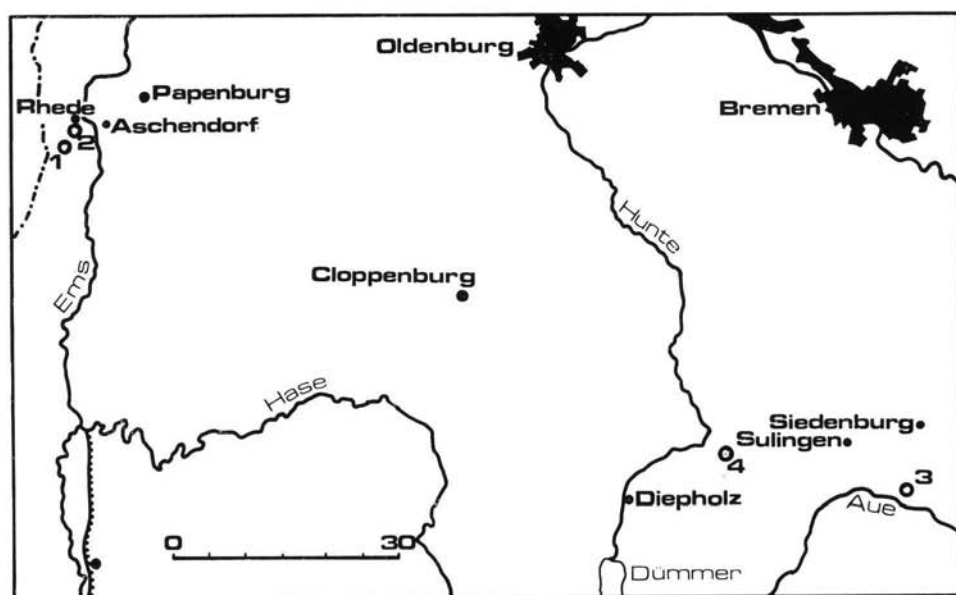


Abb. 1: Lage der untersuchten Moore: Borsumer Moor (1, 2), Hochmoor bei Sieden (3), Donstorfer Moor (4).

Die Eichenstämme waren beim Bau eines 1,50 m tiefen Entwässerungsgrabens aus dem tiefsten Teil der Torfe herausgezogen worden. Der Graben ist etwa 800 m lang, verläuft in E-W-Richtung und hat an der Fundstelle seinen östlichsten Punkt. Die Bäume waren an verschiedenen Stellen entlang des Grabens herausgebaggert und an der Fundstelle zusammengeführt worden.

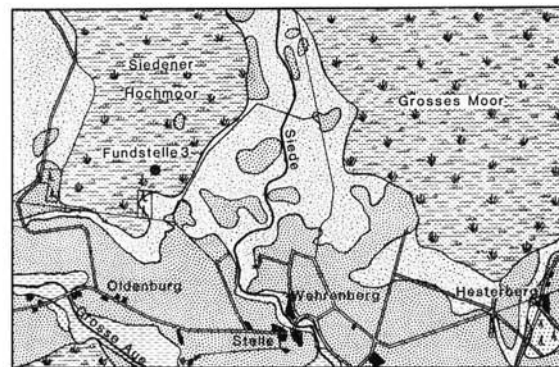
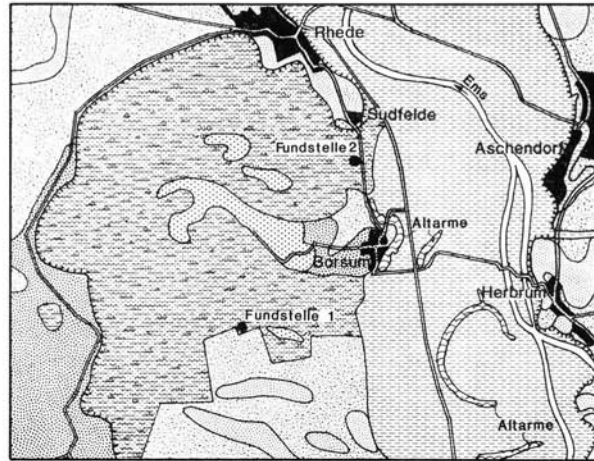
Fundstelle 2 (Abb. 1 und 2)

Bl. 2909 Rhede der TK 25: R 25 86 270
H 58 79 860

Geologisches Profil im Bereich der Fundstelle 2:

- bis 0,70 m Niedermoortorf, sehr stark schluffig, tonig
- 1,10 m Bruchwaldtorf mit viel Holz
- 1,70 m Feinsand mit Pflanzenhäcksel, Holozän
- 2,00 m Feinsand, Weichsel-Kaltzeit

Die an der Fundstelle 2 liegenden Eichen waren ebenfalls beim Grabenbau von der Torfbasis heraufgeholt worden. Der Graben erstreckt sich von der Fundstelle aus etwa 500 m nach W.



0 1 2km

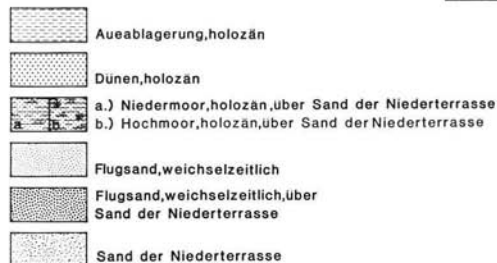


Abb. 2: Geologische Übersicht des Bereiches um das Borsumer Moor (oben) und um das Hochmoor bei Sieden (unten).

Der Niedermoorortorf, in dem die Stämme an beiden Fundstellen konserviert wurden, ist auf die Jüngere Niederterrasse der Ems aufgewachsen. Die Oberfläche dieser Terrasse liegt in der näheren Umgebung der Fundpunkte etwa 1,5 bis 3,0 m unter dem Niveau der Älteren Niederterrasse (Terrassenrand-Kammsignatur in Abb. 2). Beide Terrassen sind

hauptsächlich während der Weichsel-Kaltzeit entstanden. HESEMANN (1950) und THIERMANN (1973) haben für den in Nordrhein-Westfalen liegenden Teil des Emsgebietes (mehr als 75 km südlich) eine Zweiteilung der Niederterrasse mit Niveauunterschieden von bis zu 4 m festgestellt. Durch die Kartierungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung für die geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 (HÖFLE, MERKT & MEYER in den Jahren 1976 und 1977) konnte die Zweiteilung der Ems-Niederterrasse bis auf die Höhe von Papenburg verfolgt werden. Dann taucht die jüngere Niederterrasse unter die holozänen Ablagerungen der Ems ab und ist morphologisch nicht mehr erkennbar.

Petrographisch sind die beiden Terrassen auf der Höhe von Rhede/Papenburg nicht unterscheidbar. Deutliche Unterschiede gibt es in der Flugsandbedeckung. Während die Flugsande auf der älteren Niederterrasse meist im Millimeterbereich feingeschichtet sind und relativ häufig den allerödzeitlichen Usselo-Horizont aufweisen, ist bei den Flugsanden auf der jüngeren Niederterrasse die Schichtung deutlich schlechter ausgeprägt und es fehlt die allerödzeitliche Bodenbildung (THIERMANN 1973, MEYER 1977). Im Gebiet um Rheine nimmt THIERMANN (1973) die Einschneidung der Ems in die ältere Niederterrasse während der Jüngeren Dryaszeit (= Jüngere Tundrenzeit) an.

H. MÜLLER (1956) hat in Altwasserarmen, die in die jüngere Niederterrasse der Ems bei Walchum eingesenkt waren, und deren Sohle etwa 1,5 m über der Oberfläche der heutigen Ems-Aue liegt, Pollenanalysen an Torfen durchgeführt. Das Torfwachstum begann dort im jüngeren Atlantikum (etwa 3000—2000 v. Chr.). Die Eintiefung und Auffüllung (?Erosionster rasse) der Jüngeren Niederterrasse müssen daher älter sein.

Über den Beginn der Bewaldung der Terrasse sind z. Zt. keine Aussagen möglich. Erst als eine zunehmende Vernässung und das damit verbundene Torfwachstum für die Konservierung absterbender Bäume sorgten, setzen die Datierungsmöglichkeiten ein.

Zwischen Dorsum und Rhede haben einige Bohrungen unter dem Niedermoortorf und auf den Ablagerungen der jüngeren Niederterrasse Feinsande mit viel Pflanzenhäcksel und Holzresten angetroffen. Das bedeutet, daß dort vor Beginn des Torfwachstums die jüngere Niederterrasse im Holozän verschiedentlich überflutet worden ist. An der Fundstelle 2 ist der Torf im oberen Bereich sehr stark mit Schluff und Ton durchsetzt. Dabei handelt es sich um Material, das vor der Eindeichung der Ems in Flußnähe bei Überflutungen eingelagert wurde (Auelehm!).

2.2. Hochmoor bei Sieden

Fundstelle 3 (Abb. 1 und 3)

Bl. 3319 Siedenburg der TK 25

Mittelpunkt des Fundgebietes: R 34 93 660

H 58 32 360

Nach Hinweisen des Torfwerkes A.G. Meiners in Borstel¹⁾ stieß LEUSCHNER auf zahlreiche im Torf liegende Eichenstämme. Die jahrringchronologische Auswertung von 14 geschnittenen Eichenstammscheiben ließ eine weitere Probenentnahme bei gleichzeitiger genauer Erfassung der Fundumstände lohnend erscheinen.

Im September 1980 wurde dann die in Abb. 2 dargestellte Fundstelle an der Südgrenze des Abbaufeldes nördlich der Siedlung Vogtei untersucht. Hinweise auf die an der Basis des Hochmoortorfes liegenden Bäume ergaben sich in den abgetorften Streifen (Pütten) und entlang eines Entwässerungsgrabens. Da die Torfstechmaschine beim Auftreffen

¹⁾ Wir sind Herrn Lieckweg vom Torfwerk für die Ermöglichung der Geländearbeiten sehr dankbar.

auf einen Stamm diesen überspringt und eine entsprechende Erhöhung in der Pütte hinterläßt, wurden vor allem derartige Geländeunebenheiten auf darunter verborgene Baumstämme hin untersucht.

Durch Abtasten der von Torf bedeckten Stammteile wurde die Stammlänge sowie die Lage des Stammfußes ermittelt; letzteres ist unerläßlich für das Bestimmen der Fallrichtung.

Nachdem auf diese Weise noch einmal 26 Stämme erfaßt wurden, standen insgesamt 40 Hölzer auf dem Siedener Hochmoor zur Verfügung. Von den Bäumen Nr. 17 bis 43 wurden durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung die genaue Lage und die Höhe gemessen. Die Lage ist in Abb. 7 dargestellt. Die Hoch- und Rechtswerte sowie die Höhe der Oberkanten zu NN sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Tabelle 1: Fundkoordinaten und Absterbedaten subfossiler Baumstämme aus dem Siedener Hochmoor

Stamm Nr.	Baumart	r - Wert	h - Wert	Oberkante zu NN	Absterbejahr
17	Eiche	34 93 677	58 32 225	+ 32.15 m	nach 2148 v. h.
18	Eiche	34 93 659	58 32 235	+ 32.18 m	um 2161 v. h.
19	Eiche	34 93 703	58 32 280	+ 32.04 m	um 2288 v. h.
20	Erle	34 93 705	58 32 344	+ 31.94 m	
22	Eiche	34 93 714	58 32 385	+ 32.25 m	nach 2151 v. h.
23	Eiche	34 93 703	58 32 390	+ 32.08 m	2285 v. h.
24	Eiche	34 93 705	58 32 365	+ 32.19 m	nach 2239 v. h.
25	Erle	34 93 680	58 32 242	+ 32.01 m	
26	Eiche	34 93 657	58 32 242	+ 32.04 m	nach 2141 v. h.
27	Erle	34 93 662	58 32 252	+ 32.06 m	
28	Eiche	34 93 648	58 32 257	+ 31.81 m	nach 2400 v. h.
29	Eiche	34 93 655	58 32 260	+ 32.01 m	nach 2394 v. h.
30	Erle	34 93 665	58 32 314	+ 32.05 m	
31	Eiche	34 93 663	58 32 355	+ 31.91 m	nach 2147 v. h.
32	Erle	34 93 667	58 32 393	+ 32.12 m	
33	Eiche	34 93 655	58 32 326	+ 32.05 m	nach 2204 v. h.
34	Erle	34 93 655	58 32 307	+ 31.99 m	
35	Eiche	34 93 654	58 32 277	+ 32.21 m	2138 v. h.
36	Eiche	34 93 645	58 32 278	+ 32.17 m	nach 2141 v. h.
37	Erle	34 93 645	58 32 225	+ 32.03 m	
38	Erle	34 93 645	58 32 220	+ 31.86 m	
39	Eiche	34 93 655	58 32 218	+ 32.13 m	nach 2149 v. h.
40	Esche	34 93 640	58 32 210	+ 32.14 m	
41	Eiche	34 93 644	58 32 215	+ 32.06 m	2190 v. h.
42	Eiche	34 93 630	58 32 205	+ 32.33 m	
43	Eiche	34 93 610	58 32 188	+ 32.15 m	nach 2142 v. h.

Bei der späteren Aufbereitung des Probenmaterials zeigte sich, daß von den 40 Hölzern 30 Eichen und eine Esche (Baum Nr. 40) waren, während die neun restlichen als Erlen bestimmt wurden²⁾.

Das Siedener Hochmoor ist das mittlere (Sulinger Moor im W, Großes Borsteler Moor im E) von drei großen N-S verlaufenden Hochmooren, die die Ebene SE von Sulingen (Abb. 2) zwischen dem Südrand der Wildeshausener Geestplatte und dem Stauchendmöränenwall der Böhre bedecken. Die zwischen den Mooren nach S der Großen Aue zufließenden Vorfluter Allerbeeke und Siede wurden in den 50er Jahren kanalisiert.

²⁾ Die holzanatomische Untersuchung verdanken wir Herrn Prof. Dr. H. SACHSSE, Institut für Forstbenutzung, Göttingen.

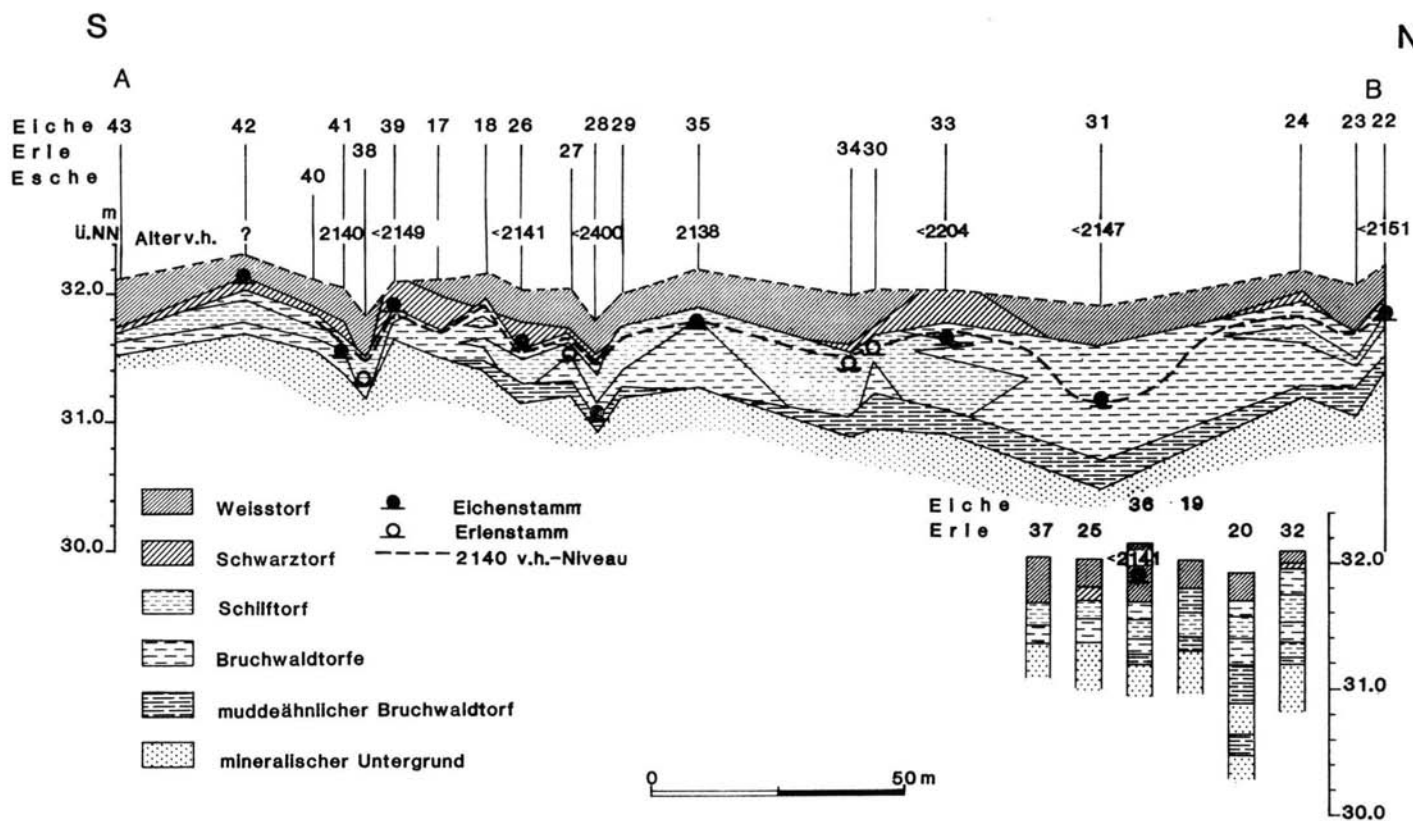


Abb. 3: Schichtaufbau im südlichen Siedener Hochmoor (Profilinie in Abb. 7).

Die Moore sind auf eine Ebene aufgewachsen, die in ihrem oberen Teil während der Weichsel-Kaltzeit aus fluviatilen Sanden aufgebaut wurde. Hauptsächlich sind Fein- bis Mittelsande geschüttet worden, die an der Oberfläche unter dem Einfluß des periglazialen Klimas einer sehr starken äolischen Umlagerung ausgesetzt waren. Zahlreiche einzelne Flugsandkuppen und große zusammenhängende Flugsandfelder charakterisieren vor allem die südliche Umgebung des Siedener Moores. Vereinzelt ragen die Kuppen sogar aus dem Moor heraus. Häufig sind sie jedoch noch von Torf bedeckt und nur in den Entwässerungsgräben für die industrielle Torfgewinnung zu erkennen. Die fluviatil gebildete Ebene entspricht zeitlich der Niederterrasse. Eine Zerteilung wie an der Ems ist nicht erfolgt, da die entsprechend großen Vorfluter fehlen.

2.3. Einzelne Baumbefunde verschiedener Herkunft

Als Untersuchungsmaterial standen auch Proben einzelner bei Kultivierungs- und Bauarbeiten zutage geförderter Eichen aus dem Raum Sulingen/Diepholz zur Verfügung. Lediglich auf einen dieser Stämme sei hier näher eingegangen. Für die übrigen Funde liegen weder ^{14}C -Daten vor, noch ließen sie sich bislang jahrringchronologisch zu anderen Hölzern in Beziehung setzen.

Die erwähnte Eiche lag in einem Wäldchen 1 km nördlich der Ortschaft Barver und war offenbar bei Kultivierungsarbeiten im angrenzenden mittleren Teil des Wietingsmoores, dem Donstoffer Moor, aus dem Untergrund gezogen worden (Abb. 1).

Bl. 3317 Barver der TK 25: R 34 72 500
H 58 33 400

3. Ergebnisse

3.1. Entstehung und Schichtaufbau des Hochmoores bei Sieden

Die in diesem Moor gefundenen Eichen liegen nur etwa 200—450 m von der ursprünglichen Moorgrenze im S entfernt. Die gesamte Mächtigkeit des Profils ist am Fundort nicht mehr erhalten, da vor dem Einsatz der Torfstechmaschine bereits einige dm Torf an der Mooroberfläche durch Planieren und Abbunken beseitigt worden sind. Die noch vorhandene Mooraufgabe hat eine Mächtigkeit zwischen 0,5 und 1,5 m. An allen hier berücksich-

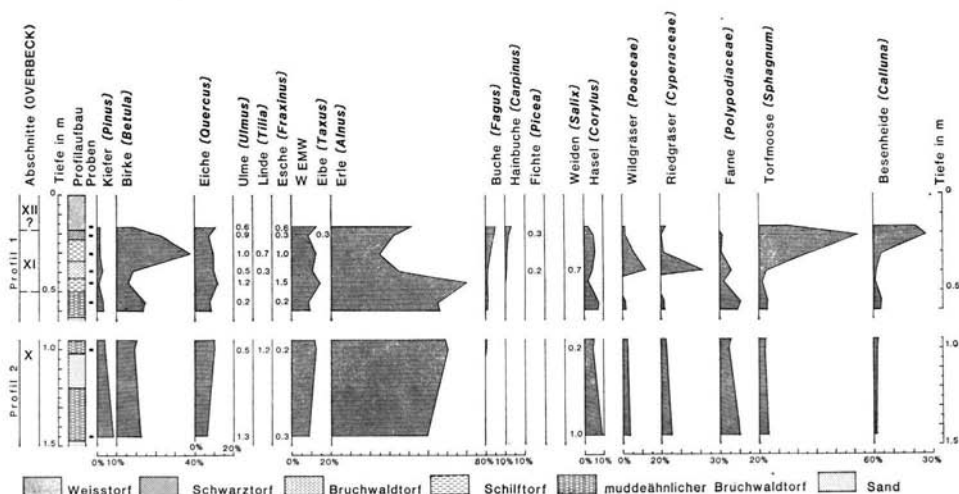


Abb. 4: Pollendiagramm aus dem Hochmoor bei Sieden (berechnet in % der Pollensumme).

tigten Baumfundorten ist eine Bohrung zur Beschreibung des Schichtaufbaus niedergebracht worden, die die gleiche Nummer wie der Stamm trägt. Aus 21 Bohrungen wurde ein einivellierter Moorschnitt konstruiert, der in Abb. 3 dargestellt ist (vgl. auch Abb. 7). Weitere fünf Bohrungen, die zu weit von dieser Schnittlinie entfernt liegen, sind als Einzelbohrungen in Abb. 3 hinzugefügt.

Im Untergrund des untersuchten Moorteiles wurden auf der 250 m langen Strecke des Schnittes Höhendifferenzen der Pleistozänoberfläche von 1,25 m (31.72—30.47 m über NN) gemessen. Die Bohrungen 31 und 20 erfaßten eine bis 80 cm in den mineralischen Untergrund eingeschrittene, heute vermoorte Rinne. Weitere flachere und schmale Senken, die im Schnitt deutlich werden, mögen ebenfalls Rinnen darstellen. Das Urmeßtischblatt von 1897 zeigt zwischen den drei Hochmooren der Ebene fließende, damals z. T. noch natürlich erhaltene Bachsysteme, die an Stelle eines Fließchens oder Baches in ein engmaschiges Netzwerk von kleinen Bächen aufgelöst sind. Die natürliche Vegetation dieser Täler waren Auenwälder auf Mineralböden.

Diese Bachnetze waren früher sicher breiter als noch 1897 und wurden durch die Moorausbreitung eingeengt. Wo im Randbereich solcher Fließsysteme die Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers sehr gering wird, ist ein Übergreifen von Niedermoor auf solche ehemaligen Auenbereiche möglich. Bei einer solchen Vielzahl von Fließrinnen werden immer wieder einige stillgelegt und zu Altwässern.

Die Kenntnisse über den Schichtaufbau und die Ausdeutung einer pollenanalytischen Untersuchung von zwei Profilen³⁾ (Abb. 4), für die wir Herrn Dr. H. MÜLLER von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, sehr zu Dank verpflichtet sind, ermöglicht es, den Ablauf der Moorbildung zu beschreiben.

Bei hoch anstehendem, während der Wintermonate lange Zeit auch über der Oberfläche stehendem Grundwasser wuchs in der Rinne ein Erlenbruchwald. Der von ihm hinterlassene braune bis hellbraune Torf ist wegen der lang andauernden Überflutung sehr muddeähnlich und extrem stark zersetzt. Er enthält stets mehr oder weniger viele Sandpartikel, wird an einer Stelle des Tälchenquerschnittes (Bohrung 20) auch von einer fast 20 cm dicken Sandlinse unterbrochen, die durch kurzzeitig fließendes Wasser eingelagert wurde. Diese ältesten Rinnentorfe sind um die Mitte des letzten vorchristlichen Jahrtausends gebildet worden (ausgehender Abschnitt X nach OVERBECK).

Zu dieser Zeit siedelte auf der grundwassernahen, aber nicht überschwemmten Umgebung des Tales ein dem heutigen Eichen-Hainbuchenwald nahestehender Eichenwald. Dieser ging sehr bald nach einem Grundwasseranstieg ebenfalls in einen Erlenbruchwald über, der einen dunkelgrauen bis dunkelgraubraunen, sonst dem der Rinnenfüllung ganz entsprechenden Torf bildete. Diese basalen, muddeähnlichen Torfe haben insgesamt eine Mächtigkeit von 5 bis 25 cm. Der größere Teil des untersuchten Moorausschnittes war demnach winterlichen Überflutungen ausgesetzt. Nur am Südrand der Fläche, wo der Untergrund des heutigen Moores am höchsten ansteigt, blieb der nicht torfbildende Eichenwald für höchstens wenige Jahrhunderte erhalten (Bohrung 43—17, vgl. Abb. 3).

Über die Torfunterlage des tiefer liegenden Abschnittes schob sich aus dem Zentrum des weiter nördlich wohl schon länger bestehenden Moores in kontinuierlichem Ablauf eine andere Erlenbruchwaldgesellschaft vor, in der Eichen, Birken (*Betula pubescens*) und einzelne Eschen (*Fraxinus excelsior*) wuchsen. Dieser Wald bildete während eines Zeitraumes von etwa zwei Jahrhunderten einen stark zersetzten, holzhaltigen, stellenweise schilfreichen Torf von 20 bis 60 cm, in der Rinne auch 90 cm Mächtigkeit. In diesen Bruchwaldtorf ist ein seggenreicher Schilftorf eingeschaltet, der mehr oder weniger holzfrei ist. Auf dem Moor haben demnach neben bewaldeten Partien, die mit Weidengebüsch umman-

³⁾ Das vollständige Pollendiagramm kann im Archiv des NLfB eingesehen werden.

telt waren, offene Inseln mit übermannshohem Schilf (*Phragmites australis*) in engem räumlichem und zeitlichem Wechsel bestanden. Gerade in solchen Schilfdickichten kann im Winter bis zu 50 cm Wasser über der Oberfläche stehen (s. TÜXEN 1967). Diese Überstauung ist mehr durch kaum noch abfließendes Niederschlagswasser bedingt und nicht durch von außerhalb des Moores zugeführtes Wasser entstanden wie in der vorangegangenen Primärphase der Moorentwicklung.

Im jüngsten Abschnitt des Bruchwaldtorfes, der pollenanalytisch auf die ersten ein bis zwei Jahrhunderte v. Chr. Geburt datiert wird (früher Abschnitt XI), zeigen sich deutliche Veränderungen. Der Erlenanteil der torfbildenden Waldvegetation geht zugunsten der Birke stark zurück, im Unterwuchs treten Kräuter und hohe Stauden zurück und machen Moosen, ja selbst Torfmoosen (vermutlich Arten wie *Sphagnum fimbriatum* und *S. palustre*) und wohl auch schon Wollgräsern Platz. Der ursprünglich nährstoffreiche Erlenbruchwald ist zu einem erheblich nährstoffärmeren und saureren Birkenbruchwald geworden, wofür auch ein Nachweis der Hochmoorschlenkenart *Scheuchzeria palustris* spricht. Im Bereich der Bohrungen 29 bis 30 ist während dieser Zeit ein ebenso verarmter Schilftorf entstanden. In diesem oberen Abschluß des Niedermoores liegt die Mehrzahl der Eichenstämme, alle Erlen und auch die einzelne Esche.

Dieser deutliche Wechsel in Vegetation und Torfbildung ist eine Folge des verlangsamten und schließlich zum Stillstand kommenden Grundwasseranstieges. Die zunehmende und in Zukunft ausschließliche Versorgung mit Niederschlagswasser läßt die Vegetation anscheinend kurzfristig in ein von lebenden Bäumen freies, von Torfmoosen der *Acutifolia*-Sektion beherrschtes Hochmoor umschlagen. Nur an einer Stelle (Bohrung 33) beginnt die Hochmoorbildung mit einer sehr nassen Phase, einer Schlenke mit *Sphagna* sect. *Cuspidata*, während überall sonst trockenere Stadien mit Besenheide (*Calluna vulgaris*) und Scheiden-Wollgras (*Eriophorum vaginatum*) direkt über dem Birkenbruchwald bzw. dem Schilftorf auftreten. Der zunächst gebildete Hochmoortorf ist in der Regel ein stark zersetzter sog. Schwarztorf, der meist nur Mächtigkeiten bis höchstens 20 cm erreicht. Darüber folgt, z. T. auch unmittelbar auf dem liegenden Niedermoortorf, schwach zersetzter Hochmoortorf (Weißturf), der heute abgebaut wird. Zwei Eichenstämme liegen im Hochmoortorf, Baum 42 im Schwarztorf, Baum 36 im Weißturf.

3.2. Dendrochronologischer Befund

3.2.1. Methodisches

Um die Möglichkeiten und Grenzen der Jahrringchronologie verständlich zu machen, seien zunächst einige methodische Besonderheiten herausgestellt. Hinsichtlich weiterer Einzelheiten sei auf HUBER (1969) und DELORME (1973, 1979) hingewiesen.

Die dendrochronologische Datierung einer Holzprobe gelingt nur dann, wenn für die entsprechende Baumart und regionale Herkunft eine Vergleichschronologie zur Verfügung steht und beide Kurven sich um mindestens etwa 100 Jahre überlappen. Mit zunehmender Überlappungslänge steigen die Aussichten auf eine erfolgreiche Datierung beträchtlich. Sie verbessern sich auch dann, wenn zunächst mehrere Holzproben desselben Fundortes untereinander relativ datiert werden können und somit eine mehrfach belegte Mittelkurve für den Synchronisationsversuch mit der Standardchronologie zur Verfügung steht.

Da eine Jahrringkurve mit einer anderen entweder auf das Jahr genau oder gar nicht in zeitliche — relative oder absolute — Übereinstimmung gebracht werden kann, kennt die Dendrochronologie in diesem Sinne keine Fehlergrenzen. Solche können aber sehr wohl bei der Ableitung des Absterbejahres des Ursprungsbaumes auftreten. Dieses läßt sich nur dann exakt festlegen, wenn die Holzprobe noch die „Waldkante“ aufweist, d. h. den letzten vor dem Absterben angelegten Zuwachsring. Ist dieses Merkmal nicht gegeben,

entsteht ein Datierungsspielraum durch die ungewisse Anzahl fehlender Jahrringe. Bei der Kernholzart Eiche erlauben erhaltene Reste des äußeren andersfarbigen und leider weniger dauerhaften Splintholzes die Bestimmung des Absterbejahres innerhalb eines Rahmens von maximal ± 6 Jahren. Dies ist möglich, weil die mittlere Anzahl der Splintringe und ihre Streuung bekannt sind. Fehlt ein Splintrest, so bleibt ungewiß, wieviel Kernholzringe neben dem Splint verlorengegangen sind. Hier kann dann i. a. nur ein terminus post, ein frühest mögliches Absterbejahr, angegeben werden, indem der Datierung des Endjahres der Ringfolge die Minimalzahl von Splintringen hinzugezählt wird. Wieviele Jahre später der Baum u. U. tatsächlich abgestorben ist, muß in diesem Fall offenbleiben.

Aus dem für diese Arbeit zur Verfügung stehenden Material wurden die ringärmsten Hölzer mit weniger als 90 Jahrringen ausgesondert. Danach verblieben 29 Eichen aus dem Borsumer Moor mit bis zu 294 Jahrringen, 30 Eichen aus dem Siedener Hochmoor mit bis zu 267 Ringen sowie einige Einzelfunde verschiedener Herkunft mit maximal 331 Jahrringen.

Bei den Borsumer Hölzern ist leider in keinem Fall ein Splintrest erhalten, während unter den Siedener Proben immerhin vier mit Waldkante und weitere drei mit Splintresten sind. Auch die Eiche aus dem Donstorfer Moor weist noch Waldkante auf.

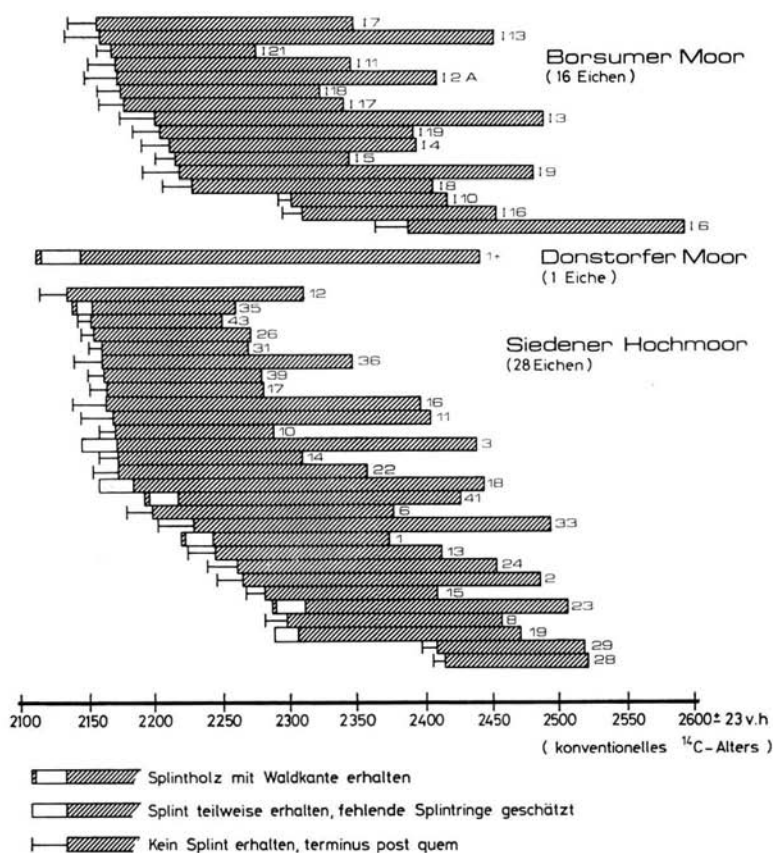


Abb. 5: Synchronisierte Eichen aus den untersuchten Mooren.

3.2.2. Aufbau von Standortkurven

Da regionale Eichenchronologien für die Fundorte nicht zur Verfügung standen, beschränkten sich die Synchronisationsversuche zunächst auf den Vergleich aller Einzelkurven eines Standortes in allen untereinander möglichen Kombinationen. Sobald sich synchrone Kurvenpaarungen ergaben, wurden die überbrückten Einzelkurven zu Mittelkurven vereinigt und diese an ihrer Stelle für weitere Synchronisationsversuche benutzt. Danach stellte sich folgendes Zwischenergebnis ein:

Borsumer Moor

Fundstelle 1: Mittelkurve Borsum 1 mit 437 Jahren aus 16 synchronen Eichen.
Mittelkurve Borsum 2 mit 214 Jahren aus 3 synchronen Eichen.
Zwei Hölzer lassen sich nicht synchronisieren.

Fundstelle 2: Mittelkurve Borsum 4 mit 225 Jahren aus 3 synchronen Eichen.
Mittelkurve Borsum 6 mit 226 Jahren aus 2 synchronen Eichen.
Drei Hölzer lassen sich nicht synchronisieren.

Siedener Hochmoor

Mittelkurve Voigtei 1 mit 383 Jahren aus 28 synchronen Eichen.
Zwei Proben lassen sich nicht synchronisieren.

Donstorfer Moor

Von der einzelnen Eiche mit 331 Jahrringen wurden die sechs äußersten, extrem schmalen Ringe nicht gemessen. Für weitere Kurvenvergleiche stand daher eine Ringfolge von 325 Jahren zur Verfügung.

Der Vergleich der Mittelkurven untereinander führte dann zu dem überraschenden Ergebnis, daß sich die beiden längsten und am häufigsten belegten, nämlich Borsum 1 und Voigtei 1, als miteinander und auch zu der Einzelprobe aus dem Donstorfer Moor syn-

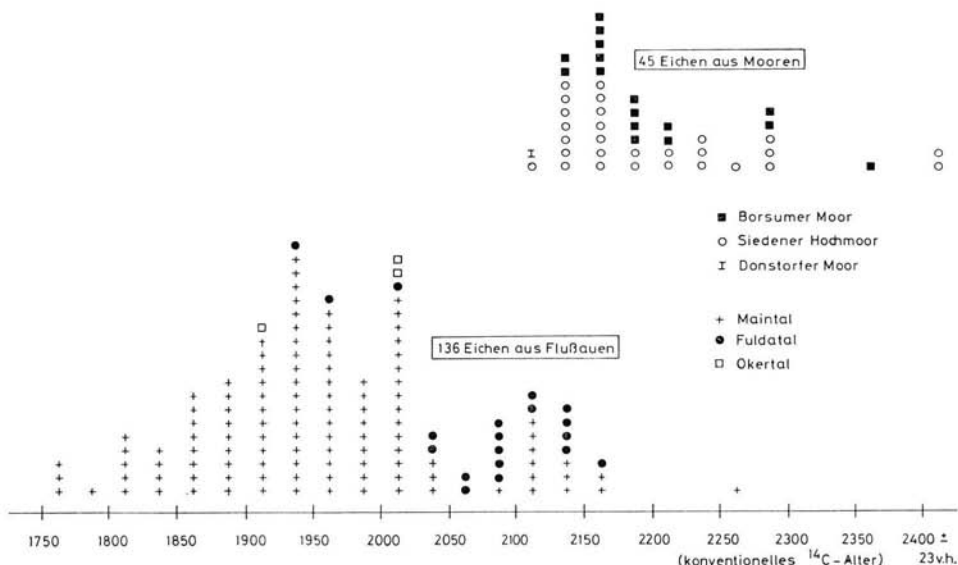


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der Absterbejahre subfossiler Eichen aus Flußtälern und Mooren.

chron erwiesen. Die somit insgesamt 45 überbrückten Eichen bilden die Teilchronologie Moor 1 mit 474 Jahren. Die von diesen Bäumen belegten Zeiträume und die Aufeinanderfolge ihrer Absterbedaten sind in Abb. 5 dargestellt.

3.2.3. Synchronisierung der Eichen aus Mooren mit der eisenzeitlichen Auwaldeichenchronologie

Aufgrund eines mittlerweile vorliegenden ^{14}C -Datums (Hv 10.246, s. Abschnitt 3.3) war es möglich, den von Moor 1 belegten Zeitraum auch absolut mit vorläufig etwa 2100 bis 2600 v. h. anzugeben. Damit war eine zeitliche Überlappung mit der in Göttingen aus subfossilen Auwaldeichen von Main, Fulda, Werra und Oker aufgebauten eisenzeitlichen Chronologie wahrscheinlich. Tatsächlich gelang es, beide Chronologien zu synchronisieren, wodurch

- die Auwaldeichenchronologie um 215 Jahre zum Älteren auf insgesamt 811 Jahre verlängert wurde,
- der genaue Zeitabstand zwischen dem Absterben der Auwaldeichen einerseits und der Eichen aus Mooren andererseits abzuleiten ist,
- die für die Auwaldeichenchronologie vorliegenden sieben ^{14}C -Daten mit dem ^{14}C -Datum für Moor 1 zu einem Wert mit vergleichsweise geringer Fehlerstreuung gemittelt werden können.

Die Synchronisation der Mittelkurve Moor 1 mit der eisenzeitlichen Auwaldeichenchronologie legt die Frage nahe, ob möglicherweise die Einlagerung von Eichen im Moor wie im Flußschotter auf die gleiche — klimatische — Ursache zurückgeführt werden kann. Näheren Aufschluß über den zeitlichen Zusammenhang beider Entwicklungen vermittelt eine Häufigkeitsverteilung der Absterbedaten (Abb. 6). Dabei wird deutlich, daß das Absterben der Eichen aus Mooren im wesentlichen zwischen 2300 und 2100 v. h. mit Höhepunkt um 2150 v. h. erfolgte, während die Eichen im Maintal in der Zeit von 2160 bis 1750 v. h. abstarben, mit Kulmination zwischen 2025 und 1925 v. h., also erst 125 bis 225 Jahre später. Im Fuldatal scheint die Auwaldzerstörung etwa 150 Jahre früher als am Main ihren Höhepunkt erreicht zu haben. Für eine eindeutige Feststellung in dieser Richtung ist jedoch die Anzahl der Eichen aus dem Fuldatal noch zu gering.

3.2.4. Absterbedaten

Aus Abb. 5 lassen sich mehrere wichtige Erkenntnisse gewinnen. So hat sich das Absterben der Eichen über einen Zeitraum von etwa 300 Jahren hingezogen, wobei diese Entwicklung im Borsumer Moor wie im Siedener Hochmoor in auffälliger Parallelität in die Zeit von 2400 bis 2100 v. h. fiel. Selbst wenn man berücksichtigt, daß die Absterbejahre bei den meisten Proben nur als termini post angegeben werden können, belegen doch allein schon die wenigen Bäume mit Waldkante oder Splintresten den größten Teil des angegebenen Zeitraumes sicher.

Zu einer eingehenderen Analyse der Absterbedaten muß der Lageplan der Siedener Holzfunde (Abb. 7) mit herangezogen werden. Die Absterbedaten häufen sich zwischen 2160 und 2135 v. h. Bäume aus dieser Zeit kommen über die ganze Aufnahmefläche verteilt vor.

Auffallend sind die vergleichsweise großen Zeitdifferenzen zwischen nahe beieinander liegenden Bäumen.

Der jahrringchronologische Befund erlaubt auch Rückschlüsse auf die Keimjahre verschiedener Eichen. Ist die ausgewertete Baumscheibe nahe dem Stammfuß entnommen und

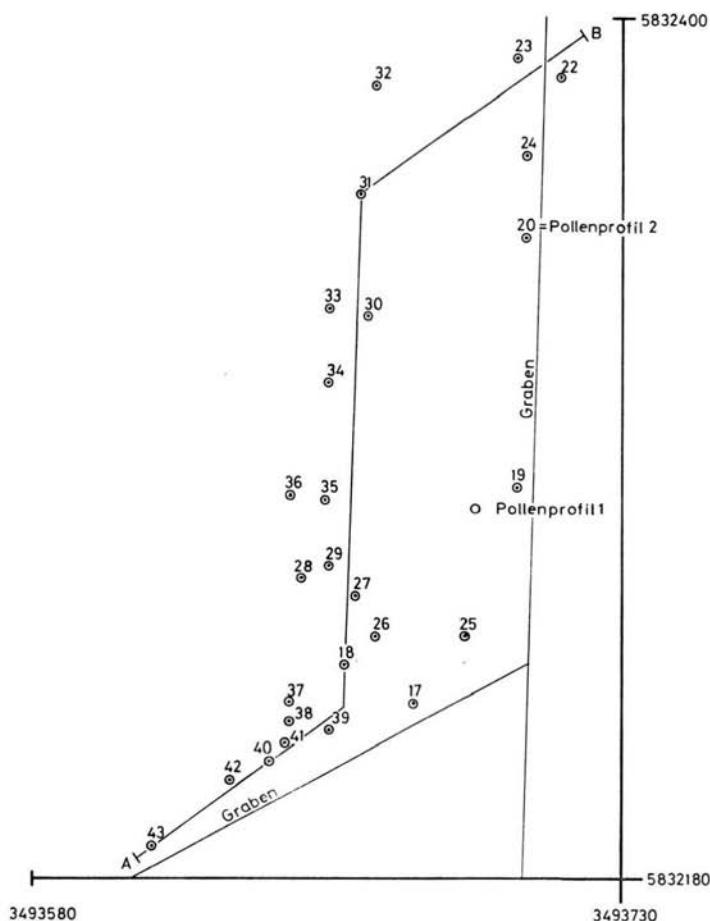


Abb. 7: Lage der Bäume 17—43, der Pollenprofile und der Profilinie im Hochmoor bei Sieden (vgl. Abb. 3).

bis zum innersten, ältesten Holz, dem Mark, erhalten, dann kann die Datierung des ältesten Jahrringes nur um wenige Jahre jünger als das Keimjahr ausfallen.

Auf diese Weise läßt sich für die Eiche Nr. 35 nachweisen, daß sie zwischen 2260 und 2270 v. h. gekeimt ist, zu einer Zeit also, als z. B. die Bäume Nr. 19 und 23 bereits mindestens 15 Jahre abgestorben waren.

Leider kann die Dendrochronologie keinen Aufschluß über die zeitliche Einordnung der im Siedener Hochmoor gefundenen Erlen und der einen Esche geben. Schon die Ringarmut dieses Materials (75 bis 134 Jahrringe der Erlen, 76 Jahrringe der Esche) macht Synchronisationsversuche wenig aussichtsreich. Zudem lassen sich Erlen und Eschen i. a. nicht mit einer Eichenchronologie datieren. Auch der Vergleich der Erlen untereinander blieb ohne Ergebnis. Das schließt jedoch nicht aus, daß sie möglicherweise zeitgleich sind. Wie ELLING (1966) gezeigt hat, sind gerade bei Erlen Jahrringanomalien häufig, die ihre dendrochronologische Auswertung sehr erschweren.

3.2.5. Ähnlichkeitsbeziehungen zwischen verschiedenen Eichenjahringskurven

Der regionale Geltungsbereich von Jahrringchronologien wird durch die i. a. mit zunehmender Entfernung der Probenherkünfte abnehmende Übereinstimmung von Jahrringkurven begrenzt. Um zu einer Aussage zu kommen, inwieweit großräumige Klimateinflüsse auf das Baumwachstum durch standörtlich wirksame Wachstumsfaktoren überlagert worden sind, sollen die zwischen den Eichen aus verschiedenen norddeutschen Mooren und Eichen aus süddeutschen Flußtälern bestehenden Ähnlichkeitsbeziehungen untersucht werden.

Als Maß der Übereinstimmung eines Jahrringkurvenpaares wird i. a. das Gleichläufigkeitsprozent (GL-%) angegeben. Es zeigt an, in wieviel Prozent der Fälle die Ausschläge der beiden Kurven in den zur Deckung gebrachten Jahresintervallen den gleichen Richtungssinn haben, ob sich also die Ringbreite in beiden Kurven gegenüber dem Vorjahr übereinstimmend vergrößert oder verkleinert hat. Je häufiger das der Fall ist, desto größer wird das GL-% und desto ähnlicher ist sich das Kurvenpaar. Asynchrone Kurvenkombinationen weisen im Mittel 50 % GL auf. Dabei streuen die Werte um dieses Mittel um so stärker, je kürzer der Zeitraum der Kurvenüberlappung ist. Die über 50 % liegende Hälfte dieses Streubereiches überschneidet sich teilweise mit dem Streubereich der GL-Werte synchroner Lagen. Es entsteht damit das Problem, Deckungslagen mit rein zufällig hohen GL-Werten als solche zu erkennen und von der einzig möglichen synchronen Lage zu unterscheiden. Die Streufelder der GL-Werte für synchrone und Zufallslagen überschneiden sich mit zunehmender Kurvenüberlappung immer weniger, bis sie sich schließlich sogar klar voneinander trennen. Hieraus wird die große Bedeutung der Jahrringanzahl einer Holzprobe für ihre Datierbarkeit ersichtlich (HUBER 1943, ECKSTEIN 1969, DELORME 1973).

Zur Charakterisierung des hier bearbeiteten Materials seien im folgenden die GL-Werte angegeben, die sich bei den verschiedenen *s y n c h r o n e n* Kurvenkombinationen ergaben. Dabei können als ungefähre Anhalt für das Maß der Übereinstimmung bei einer Kurvenüberlappung von mindestens 150 Jahren folgende Rahmenwerte gelten:

- 73—80 % = ausgezeichnete Übereinstimmung
- 68—72 % = sehr gute Übereinstimmung
- 65—67 % = Gute Übereinstimmung
- 62—64 % = Mäßige Übereinstimmung
- 59—61 % = kaum noch erkennbare Übereinstimmung.

Werte über 80 % GL kommen kaum vor, solche unter 59 % lassen i. a. keine Übereinstimmung mehr erkennen.

Die Homogenität eines Probenkollektivs kann durch das GL-% gekennzeichnet werden, das die Einzelkurven untereinander in allen möglichen synchronen Paarungen durchschnittlich aufweisen.

Tabelle 2 enthält die entsprechenden Werte für das Moormaterial und die eisenzeitlichen Eichen aus dem Main- und Fuldatal.

Tabelle 2: Mittlere Gleichläufigkeit von Eichenhölzern bestimmter Herkunft

Eichen aus Mooren		Eichen aus Flußtälern	
Borsum 61,5 %	Sieden 62,2 %	Maintal 64,4 %	Fuldatal 63,0 %

Es wird deutlich, daß die Eichen aus Flußtälern insgesamt homogener gewachsen sind als die Eichen aus Mooren. Dabei liegen im Maintal die Probenherkünfte bis zu 60 km, im Fuldataal bis zu 12 km auseinander, während die Eichen aus Mooren jeweils innerhalb eines Radius von nur wenigen hundert Metern geborgen wurden. Hier müssen kleinstandörtliche Unterschiede das Baumwachstum deutlich stärker beeinflusst haben als in den Auwäldern an Main und Fulda.

Der Vergleich der verschiedenen Standort- und Regionalchronologien (Tab. 3) soll die Ähnlichkeitsbeziehungen zwischen ihnen aufzeigen:

Tabelle 3: Gleichläufigkeitswerte und Überlappungslängen synchroner Regional- und Standortmittelkurven

	Moor 1	Borsum 1	Vogtei 1	Auwald Fulda	Auwald Main
Moor 1	—	—	—	62,4 % 189 Jahre	64,7 % 268 Jahre
Borsum 1	—	—	64,7 % 360 Jahre	56,9 % 152 Jahre	55,4 % 231 Jahre
Vogtei 1	—	64,7 % 360 Jahre	—	62,1 % 174 Jahre	64,4 % 253 Jahre
Auwald Fulda	62,4 % 189 Jahre	56,9 % 152 Jahre	62,1 % 174 Jahre	—	72,7 % 343 Jahre
Auwald Main	64,7 % 268 Jahre	55,4 % 231 Jahre	64,4 % 253 Jahre	72,7 % 343 Jahre	—

Es fällt besonders auf, daß die beiden Moorherkünfte untereinander mit 64,7 % keinen besseren Wert aufweisen als das Gesamtmoormaterial (Moor) zur Mainchronologie. Die beiden Auwaldchronologien zeigen dagegen untereinander mit 72,7 % GL einen deutlich höheren Wert. Durch die folgende Tabelle läßt sich diese Aussage noch ergänzen.

Tabelle 4: Mittlere Gleichläufigkeitswerte beim Vergleich von Einzelkurven verschiedener Herkunft mit Regional- und Standortmittelkurven

		M i t t e l k u r v e n				
		Moor 1	Borsum 1	Vogtei 1	Auwald Fulda	Auwald Main
Einzelkurven	Borsumer Moor	66,5 %	72,1 %	60,5 %	53,9 %	54,5 %
	Siedener Moor	71,1 %	60,6 %	72,4 %	54,1 %	57,1 %
	Donstorfer Moor	68,2 %	62,0 %	62,8 %	60,1 %	61,6 %
	Fuldataal	59,3 %	54,1 %	60,1 %	73,9 %	65,6 %
	Maintal	55,3 %	54,6 %	58,6 %	65,4 %	73,7 %

Während die Auwaldchronologien für Main und Fulda zu den Einzelkurven der jeweils anderen Auwaldeichenherkunft mittlere GL-Werte von gut 65 % aufweisen und damit eine i. a. für eine Datierung ausreichende Übereinstimmung zeigen, erreichen die Moormittelkurven zu den Einzelkurven der jeweils anderen Moorherkunft mittlere GL-Werte von nur gut 60 %, die eine für eine Synchronisierung i. a. nicht mehr ausreichende Kurvenübereinstimmung anzeigen.

Danach erscheint es erforderlich, zur Datierung von Eichen aus norddeutschen Mooren zunächst Standortmittelkurven aufzubauen. Durch Synchronisation einer ausreichenden Zahl von Einzelbelegen werden dann aber kleinstandörtlich bedingte Kurvenausschläge soweit „herausgemittelt“, daß norddeutsche Moormittelkurven sogar mit süddeutschen Auwaldeichenchronologien überbrückt werden können. Auch die norddeutschen Eichen zeigen also im Vergleich mit süddeutschem Material letztlich noch eine so deutliche — großklimatisch bedingte — Übereinstimmung des Jahrringwachstums, daß auch sie zum Aufbau einer postglazialen Eichenchronologie für Mitteleuropa herangezogen werden können.

3.2.6. Durchschnittliche Jahrringbreite verschiedener Eichenherkünfte

Bislang haben wir uns mit Schwankungen der Jahrringbreite als Grundlage für dendrochronologische Überbrückungen beschäftigt, wobei die absolute Ringbreite außer Betracht blieb. Aber auch diese, und zwar als durchschnittliche Jahrringbreite, verschiedener Probenkollektive, kann u. U. zu interessanten Schlüssen führen. Folgende durchschnittliche Ringbreiten wurden für das Untersuchungsmaterial ermittelt:

Tabelle 5: Durchschnittliche Ringbreiten subfossiler Eichen aus Mooren und Flußtalern

Eichen aus Mooren		Eichen aus Flußtalern	
Borsumer Moor	Siedener Moor	Fuldatal	Maintal
0,99 mm	1,04 mm	1,92 mm	1,77 mm

Während die Auwaldeichen im Mittel nahezu doppelt so breite Ringe angelegt haben wie die Eichen aus Mooren, weisen die verschiedenen Herkünfte beider Gruppen untereinander kaum nennenswerte Unterschiede auf. Der Vorsprung der Auwaldeichen bleibt im gleichen Ausmaß erhalten, wenn man nur die Ringbreiten des zeitlichen Überlappungsbereiches beider Gruppen berücksichtigt. Insgesamt haben also in den süddeutschen Flußauen für die Eichen wesentlich günstigere Wachstumsbedingungen als auf den norddeutschen Moorstandorten bestanden.

3.3. Radiokarbondatierungen

Dendrochronologie und ^{14}C -Verfahren ergänzen sich bei der Zeitbestimmung subfossiler Hölzer ausgezeichnet, vorausgesetzt, die Auswahl der radiometrisch zu datierenden Proben aus einem zur Verfügung stehenden Kollektiv von Hölzern erfolgt nicht wahllos, sondern nach vorausgehender jahrringanalytischer Bearbeitung gezielt zur Datierung der dann ausgeschiedenen Gruppen jeweils synchroner Hölzer. Genaue relativchronologische Einordnung verschiedener Proben durch die Dendrochronologie und ihre ungefähre absolute Datierung mit Hilfe des ^{14}C -Verfahrens lassen sich so zur Beantwortung unterschiedlicher wissenschaftlicher Fragen kombinieren.

Für die vier Mittelkurven aus dem Borsumer Moor teilte GEYH⁴⁾ folgende ^{14}C -Daten mit:

- Hv 10.246 = 2130 ± 55 v. h., datiert Borsum 1 2124 bis 2560 v. h.
- Hv 10.476 = 2340 ± 50 v. h., datiert Borsum 2 2335 bis 2548 v. h.
- Hv 10.478 = 1925 ± 55 v. h., datiert Borsum 4 1894 bis 2118 v. h.
- Hv 10.477 = 1985 ± 60 v. h., datiert Borsum 6 1972 bis 2204 v. h.

4) Für die ^{14}C -Datierungen sei Herrn Dr. M. A. GEYH/NLFB herzlich gedankt.

Es ist auffallend, daß alle ^{14}C -Daten in die Zeit um Chr. Geb. bis etwa 390 davor fallen, also vergleichsweise nahe beieinander liegen. Eine jahrringchronologische Überbrückung des so ^{14}C -vordatierten Materials ist gleichwohl nicht gelungen. Dies ist nicht allein durch die dem Radiokarbonverfahren innewohnenden Ungenauigkeiten zu erklären. Diese machen durchaus eine breitere zeitliche Streuung des Materials möglich, als in den ^{14}C -Daten zum Ausdruck kommt. Die wirkliche zeitliche Überlappung der verschiedenen Jahrringfolgen wäre dann bei bestimmten Paarungen u. U. für eine jahrringchronologische Überbrückung von vornherein zu kurz. Es ist aber auszuschließen, daß dies für alle sechs möglichen Kurvenpaarungen gilt. Es ist daher anzunehmen, daß tatsächlich mehrere synchrone Kombinationen vorliegen, die aber nicht als solche erkannt werden können, weil die synchronen Jahrringbreitenfolgen zu geringe Übereinstimmungen aufweisen. Bei den dicht benachbarten Herkünften der Eichenhölzer können dafür nicht klimatische Ursachen, sondern nur standörtlich wirksame Faktoren verantwortlich gemacht werden, die den Klimaeinfluß auf das Baumwachstum überlagert haben.

Infolge der jahrringchronologischen Überbrückung der Mittelkurven von Borsum und Voigtei mit der eisenzeitlichen Auwaldeichenchronologie konnten auch die für letzteren vorliegenden sieben ^{14}C -Daten für eine verfeinerte absolute Zeitbestimmung des Moormaterials herangezogen werden. Radiokarbonaten, deren genaue relative Abstände dendrochronologisch bestimmt sind, können auf ein Fixjahr umgerechnet und gemittelt werden (GEYH 1971). Dabei verringert sich die statistisch bedingte Fehlerstreuung beträchtlich. Nach insgesamt acht Radiokarbonaten umfaßt die Kurvenkombination eisenzeitliche Auwaldeichenchronologie — Borsum — Voigtei — Einzelfund Donstorfer Moor mit einer Länge von 811 Jahren die Zeitspanne 1784 bis 2594 v. h., mit einer statistisch bedingten Streuung von ± 23 Jahren.

Dabei belegt die Auwaldeichenchronologie die Zeit von 1784 bis 2379 v. h., die Mittelkurve Borsum die Zeit von 2158 bis 2594 v. h., die Mittelkurve Voigtei die Zeit von 2136 bis 2516 v. h. und der Einzelfund Donstorfer Moor die Zeit von 2121 bis 2445 v. h.

4. Diskussion

4.1. Bildungsgeschichte des Hochmoores bei Sieden

Aus der Kombination der im Hochmoor bei Sieden angewandten moorstratigraphischen, pollenanalytischen und dendrochronologischen Teilergebnisse lassen sich einige Schlüsse ziehen, die zu weiteren Aussagen über die Bildungsgeschichte des südlichen Teiles des Siedener Hochmoores führen.

4.1.1. Absterben und Einlagerung der Stämme im Moor

Selbst die ältesten Eichen mit einem Lebensalter von gut 300 Jahren hatten bei ihrem Tod die natürliche Altersgrenze noch längst nicht erreicht. Es kann im Einzelfall aber nicht sicher unterschieden werden, ob ein Baum im Zuge eines natürlichen Ausleseprozesses durch Konkurrenzdruck seiner Nachbarn abgestorben ist, oder ob dafür ein bestimmtes Stadium der Moorentwicklung verantwortlich zu machen ist. Wahrscheinlich sind die meisten Eichen und Erlen sowie die einzelne Esche, die im oberen Teil des Niedermoor- torfes liegen, infolge der recht unvermittelt einsetzenden Verringerung des Nährstoffangebotes kurz vor Beginn der Hochmoorbildung abgestorben. Dafür spricht schon die Häufung der Absterbedaten in einem bestimmten Zeitraum, unabhängig vom Lebensalter der betroffenen Bäume.

Alle von uns bearbeiteten Stämme liegen mehr oder weniger waagrecht im Moor und sind von ihren Stubben, die nur selten sichtbar waren, abgebrochen. Auch der Befund,

daß nur wenige Stämme mit Splintresten erhalten sind, spricht dafür, daß die Bäume erst eine Reihe von Jahren nach ihrem Absterben und schon ohne Krone abgebrochen und gefallen sind (vgl. auch HAYEN 1960). Die Stämme liegen in alle Himmelsrichtungenweisend mit einer leichten Bevorzugung der E-Richtung. Daraus muß geschlossen werden, daß sie nicht gleichzeitig, etwa als Folge eines Sturmes, sondern zu ganz verschiedenen Zeiten umstürzten. Die Stämme fielen auf den Waldboden, d. h. auf Sträucher, Grashorste und totes Holz, die dem Boden im Gegensatz zu einer Hochmooroberfläche so viel Tragfähigkeit verliehen, daß die mit großer Fläche aufliegenden Stämme nur unwesentlich einsinken konnten. Mit einer Ausnahme (Eiche 31) sind alle Bäume an der Oberfläche mehr oder weniger stark abgefault. Die Holzverluste reichen von wenigen cm bis zum halben Stammdurchmesser. Die oberen Teile dieser Stämme waren also vor ihrer Einbettung im Torf längere Zeit ungeschützt und wurden daher zersetzt (vgl. HAYEN 1960).

Da Stubben nur ausnahmsweise beobachtet wurden, ist die Höhenlage, in der der Baum einmal gekeimt und aufgewachsen ist, zunächst nicht sicher feststellbar. An den wenigen sichtbaren Stubben waren die Stämme jedoch sehr dicht über dem Wurzelhals abgebrochen, wie das dem von HAYEN (1960) ausführlich geschilderten und begründeten Normalfall entspricht. Falls wirklich einzelne Stämme höher abgebrochen sein sollten, so dürfte das durch das ja nicht völlig auszuschließende Einsinken der Stämme in die Mooroberfläche wenigstens z. T. wieder ausgeglichen werden. So wird man also sagen dürfen, daß die Stämme im allgemeinen nur wenig über dem Niveau liegen, auf dem die Bäume einmal aufgewachsen sind. Eine Ausnahme von dieser Regel könnte der Stamm 28 sein, der sehr tief an der Basis des Niedermoortorfes in einer Senke liegt. Hier ist nicht mit Sicherheit auszuschließen, daß er hineingefallen oder durch fließendes Wasser dorthin gebracht worden ist. Auch die beiden im Hochmoortorf gefundenen Stämme fügen sich dieser Regel sicher nicht. Da sie mit Sicherheit schon in der Birkenbruchwaldphase abgestorben sind, müssen sie verhältnismäßig lange gestanden und dann höher abgebrochen sein. Wenn sie auch im Hochmoortorf stärker eingesunken sind, so liegen sie immer noch deutlich höher als ihre Stubben.

Diese Befunde sprechen dafür, daß die meisten untersuchten Bäume im Bruchwald aufgewachsen sind. Auch ist das Keimdatum, d. h. die Summe von Absterbedatum und erreichtem Alter der meisten Eichen deutlich jünger als das Alter der ersten Torfbildung (Mitte des 1. vorchristlichen Jahrtausends). Unter den schon frühzeitig abgestorbenen Eichen mögen einige 200- bis 300jährige noch bis in den Mineralboden wurzeln.

4.1.2. Datierung eines synchronen Moorhorizontes

Aus alledem ergibt sich, daß die Stämme bis auf wenige cm in einer Höhenlage liegen, die ihrem Absterbedatum entspricht. Der Betrag des Höhenwachstums des Moores zwischen Absterbedatum und Falldatum wird durch das geringfügige Einsinken in etwa ausgeglichen. Leider wurde diese Datierungsmöglichkeit für Moorhorizonte zu spät erkannt, so daß nur für einen Teil der Stämme, die zunächst nur mit ihrer Oberkante eingemessen worden waren, der Durchmesser und damit die Höhenlage der Unterkante als datierendes Niveau nachträglich bestimmt werden konnte. Diese Höhen sind mit dem dendrochronologisch bestimmten Alter in Abb. 3 eingetragen.

Die in der Endphase des Niedermoores gehäuften Stämme, die der pollenanalytischen Datierung zufolge kurz vor Chr. Geb. in das Moor geraten sind, zeigen dendrochronologische Alter zwischen 2138 und 2151 v. h. oder umgerechnet 188 bis nach 201 vor Chr. Geb. Sie sind also tatsächlich insgesamt ein wenig älter als die Pollenanalyse erwarten läßt. Sie liegen alle in kurzem Abstand unter oder über dem Niedermoor-Hochmoorkontakt (NHK), der sich so auf kurz nach 2140 v. h. (190 vor Chr. Geb.)

einengen läßt. Sicherlich ist der Übergang in das Hochmoor auf der 250 m langen Strecke nicht überall wirklich gleichzeitig vor sich gegangen. Auf kleinen Anhöhen spielte sich dieser Vorgang sicher rascher ab als in flachen Senken oder Rinnen, die noch länger vom nährstoffreicheren Grundwasser beeinflusst waren. Das zeigt sich am deutlichsten in der Rinne (Bohrung und Eiche 31), wo das 2140 v. h.-Niveau über 40 cm unter dem Niedermoor-Hochmoorkontakt liegt. Die Rinne war also während der ganzen Niedermoorzeit als deutliche Vertiefung ausgeprägt. In ihr wurde noch einige Zeit Bruchwaldtorf gebildet, als rundum schon die Hochmoorphase erreicht war. Die Tatsache, daß die hier liegende Eiche 31 als einziger der untersuchten Stämme an der Oberseite nicht abgefault ist, zeigt, daß die Auffüllung der Rinne sehr schnell erfolgt sein muß.

4.1.3. Ableitung der Moorwachstumsgeschwindigkeit

Einige ältere dendrochronologische Daten und damit datierte Moorhorizonte liegen in deutlich größeren Abständen vom NHK. Es sind die Eichen 41, 28 und 33 mit Sterbealtern zwischen 2190 und nach 2400 v. h. Wenn man die genauen Abstände aller durch Eichen datierten Moorniveaus vom NHK gegen das dendrochronologische Alter aufträgt, auch den des einen Punktes im Hochmoortorf, so ergibt sich eine Kurve, die bis etwa 15 cm unter dem NHK fast waagerecht verläuft, d. h. in einem Altersbereich zwischen etwa 2135 und 2160 v. h., um dann steil abzufallen bis zu dem Wert der Eiche 28 von frühestens 2400 v. h. und einem Abstand von 46 cm (Abb. 8). Die Eiche 31 muß in dieser Darstellung natürlicherweise einen weit ab von der Kurve liegenden Punkt ergeben, da sie ja wegen ihrer Rinnenlage aus dem Rahmen dieser einfachen Gesetzmäßigkeit fallen muß.

Aus dieser Kurve läßt sich nun die Wachstumsgeschwindigkeit der Torfe annähernd berechnen. Aus dem rechten, unteren Teil der Kurve, d. h. im Bereich des nährstoffreichen Erlenbruchwald- und Schilftorfes ergibt sich ein Torfzuwachs von etwa 30 cm in 240 Jahren, also rechnerisch ein Wachstum von 0,12 cm pro Jahr. Im linken, flachen Kurventeil, der etwa dem oberen, nährstoffarmen und sauren Niedermooortorf entspricht, errechnet

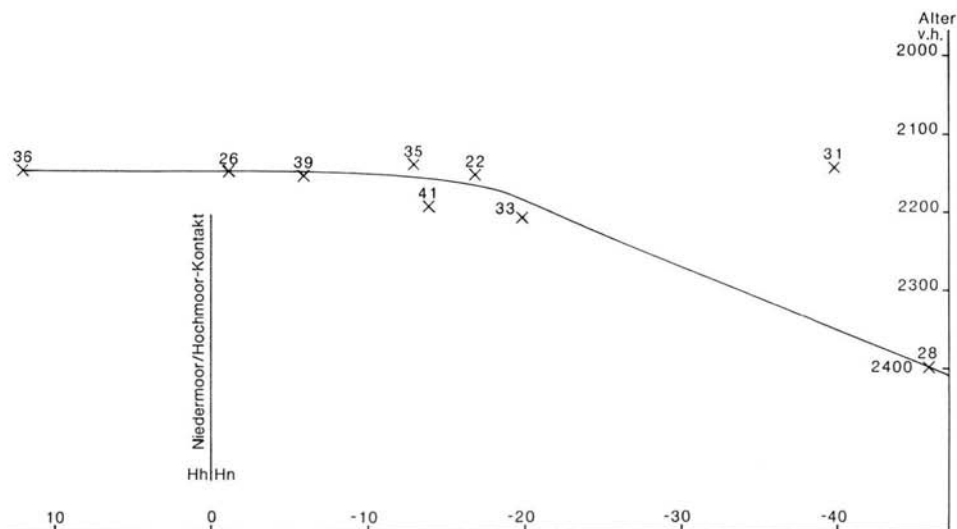


Abb. 8: Abstände der datierten Eichenfunde vom Niedermoor-Hochmoorkontakt (Hochmoor bei Sieden).

sich bei einem Zuwachs von 28 cm in nur 25 Jahren eine Wachstumsrate von 1,12 cm pro Jahr. Wegen der geringen Probenzahl und des infolge Fehlens von Splintresten verbleibenden Datierungsspielraumes kann diese Berechnung nur Übersichtscharakter haben. Dennoch bleibt festzuhalten, daß die Torfbildung sich kurz vor dem Wechsel zum Hochmoor und wohl auch noch kurz danach um ein Mehrfaches rascher vollzogen hat als vorher. Der Übergang von einem nährstoffreichen Niedermoor in ein extrem nährstoffarmes, saures Hochmoor hat sich hier also in wenigen Jahrzehnten vollzogen. Dies Ergebnis stimmt mit einigen wenigen Ergebnissen, die an rezenter Niedermoor- und Hochmoorvegetation gewonnen wurden (BELLAMY 1967, J. TÜXEN, unveröff.), durchaus überein, verdient aber eine Nachprüfung an anderen baumreichen, also Datierungsmöglichkeiten bietenden Mooren.

4.2. Hinweise auf allgemeine Klimaschwankungen

Es ist bereits betont worden, daß die Absterbedaten aller hier bearbeiteten Eichen aus dem Borsumer Moor, dem Hochmoor bei Sieden und aus dem Donstorfer Moor überraschenderweise in die Zeitspanne zwischen 2400 und 2100 v. h. fallen (Abb. 5). In Übereinstimmung mit dem von der Entwicklung des Siedener Hochmoores gezeichneten Bild, wo die meisten Eichen in den jüngeren zwei Dritteln dieses Zeitabschnittes gefallen und eingebettet sind, ist auch im Borsumer Moor nur eine einzige Eiche um 2400 v. h. gestorben, alle übrigen erst 100 und mehr Jahre später. Wir engen den Zeitraum des Haupt-eichensterbens also auf 2300 bis 2100 v. h. ein. Es drängt sich die Frage auf, ob hier nicht überregionale, klimatische Einflüsse wirksam waren, die in allen drei Gebieten gleichzeitig dafür sorgten, daß die Lebensbedingungen für die Eiche in Mooren zu ungünstig wurden. Tatsächlich gibt es viele Hinweise, daß in Hochmooren um diese Zeit Veränderungen ablaufen, die letzten Endes nur großklimatisch gesteuert sein können.

Die Auswertung der in der Literatur angegebenen Daten und ihr Vergleich mit den hier verwendeten Zeitangaben werden allerdings dadurch erschwert, daß bisher nur mit ^{14}C abgesicherte pollenanalytische oder reine ^{14}C -Altersbestimmungen vorliegen. Die dadurch bedingten Datierungsspielräume können bewirken, daß trotz gleicher Zeitangaben für bestimmte Ereignisse diese in Wirklichkeit nicht synchron waren. Abweichende Zeitangaben schließen tatsächliche Synchronität nicht unbedingt aus. Allein die Dendrochronologie erlaubt exakte Alterskonnektierungen.

HAYEN (1966) berichtet von einer Häufung der ^{14}C -Daten des SWK (Schwarz-Weißtorfkontakt) zwischen 2050 und 1950 v. h. Nach OVERBECK (1975) liegen die meisten SWK in Nordwestdeutschland, Schweden und den Britischen Inseln zwischen 2100 und 1850 v. h. mit einer Häufung um 2050 v. h. Die nächst älteren SWK werden erst auf etwa 2500 v. h. datiert. OVERBECK hält für „nicht unwahrscheinlich, daß Schwankungen des Niederschlagsnettos der auslösende Faktor für die hydrologischen Veränderungen auf dem Hochmoor gewesen sind“ (1975, p. 598). Die bekannten zeitlichen Verzögerungen des SWK in ein und demselben Moor, die Jahrhunderte betragen können, deutet er als normale Folge einer solchen Klimaänderung. Solche verzögerten SWK sind in den Jahrhunderten zwischen 2500 und 2100 v. h. nicht aufgetreten, die OVERBECK für trockener hält.

Die Lebensbedingungen für das ab etwa 2100 v. h. im Siedener Moor aufgewachsene Hochmoor sind also während der letzten, „trockeneren“ Niedermoorphase durch Aufhören des Grundwasseranstieges und die Verminderung des Nährstoffangebotes an die Vegetation vorbereitet worden. Der gleiche Vorgang hat zum Absterben der Eichen geführt.

Daß sich Schwankungen im Niederschlagsnetto auch in Niedermoores auswirken können, hat erstmalig SCHWAAR (1980) zu zeigen versucht. Er gibt zwei Beispiele aus dem

hier interessierenden Zeitabschnitt. Um 400 v. Chr. Geb. (2350 v. h.) wird aus dem torfmoosreichen Erlenbruchwald eines Niedermoors in der oberen Wümmeniederung ein torfmoosarmer. Um Chr. Geb. nehmen die Torfmoose wieder zu. Gerade diese Entwicklung zeigt, daß auch hier der Nährstoffhaushalt sich geändert haben mag. Nährstoffarme Erlenbrücher sind im allgemeinen torfmoosreich, nährstoffreiche torfmoosfrei. Hier könnte eine ähnliche Entwicklung wie im Siedener Hochmoor vorliegen. Im Belmer Bruch bei Osnabrück entstand um Chr. Geb. ein Kleinseggenried aus einem Birkenbruchwald, es wurde also feuchter, aber nur in einem Teil des Moores.

Im ganzen besagen diese von SCHWAAR beschriebenen Vorgänge, die sich in dem hier interessierenden Zeitraum abgespielt haben, natürlich noch wenig. Man kann gerade in Niedermooren, die von fließendem Wasser abhängig sind, nur schwer ausschließen, daß Änderungen in der Vegetation und damit in der Torfbildung nicht auch oder gar allein von nicht klimatisch bedingten Vorgängen wie etwa der Bibertätigkeit ausgelöst werden. Doch scheint uns die nachgewiesene Gleichzeitigkeit des Eichensterbens, das im Siedener Hochmoor auf Veränderungen des Wasser- und Nährstoffhaushaltes folgte, für eine solche niederschlagsklimatisch bedingte Abhängigkeit auch der Niedermoore zu sprechen.

Eine systematische Erfassung und dendrochronologische Auswertung der in norddeutschen Mooren noch in größerer Zahl zu erwartenden Baumfunde wird in Verbindung mit einer gründlichen geologischen und botanischen Aufnahme der Moorprofile auch zuverlässigere Schlüsse auf Klimaschwankungen zulassen.

5. Zusammenfassung

Subfossile Eichenstämme aus dem Borsumer Moor im Emsland, dem Hochmoor bei Sieden und dem Donstorfer Moor wurden jahrringchronologisch untersucht. Dabei erwies sich überraschenderweise die Mehrzahl der Baumstämme aus den drei Mooren als synchron. Sowohl im Borsumer wie im Siedener Moor sind die Eichen innerhalb desselben mehrhundertjährigen Zeitraumes abgestorben. Aus dem Donstorfer Moor steht bislang nur ein Einzelfund zur Verfügung, der in das Ende dieser Phase fällt.

Insgesamt 45 synchrone Eichen wurden zu einer Mittelkurve von 474 Jahren zusammengefaßt. Diese wiederum konnte mit der eisenzeitlichen Auwaldeichenchronologie, aufgebaut aus Stämmen von Main, Fulda, Werra und Oker, überbrückt werden. Dabei ergab sich eine Verlängerung der Eisenzeitchronologie um 215 Jahre zum Älteren. Über eine Häufigkeitsverteilung der Absterbedaten wurde abgeleitet, daß die Eichen aus Mooren im wesentlichen in der Zeit von 350 bis 150 v. Chr. abgestorben sind, wobei sich das Ende dieser Phase bereits mit der Kulmination der Absterbedaten der Fuldaeichen überlappt, während sich die der Auwaldeichen vom Main erst um 75 v. bis 100 n. Chr. häufen.

Jahrringkurvenvergleiche zeigen, daß die Eichen aus norddeutschen Mooren insgesamt inhomogeneren Wachstumsbedingungen ausgesetzt waren als die Eichen aus Auwäldern an Main und Fulda, obwohl letztere sehr viel größere Herkunftsgebiete repräsentieren. Offenbar haben bei den Moorherkünften kleinstandörtliche Unterschiede das Baumwachstum besonders beeinflußt. Dabei müssen die Wuchsbedingungen insgesamt deutlich schlechter gewesen sein als in den süddeutschen Auwäldern, denn die durchschnittliche Ringbreite der dortigen Eichen ist fast doppelt so groß.

Im Hochmoor bei Sieden, dessen Entwicklung mit der Kombination von dendrochronologischen und moorgeologisch-botanischen Methoden untersucht wurde, begann die Moorbildung um 500 v. Chr. Die torfbildende Vegetation war im wesentlichen ein Erlenbruchwald, der unter wechselnden hydrologischen Bedingungen lebte. Kurz vor Chr. Geb. verlangsamte sich der Grundwasseranstieg, die Nährstoffversorgung wurde schlechter, so

daß aus dem Erlenbruchwald ein Birkenbruch und schließlich ein Hochmoor wurde. Dieser Vorgang brachte alle Bäume des Bruchwaldes zum Absterben. Die Stämme liegen etwa in der Höhenlage, die dem Absterbedatum entspricht. Da die meisten Bäume um 190 v. Chr., der Zeit des Überganges Niedermoor-Hochmoor, abgestorben sind, läßt sich aus der Lage der Stämme die Mooroberfläche für diese Zeit rekonstruieren. Aus den Abständen der datierten Stammlagen im Profil vom Niedermoor-Hochmoorkontakt kann überschlägig die Wachstumsgeschwindigkeit des Moores bestimmt werden. Danach ist das Moor in der Übergangsphase Niedermoor-Hochmoor um ein Mehrfaches schneller gewachsen als vorher. Dieser Zeitraum hat nur wenige Jahrzehnte gedauert.

Die von uns nachgewiesene Gleichzeitigkeit des Eichensterbens zwischen 350 und 150 v. Chr. in drei weit auseinanderliegenden Mooren drängt die Vermutung auf, daß klimatische Ursachen dafür verantwortlich sind. In vielen Hochmooren hat es zu dieser Zeit einen Wechsel von Schwarztorf zu Weißturf gegeben, der nach allgemeiner Ansicht von einem Wechsel im Niederschlagsklima gesteuert wird. Aus Niedermooren sind bisher nur wenige Beispiele bekannt, wo womöglich klimatisch bedingte Änderungen der Torfart auftreten. Die hier vorgelegten Untersuchungen machen jedoch wahrscheinlich, daß auch in Niedermooren ein Wechsel von Vegetationstypen und damit von Torfen durch großklimatische Änderungen ausgelöst werden kann.

6. Schriftenverzeichnis

- BELLAMY, D. J. (1967): Some ecological statistics of a "miniature bog". — *Oikos*, **18** (1): 33—40, 3 Tab., 1 Abb.; Copenhagen.
- DELMORE, A. (1973): Über die Bildung von Jahrringbreitenmittelkurven als Grundlage für dendrochronologische Datierungen. — *Forstw. Centralblatt*, **92**: 335—342, 2 Abb.; Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- (1978): Fortschritte beim Aufbau der Göttinger Eichenjahrringchronologie des Postglazials. — *Neue Ausgrab. u. Forsch. in Nieders.*, **12**: 243—246, 1 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- (1979): Die dendrochronologischen Methoden. — *Allgem. Forst-Zeitschrift*, **49**: 1345—1347; München.
- ELLING, W. (1966): Untersuchungen über das Jahrringverhalten der Schwarzerle. — *FLORA*, Abt. B, **156**: 155—201, 17 Abb., 4 Tab.; Jena.
- GEYH, M. A. (1971): Die Anwendung der ¹⁴C-Methode. — *Clausthaler Tektonische Hefte*: **11**, 118 S., 12 Abb., 5 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- HAYEN, H. (1960): Erhaltungsformen der in den Mooren gefundenen Baumreste. — *Oldenburger Jb.*, **59**, Teil 2: 21—49, 15 Abb.; Oldenburg.
- (1966): Moorbotanische Untersuchungen zum Verlauf des Niederschlagsklimas und seiner Verknüpfung mit der menschlichen Siedlungstätigkeit. — *Neue Ausgrab. u. Forsch. in Niedersachsen*, **3**: 280—307, 14 Abb.; Hildesheim.
- HESEMANN, J. (1950): Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. — *Geol. Jb.*, **64**: 633—641, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- HUBER, B. (1943): Über die Sicherheit jahrringchronologischer Datierung. — *Holz als Roh- und Werkstoff*, **6**, H. 10/12: 263—268, 7 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- (1969): Dendrochronologie. — *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*: S. 171—211, Umschau-Verlag, Frankfurt/Main.
- MEYER, K. D. (1977): Erläuterungen zu Blatt 3610, Salzbergen. — *Geolog. Kt. Niedersachsen* **1**: 25 000: 111 S., 5 Tab., 1 Taf., 3 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1956): Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. — *Geol. Jb.*, **71**: 491—504, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- MUNAUT, A. V. (1967): Etude paléo-écologique d'un gisement tourbeux situé à Terneuzen (Pays-Bas). — Ber. v. d. Rijksdienst v. h. Oudheidkundig Bodemonderzoek, **17**: 7—27, 15 Abb.; Amersfoort.
- & CASPARIE, W. A. (1971): Etude dendrochronologique des *Pinus sylvestris* L. subfossiles provenant de la tourbière d'Emmen (Drenthe, Pays-Bas). — Rev. of Paleobot. and Palynol.: **11**, 201—226, 8 Abb., 14 Tab.; Amsterdam.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung Nordwestdeutschlands: 719 S., 38 Tab., 263 Abb.; Neumünster (Wachholzverlag).
- PILCHER, J. R., HILLAM, J., BAILLIE, M. G. L. & PEARSON, G. W. (1977): A long sub-fossil oak tree-ring chronology from the north of Ireland. — New Phytol.: **79**: 713—729, 9 Abb.; Oxford.
- SCHMIDT, B. (1977): Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen (*Quercus* sp.) aus dem Rhein-, Weser- und Werragebiet. — In: FRENZEL, B. (ed): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. — Erdwiss. Forsch., **13**: 91—98, 3 Abb.; Wiesbaden.
- SCHNEEKLOTH, H. & SCHNEIDER, S. (1970): Die Moore in Niedersachsen. 1. Teil. Bereich des Blattes Hannover der Geologischen Karte der Bundesrepublik Deutschland (1 : 200 000). — Veröff. Nieders. Inst. f. Landeskde u. Landesentw. a. d. Univ. Göttingen. Reihe A. 1. **96** (1): 60 S., 1 Kt.; Göttingen.
- SCHWAAR, J. (1980): Sind die hygro- und xeroklinen Phasen der Hochmoorbildung (Overbeck) und bestimmte Phasen der Niedermoorbildung synchrone Vorgänge gleicher Ursache? Ein Beitrag zu einem wenig beachteten Problem. — In: R. TÜXEN (Herausg.), Epharmonie. Ber. Internat. Symp. Internat. Verein. f. Vegetationskde: 95—119, 12 Abb.; Vaduz.
- THIERMANN, A. (1963): (1973), mit Beiträgen von DUBBER, H.-J., KALTERHERBERG, J., KOCH, M. & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 3710, Rheine. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 174 S., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- (1975), mit Beiträgen von BRAUN, F. J., KALTERHERBERG, J., REHAGEN, H.-W., SUCHAN, K.-H., WILL, K.-H. & WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt 3610 Hopsten. — Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- TÜXEN, J. (1967): Naturschutzgebiet „Duvenstedter Brook“, Vegetationstypen. — Schr.reihe Landesstelle f. Naturschutz u. Landschaftspflege d. Freien u. Hansestadt Hamburg, **1**: 120 S., 24 Abb., 33 Tab., 4 Kt.; Hamburg.

Manuskript eingegangen am 4. 5. 1981.

Nachtrag (18. 8. 81)

Gestützt auf jüngst von BECKER veröffentlichte Ergebnisse (Fällungsdaten römischer Bauhölzer anhand einer 2350jährigen süddeutschen Eichen-Jahrringchronologie. — Fundberichte aus Baden-Württemberg **6**: 369—386, 9 Abb., 8 Tab., o. O.; 1981) konnte inzwischen die Eiszeitliche Chronologie mit der Göttinger Auwaldeichenchronologie für das Frühmittelalter zu einer von 573 v. Chr. bis 785 n. Chr. reichenden Absolutchronologie verknüpft werden. Alle hier mit einer Streuung von ± 23 Jahren angegebenen gemittelten 14-D-Daten lassen sich infolgedessen im Zeitraum 2594—2022 v. h. durch Subtraktion von 2021 Jahren auf wirkliche Kalenderjahre v. Chr., bzw. im Zeitraum 2021—1784 v. h. durch Subtraktion von 2022 Jahren auf wirkliche Kalenderjahre n. Chr. umrechnen.

Die Hauptphase des Absterbens von Eichenbeständen in den drei Mooren, zunächst über 14-C in die Zeit von 350—150 v. Chr. datiert, kann nunmehr sicher mit 280—80 v. Chr. angegeben werden.

Eiszeitalter u. Gegenwart	31	159—175 12 Abb.	Hannover 1981
---------------------------	----	--------------------	---------------

Zur Morphogenese des Billetales zwischen Witzhave und Bergedorf (bei Hamburg)

ANTJE RECLAM *)

Landform evolution, glacial morphology, moraine, glacial valley, overridden, Middle Pleistocene (Saalian), borehole section, longitudinal profile, terrace, sand, gravel, granulometry.
Northwestern German Plain (Bille valley, Witzhave/Bergedorf), Schleswig-Holstein. TK 2427, 2527

Kurzfassung: Mit Hilfe sedimentpetrographischer und gefügekundlicher Methoden wurden neue Untersuchungen zur Genese des Billetales (östlich von Hamburg) durchgeführt. An den untersuchten Stellen zieht sich die Niendorfer Moräne (Mittlere Saale-Vereisung) in das Tal hinab. Eine Urform des Billetales ist damit möglicherweise bereits während der Saale-Eiszeit gebildet worden. Durch den Fuhlsbüttler Vorstoß (Spätsaale) wurde das Gebiet erneut vom Eis überfahren. Erst in der Weichsel-Eiszeit kam es zur Ausbildung der heutigen Talform. Im meist etwa 700 m breiten Billethal lassen sich zwei Terrassenniveaus deutlich unterscheiden. Die ca. 1 m mächtigen Terrassensedimente bestehen aus groben Sanden und Kiesen. In diese Sedimente hat sich gegen Ende der Weichsel-Eiszeit die Bille eingeschnitten. Die etwa 200 m breite Talaue wird heute nur noch bei Schneeschmelze in ganzer Breite vom Wasser durchflossen. Hinweise darauf, daß das Weichsel-Eis im Billethal bis an die Elbe vorgestoßen sei, fanden sich nicht.

[On the Morphogenesis of the Bille Valley between Witzhave and Bergedorf (near Hamburg)]

Abstract: New investigations into the genesis of the Bille valley (east of Hamburg) were conducted by means of sediment-petrographical and structural analyses. In the investigated profiles the Niendorf till (Middle Saalian) was found to reach downslope into the valley. Thus an early form of the Bille valley may have existed as early as the Saalian and was overridden again by the late Saalian Fuhlsbüttel advance. The main forming process, however, took place during the Weichselian. The Bille valley today has a width of approximately 700 m. Two terraces can be clearly distinguished. The terrace sediments are about 1 m thick and consist mainly of coarse sand and gravel. Into these sediments the river Bille cut a 200 m wide inner valley at the end of the Weichselian. Only during the snow-melting in spring the complete inner valley is inundated today. No hints can be found to a Weichselian ice-advance along the Bille valley towards the Elbe river.

1. Einleitung

Das Billethal war bisher nur selten Gegenstand geowissenschaftlicher Untersuchungen.

— Am ausführlichsten befaßt sich PFEFFERLE (1935) in seiner Arbeit über die Geestrandtäler nördlich und südlich der Elbe mit dem Billethal. Er kommt zu dem Schluß, daß sich das Billethal als Schmelzwassertal der Weichselvereisung gebildet habe, während deren Verlauf es auf Grund des Klimawechsels zur Akkumulation einer Talsandterrasse gekommen sei.

— ILLIES (1952) vermutet dagegen, daß die Au, die bei Aumühle in die Bille mündet, älter sei als die Bille selbst. Das Aual sei bereits während der Saale-Eiszeit als Schmelzwasserabfluß entstanden.

— JANZA (1961) schließt sich dieser Deutung weitgehend an. Durch rückwärtigen Schmelzwasserabfluß des tauenden Warthe-Eises sei zunächst die Sachsenwaldau entstanden, die anfangs über Schönningstedt zur Glinder Au abfloß und erst später einen weiter südlichen Lauf nahm und bei Bergedorf in die Urelbe mündete.

*) Anschrift der Verfasserin: Dipl.-Geographin Antje Reclam, Geol. Landesamt Hamburg, Oberstraße 88, 2000 Hamburg 13.

— GRIPP (1964) bezeichnet die vom Schmelzwasser in saalezeitliche Ablagerungen eingeschnittene schmale, tiefe Rinne der Bille als „Rinnensander“, der diese spezielle Form dadurch erhalten habe, daß das Gletschertor bei Witzhave nur wenige Kilometer vom Urstromtal der Elbe entfernt lag. Durch den Höhenunterschied (von NN + 23 m bei Witzhave auf das damals bei etwa NN — 25 m liegende Elbtal) fanden die Schmelzwässer ein ungleich stärkeres Gefälle vor als im Bereich der flach geschütteten Kegelsander (z. B. bei Neumünster), die erheblich weiter von der Erosionsbasis entfernt lagen.

Während sich die genannten Bearbeiter darüber einig waren, daß die Entstehung des Billetaies unter subaerischen Bedingungen stattgefunden habe, glaubt JASCHKE (1976) in Anlehnung an OLBRICHT (1909) und STOLLER (1914), daß das Eis der Weichsel-Vereisung die Elbe im Raum Lauenburg—Lüneburg überschritten habe. Die Entstehung des Billetaies habe sich dabei in vier Phasen vollzogen:

1. Während des Hochglazials der Weichsel-Vereisung, als das Inlandeis sich aus dem Raum Lüneburg zurückzog, blieb im Bereich des heutigen Billetaies ein flacher Eislobus liegen, der im NE mit dem sich bei Witzhave regenerierenden Eisrand in Verbindung stand. Subglazial abfließende Schmelzwässer räumten zu dieser Zeit das „Tunneltal“ der Bille sowie die Dallbekschlucht und andere Kerbtäler am Rand des Elbe-Urstromtales aus. Über der Abtragungssohle wurden im Billetal etwa 1—1,5 m mächtige schräggeschichtete Fein- bis Mittelsande mit einzelnen Geröllen abgelagert.

2. Während des späten Hochglazials taute der Bille-Lobus ab und hinterließ eine etwa 1,5—2 m mächtige Moräne. Sie besteht aus einer Matrix von Sand, Schluff und Geschieben von bis zu 1,5 m Durchmesser, in die vereinzelt Linsen geschichteter Sande eingeschaltet sind. Die Moräne wird von geringmächtigen Nachschüttungen bedeckt.

3. Während des Spätglazials, als die Umgebung des Billetaies bereits flächendeckende Vegetation trug, schnitten sich die Schmelzwässer des jetzt weiter im N liegenden Eisrandes bis in das Niveau der liegenden Vorschüttungen des Bille-Lobus ein. Dabei entstand ein System von Erosionsterrassen, die im wesentlichen aus dem Material der zwischen die Schmelzwassersande eingeschalteten Moräne aufgebaut sind.

4. Im Postglazial stellte sich zunächst ein Gleichgewicht zwischen Abtragung und Ablagerung ein. Erst mit der Rodung der natürlichen Wälder begann wieder eine Akkumulation feiner Bodenbestandteile im Bereich der Talaue, die bis heute anhält.

Das Ziel meiner Arbeit war es, durch stärker geländeorientierte Untersuchungen die Deutung der Morphogenese des Billetaies zu überprüfen. Sedimentpetrographische Untersuchungen, Gefügemessungen, Luftbildauswertung und Auswertung der Unterlagen des Bohrarchivs des Geologischen Landesamtes Hamburg sollten dazu beitragen, die Gegensätze zu klären und zu gesicherten Aussagen über die Entstehung des Billetaies zu kommen. Die Lage des Untersuchungsgebietes ergibt sich aus Abb. 1.

2. Die heutige Bille

Die rezente Bille ist ein kleiner, auch innerhalb der großen Talmäander stark mäandrierender Fluß, der südlich Witzhave etwa 3 m breit und 20—30 cm tief ist (Abb. 2). Bis Reinbek nimmt die Bille an Breite und Tiefe leicht zu.

Der Oberlauf ist wenig anthropogen beeinflusst, während in Reinbek schon früh zur Betreibung einer Mühle ein Teich aufgestaut wurde (vgl. Erstausgabe des Meßtischblattes 2427 Glinde von 1880). Die Gegend um die Mündung in die Elbe ist bereits seit dem 15. Jh. (UPHOFF 1949) von Menschenhand verändert worden.

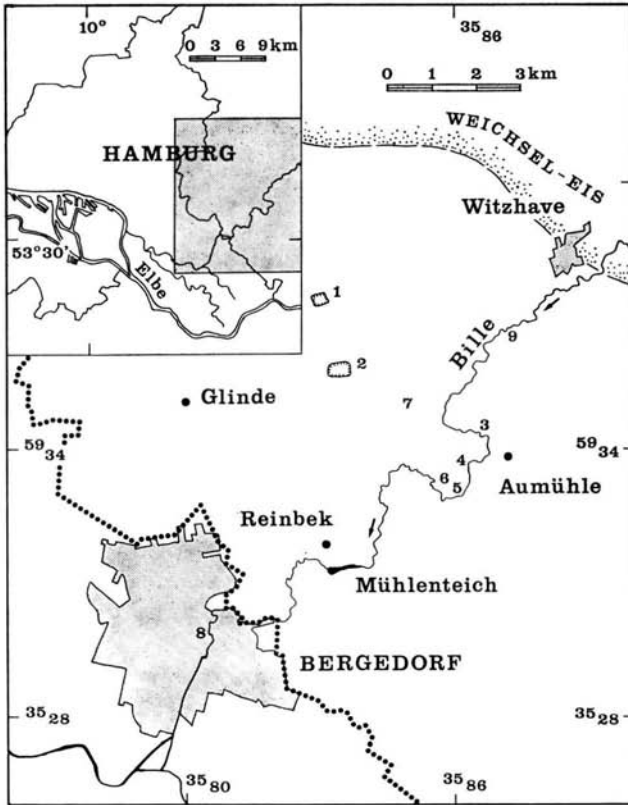


Abb. 1: Übersichtskarte: 1 = Sandgrube Neu-Schönningstedt; 2 = Kalksandsteinwerk Neu-Schönningstedt; 3 = Prallufer der Bille im Sachsenwald; 4 = Unterführung Krabbenkamp; 5 u. 6 = Baugruben Krabbenkamp; 7 = Aufschluß Klingeberg; 8 = Bohrung Billebogen; 9 = Doktorbrücke.

Die natürlichen Veränderungen gehen unter dem heutigen Klima nur sehr langsam voran.

An drei Stellen im Oberlauf wurden Sedimentproben aus der Bille entnommen und im Labor untersucht. Zwei der Proben entsprechen mit 99,7 % und 99,5 % Feinerdeanteil (im pedologischen Sinne) den typischen Ablagerungen eines heutigen Flusses von der Größenordnung der Bille; sie transportiert fast ausschließlich Mittel- und Grobsand, der in rollendem Transport an der Sohle des Flusses entlangbewegt wird. Die Gewässersohle ist an den meisten Stellen von wandernden Rippeln und Sandbänken bedeckt. Probe a (Abb. 3) wurde an einer Stelle mit rezenter Tiefenerosion entnommen, im Flußbett befinden sich hier grober Kies und Steine. Dementsprechend zeigt auch die Probe eine auffallend andere Korngrößenverteilung: sie enthält viel gröberes Material, der Kiesanteil beträgt fast 20 %. Das gröbere Material stammt aus dem Untergrund und ist als Restsediment einer aufgearbeiteten Moräne anzusehen.

3. Die Morphologie des Billetales

Bei der Frage nach der Genese des Billetales ist zunächst die Frage zu beantworten, ob es sich um ein subaerisch oder subglazial gebildetes Tal handelt. Subaerische Täler



Abb. 2: Die heutige Bille nördlich von Aumühle. Blick nach NW; R 35.864 H 59.345.

unterscheiden sich in Gefälle, Querschnitt und in der Ausbildung der Nebentälchen erheblich von subglazial gebildeten Tunneltälern (GRUBE 1968). Tunneltäler werden durch eine unregelmäßige Talform, also stark wechselnde Breite und weitgehend aufgelöste Talflanken ebenso charakterisiert wie durch Übertiefungen in Fließrichtung, Grundmoränen-Querrippen und Drumlins auf dem Talboden. Außerdem sind keine ausgeprägten Prall- und Gleithänge zu finden, keine Terrassen, und die Nebentäler münden oft mit deutlicher Gefällstufe. Insgesamt haben subglazial entstandene Täler eine sehr unruhige Morphologie (GRIPP 1964). An den Talflanken sollte Grundmoräne des Eisvorstoßes nachzuweisen sein, der das Tal geschaffen hat. So hat z. B. HOMCI (1974) weichselzeitliche Grundmoräne an den Flanken des Stellmoorer Tunneltales nachgewiesen.

Das Billetal zeigt keines dieser Merkmale. Die Talbreite des weichselzeitlichen Billetales (Abb. 4) liegt im untersuchten Gebiet zwischen Witzhave und Reinbek bei ungefähr 700 Metern; die einzige Ausnahme findet sich im Bereich von Sachsenwaldau, wo sich das Tal auf 250 m verengt. Übertiefungen in Fließrichtung, Grundmoränen-Querriegel und Drumlins auf dem Talboden konnten an keiner Stelle gefunden werden. Dafür treten besonders deutlich Prall- und Gleithänge auf, und von Witzhave bis Reinbek lassen sich an beiden Ufern mehrere Terrassenniveaus nachweisen (Abb. 3, 4). Die heutigen Trockentäler münden ohne Gefällstufe auf die obere Terrasse, während die Täler, in denen heute noch Wasser fließt, sich bis zur Talaue eingetieft haben.

Die Morphologie des Billetales mit den großen Talmäandern (siehe Abb. 4) entspricht also in keiner Weise dem Erscheinungsbild eines Tunneltales.

4. Die Terrassen im Billeetal

Talterrassen sind als ehemalige Talböden Indizien für früher abgelaufene morphogenetische Vorgänge und somit wichtige morphologische Zeugen der Entstehungsgeschichte eines Tales. Die horizontale Ausdehnung der Terrassen hängt ab von der Wasserführung des Flusses, der Dauer der Lateralerosion und den Gesteinsunterschieden.

Eine durch Geländebeobachtung, Luftbildauswertung und Vergleich mit topographischen Karten ausgeführte Kartierung der Terrassen im Billetal (Abb. 4) und deren Über-

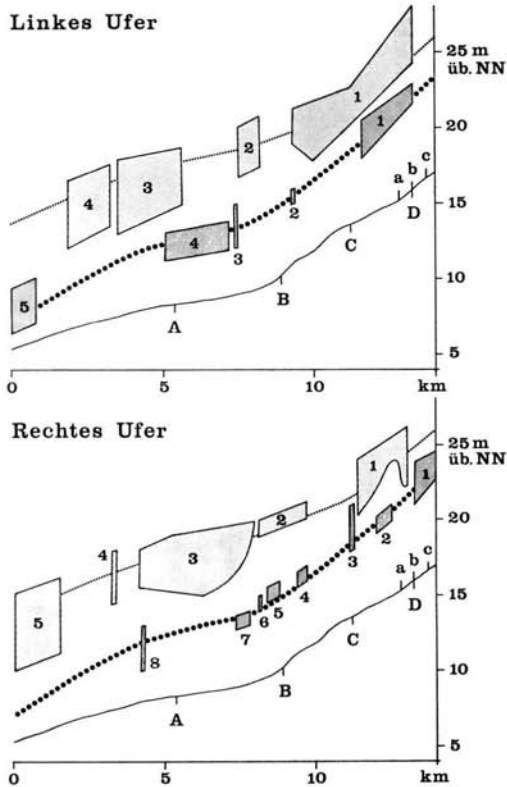


Abb. 3: Schematische Längsprofile der Bille mit Terrassen. Zur Lage der Terrassen siehe Abb. 4. A = S-Bahnbrücke bei Blockstelle Silk; B = Mündung der Au; C = Brücke Sachsenwaldau; D = Doktorbrücke; a = Probe 500 m flussabwärts der Doktorbrücke; b = Probe Doktorbrücke; c = Probe 500 m flussaufwärts der Doktorbrücke.

tragung ins Längsprofil des Flusses (Abb. 3) macht deutlich, daß mehrere übereinanderliegende Terrassenniveaus vorhanden sind. Viele davon dürften jedoch als Lokalterrassen nicht zur Rekonstruktion der Talgeschichte heranzuziehen sein.

GRIPP (1933) hat am Krabbenkamp vier übereinanderliegende Terrassenstufen beschrieben. Die obere Terrasse, die sich von der unteren, durchgehend verfolgbaren Terrasse klar abhebt, läßt dort tatsächlich mehrere Verebnungen und Stufen in ihrer zur Talaue leicht geneigten Oberfläche erkennen (Abb. 5, Profil 1). Auch fällt auf, daß die Höhenlage der oberen Terrasse viel stärker variiert als die der unteren (Abb. 3). Es sollte

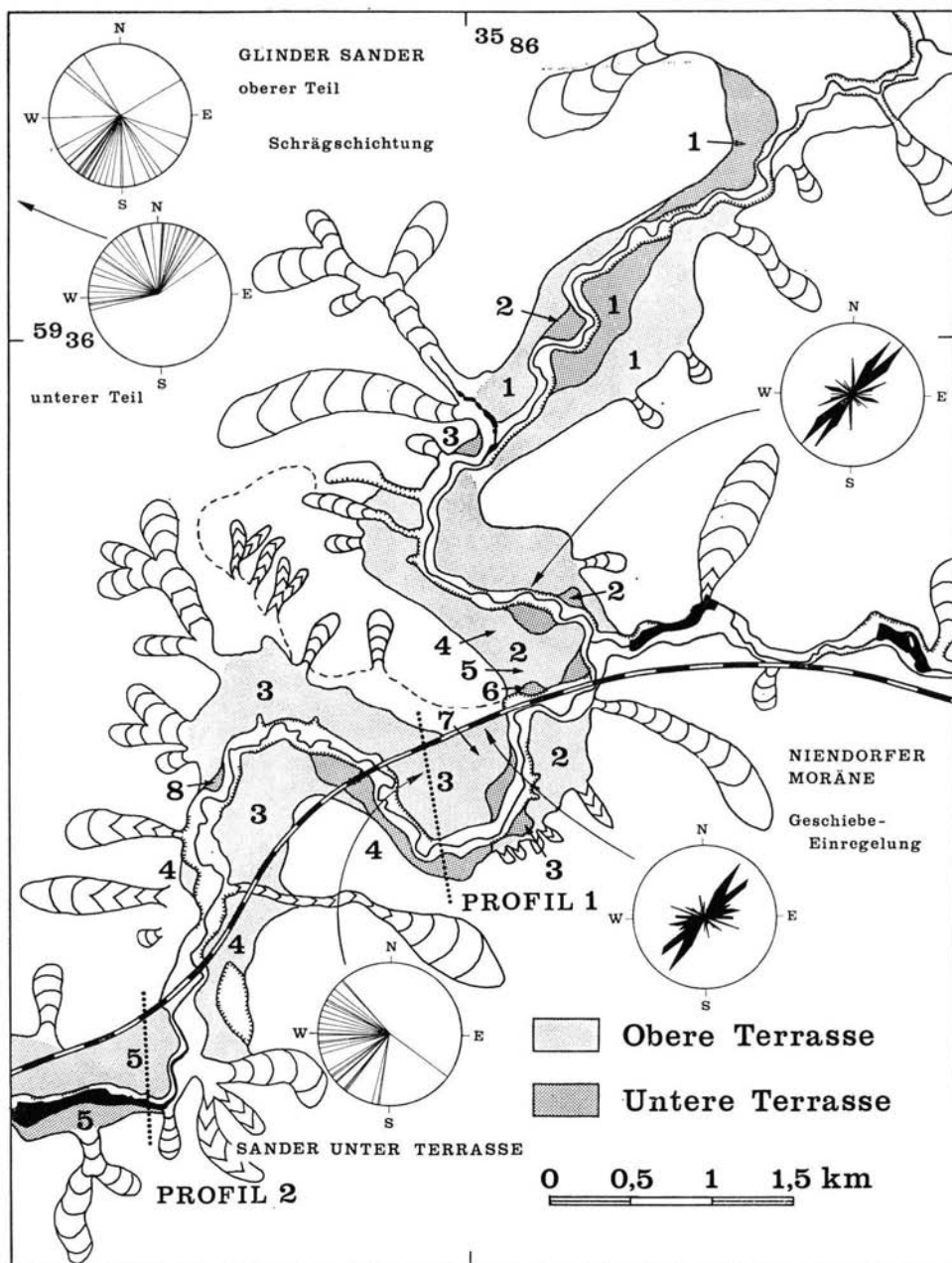


Abb. 4: Morphologische Karte des oberen Billetaales.

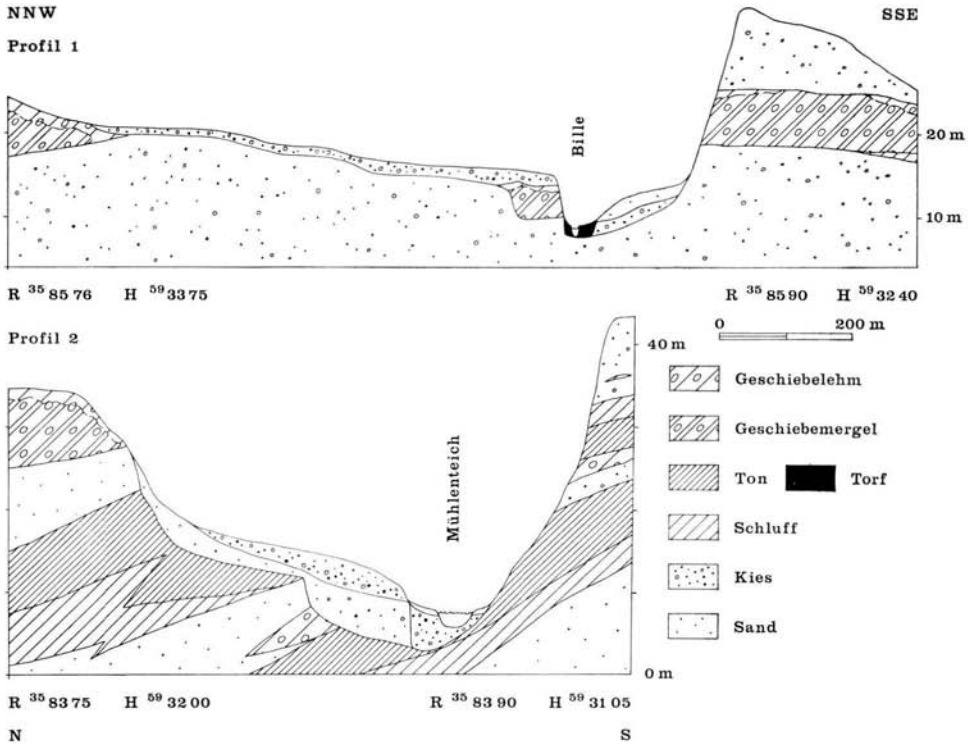
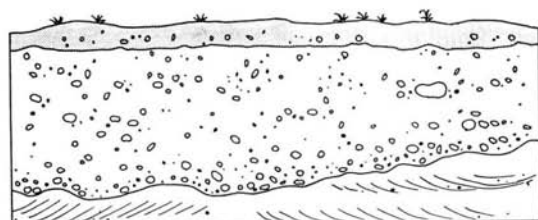


Abb. 5: Querprofile durch das Billeetal am Krabbenkamp (Profil 1) und bei Reinbek (Profil 2).

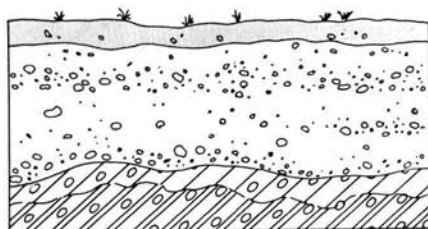
jedoch beachtet werden, daß die viel länger dem Periglazialklima ausgesetzten Formen des oberen Terrassenniveaus zwangsläufig „verwaschener“ erscheinen müssen als das „klare“, eng begrenzte Niveau der unteren Terrasse.

Die Terrassenkörper der oberen Terrasse sind aus Sanden, Kiesen und groben Schottern zusammengesetzt. Die Abbildungen 6 und 7 vermitteln einen Eindruck vom Terrassenmaterial, das sich von Schmelzwassersanden deutlich unterscheidet. Genauere Aussagen lassen die an insgesamt acht Proben durchgeführten Korngrößenanalysen zu (Abb. 8). Im Durchschnitt liegt der Skelettanteil ($> 2 \text{ mm}$) bei gut 30 % und steigt im Extremfall sogar auf 56,97 % an. Aus diesem Grunde ist es nicht angebracht, die Terrasse weiterhin nach PFEFFERLE (1935) als „Tal s a n d terrace“ zu bezeichnen.

Wie die Feinkiesanalyse (Abb. 9) beweist, unterscheidet sich die Terrasse in ihrer Geschiebezusammensetzung kaum von den liegenden Moränen- und Sandersedimenten. Das spricht für eine starke Aufarbeitung und Umlagerung von Lokalmaterial. Besonders das grobe Material dürfte hier in relativer Gletscherferne (am Krabbenkamp: mindestens 5 km) fluvial nicht weit transportiert worden sein. Wahrscheinlich handelt es sich um aufgearbeitetes Fließerdematerial von den Talhängen. Die glazifluviale Aufarbeitung zeigt sich in schrägeschichteten Partien und dachziegelartiger Lagerung der Gerölle. Die Terrassensedimente sind kalkfrei.



0 0,5 1 m



 Geschiebelehm	 Geschiebemergel
 Terrassensedimente	 Boden

Abb. 6: Terrassenaufschlüsse in Baugruben am Krabbenkamp. Profile nicht überhöht. Oben = Terrassensedimente über Schmelzwassersanden R 35.857 H 59.334. Unten = Terrassensedimente über Niendorfer Moräne R 35.858 H 59.331.

5. Der Aufbau des Arbeitsgebietes

Nach den Unterlagen des Archivs des Geologischen Landesamtes Hamburg wurden zwei Querprofile durch das Billetal konstruiert (Lage s. Abb. 4). Profil 1 liegt am Krabbenkamp. Das Profil zeigt folgenden Aufbau: Über grobkörnigen Schmelzwassersanden, die in mehreren Baugruben und im Einschnitt der Straßenunterführung zum Krabbenkamp aufgeschlossen waren, lagert in einer Höhe von etwa 17 m über NN eine graue, relativ tonige, kreidreiche Moräne, die etwa 5 m mächtig ist und südlich der Bille von etwa 10 m mächtigen Schmelzwassersanden überlagert wird. Auf Grund von Feinkieszählungen, Geschiebeeinregelungsmessungen und der stratigraphischen Position dieser Moräne ist anzunehmen, daß es sich um die Niendorfer Moräne (GRUBE 1967: 180 f.) handelt. Die Niendorfer Moräne (in Schleswig-Holstein: Warthe-Moräne, vgl. LANGE, MENKE & PICARD 1979) ist die mittlere Saale-Grundmoräne im norddeutschen Raum.

Im Bereich des Billetaues ist diese Moräne fast überall erodiert worden (die heutige Bille fließt hier in einem Niveau von etwa NN + 9 m). In unmittelbarer Nähe der Bille tritt sie jedoch noch einmal in einem knapp 100 m breiten Vorkommen auf. Sie wurde hier in mehreren Baugrund-Bohrungen angetroffen und war auch in einer Baugrube (Abb. 6 unten) aufgeschlossen. Anzeichen für eine Stauchung der Moräne fanden sich nicht.

Es wäre demnach denkbar, daß eine Urform des Billetaues bereits durch die Gletscher des Niendorfer Vorstoßes angelegt worden ist. Die Streichrichtung des Billetaues entspricht



Abb. 7: Terrassensedimente der Bille am Krabbenkamp über Schmelzwassersanden.
R 35.857 H 59.334.

KORNGRÖSSENVERTEILUNG

Bille -Terrasse

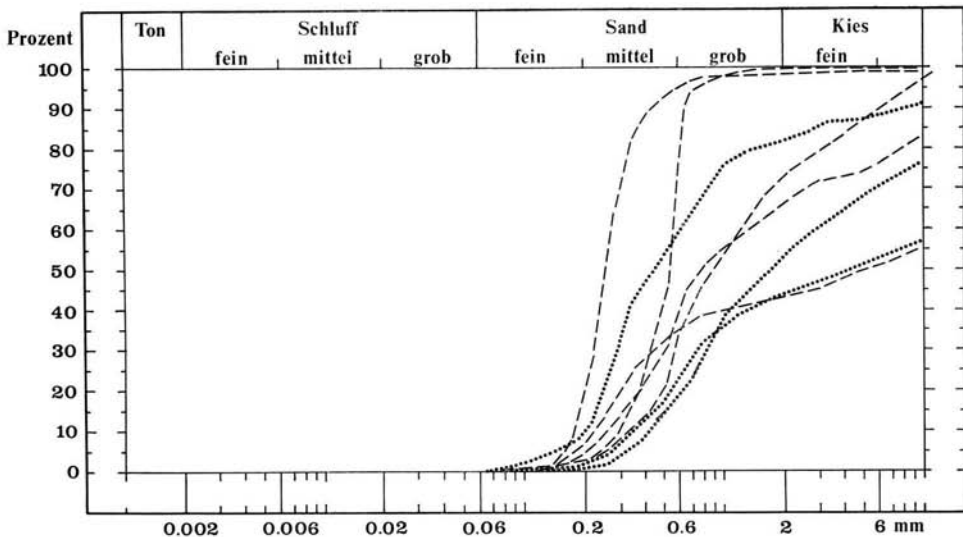


Abb. 8: Korngrößenverteilung der weichselzeitlichen Terrassensedimente.

Punktiert = Probe 11 bis 13 Baugrube am Krappenkamp, R 35.857 H 59.334 s. Abb. 1 Lokalität 5.
Gestrichelt = Probe 17 bis 21 Baugrube am Krabbenkamp, R 35.858 H 59.331 s. Abb. 1 Lokalität 6.

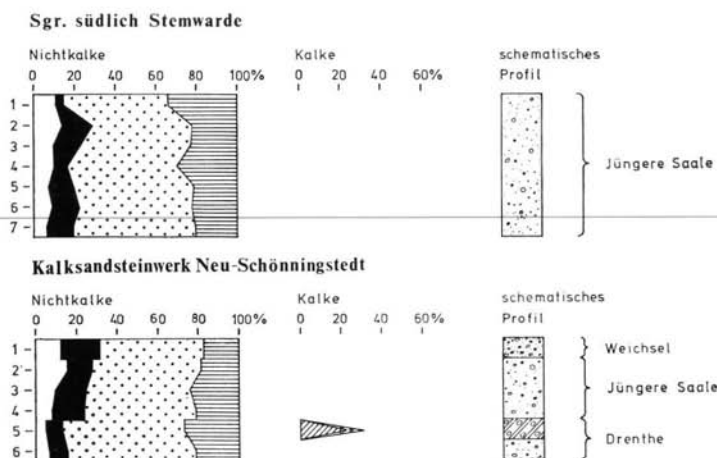


Abb. 9: Feinkiesanalysen aus dem Bereich des „Glinger Sanders“, Lage s. Abb. 1; Sgr. Neu-Schönningstedt R 35.820 H 59.375, Kalksandsteinwerk Neu-Schönningstedt R 35.835 H 59.358.

mit annähernd 40° der gemessenen Eisbewegungsrichtung des Niendorfer Vorstoßes in diesem Gebiet. (Meßstellen: Sachsenwald und Krabbenkamp, vgl. Abb. 1, Lokalität 3 und 4). Eine Erhaltung der Talform bis in die heutige Zeit wäre trotz der nachfolgenden Überfahung durch den Fuhlsbüttler Vorstoß nicht auszuschließen. So konnte EHLERS (1978 a: 66) nachweisen, daß das Kleckener Tal (Harburger Berge) während des Niendorfer Vorstoßes angelegt und vom Fuhlsbüttler Vorstoß überfahren worden ist, ohne daß die Talform zerstört wurde. Dagegen spricht jedoch, daß während des Fuhlsbüttler Vorstoßes (letzter Saale-Vorstoß im Hamburger Raum) der Glinger Sander aufgeschüttet worden ist (GRUBE 1967) — ein Vorgang, der unmöglich gewesen wäre, wenn zu dieser Zeit bereits die Möglichkeit des Abflusses durch das tiefer gelegene Billetal bestanden hätte.

Die Ausformung des Billetaues zu seiner heutigen Gestalt erfolgte während der Weichsel-Eiszeit. Die Schmelzwässer des bei Witzhave liegenden Eisrandes haben dabei überwiegend erosiv gewirkt; lediglich die beschriebenen gut 1 m mächtigen Terrassenschotter liegen als dünne Sedimentdecke über den älteren Ablagerungen.

Nur während des Weichsel-Hochglazials wird dabei das damalige etwa 700 m breite Billetal in seiner ganzen Breite periodisch von Schmelzwässern durchflossen worden sein. Beim Abschmelzen des Inlandeises kam es — möglicherweise im Zusammenhang mit dem Auftauen des periglazialen Dauerfrostbodens — zur Einschneidung des heutigen, etwa 200 m breiten Billetaues (Talaue), das auch jetzt noch zur Zeit der Schneeschmelze in voller Breite überflutet werden kann.

Das zweite Profil bei Reinbek schneidet genau den Punkt, an dem JASCHKE (1976: 79) sein stratigraphisches Profil aufgenommen hat. In diesem Bereich liegt eine ganze Anzahl tieferer Bohrungen vor. Der Untergrund ist hier stark gestaucht. Schichten des Tertiärs (Glimmerton und feinsandige Schluffe der Reinbek-Stufe des oberen Miozäns) sind von den Gletschern mit eiszeitlichen Ablagerungen verschuppt und bis in Höhen von über NN + 20 m emporgepreßt worden.

In diese gestauchten Ablagerungen hat sich das Billetal eingeschnitten. Auf die Phase der Einschneidung folgte zunächst eine Ablagerung von relativ feinkörnigen Schmelzwassersanden, bevor im Weichsel-Hochglazial die Aufschotterung der Terrasse und schließlich im Spätglazial die erneute Einschneidung des heutigen Billetales erfolgte.

Mit Sicherheit findet sich an dieser Stelle im Billetal keine Moräne der Weichsel-Ver-eisung. Die von JASCHKE (1976) beschriebenen Sedimente sind die groben Schotter der Bille-Terrasse, die zwar einer alpinen Fließ-Moräne ähneln, nicht aber einer Grundmoräne des Norddeutschen Tieflandes.

Im Folgenden soll der Aufbau der Umgebung des Billetales dargestellt werden. Während es auf der Grundmoränenebene des Sachsenwaldes kaum brauchbare Aufschlüsse gibt, bieten einige tiefere Gruben im westlich angrenzenden Bereich des Glinder Sanders Einblick in den Aufbau des Untergrundes.

In einer Sandgrube bei Neu-Schönningstedt (Abb. 1, Lokalität 1) waren über 20 m mächtige, meist schrägeschichtete Schmelzwassersande aufgeschlossen. Schrägschichtungsmessungen zeigten, daß es sich hierbei um zwei unterschiedliche Sanderschüttungen handelt. Der untere, feinkörnigere Teil der Sande ist nach NW geschüttet, der obere, gröbere Teil dagegen nach WSW. GRUBE (1967: 186) machte in den Gruben um Stemwarde ähnliche Beobachtungen. Er führt den Wechsel in der Fließrichtung darauf zurück, daß erst seit der Schüttung des oberen Teils des Sanders das Elbe-Urstromtal als Vorfluter zur Verfügung stand.

Die Sande sind völlig entkalkt und weisen erhebliche Anzeichen von Verwitterung auf. Dies zeigen auch Feinkiesanalysen (Abb. 9) aus der Sandgrube Neu-Schönningstedt (Abb. 1, Lokalität 1) und aus dem Aufschluß des Kalksandsteinwerkes Neu-Schönningstedt (Abb. 1, Lokalität 2). In dem Aufschluß des Kalksandsteinwerkes werden sie von einer in sich gestauchten Grundmoräne unterlagert, die auf Grund ihrer Feinkieszusammensetzung als Moräne des Drenthe-Vorstoßes angesprochen werden muß. Überlagert werden die Sande von einer Fließerde. In einer Mulde ist ein mehrere Dezimeter mächtiges Torf-Vorkommen aufgeschlossen, das vermutlich in die Eem-Warmzeit oder in ein Weichsel-Interstadial zu stellen ist.

Feinkieszusammensetzung und Schüttungsrichtung der Schmelzwassersande lassen vermuten, daß es sich tatsächlich — wie von GRUBE (1967: 186) behauptet — um Vorschütt-sande des Fuhlsbüttler Vorstoßes handelt. Bei Dassendorf finden sich über der Niendorfer Moräne zwei jüngere Grundmoränen, von denen die ältere der Fuhlsbüttler Moräne entspricht. Die Jüngere ist gleichzusetzen mit der Warthe-Moräne MEYERS (1965) aus dem Lauenburger Raum (mdl. Mitt. GRUBE).

Korngrößenanalysen der Sander-Ablagerungen (Abb. 10) geben interessante Einblicke in die Sedimentationsbedingungen im Vorfeld des spätsaalezeitlichen Inlandeises. Selbst in den ausgesprochen kiesig wirkenden Partien geht der Kiesanteil der Proben nur in einem Teil knapp über 20 % hinaus; in allen Fällen überwiegen die Mittel- bis Grobsande. Während die kiesärmeren Proben eine sehr gleichmäßige Kornverteilung aufweisen, zeigt die Summenkurve der kiesreicheren Proben einen deutlichen Knick, das heißt, daß die Korngrößenverteilung zwei Maxima aufweist. Die Mehrgipfligkeit der Kurven ist darauf

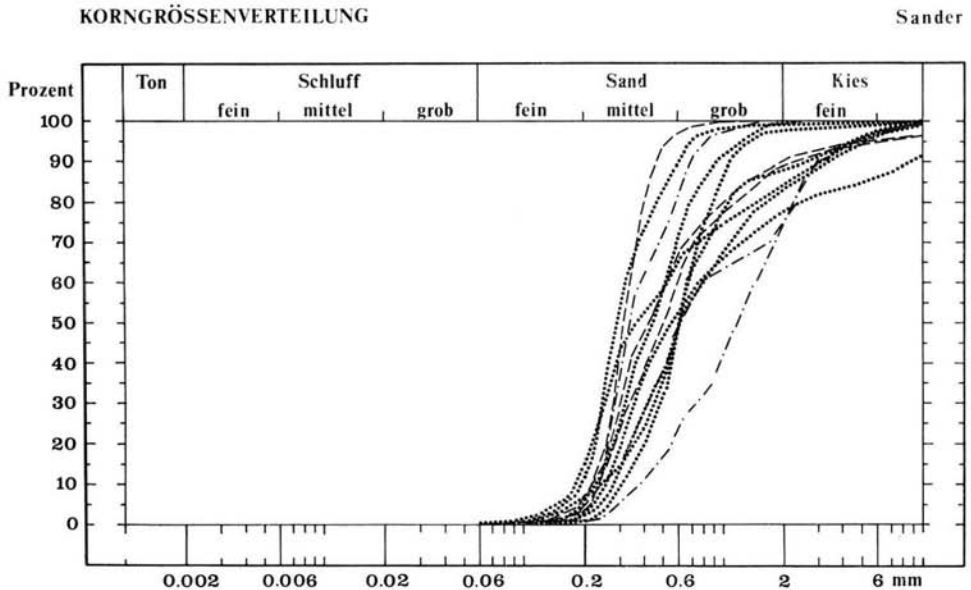


Abb. 10: Korngrößenverteilung der saalezeitlichen Sandersedimente.

Punktirt = Probe 1 bis 7 Oberer Teil des „Glinger Sanders“ R 35.857 H 59.334.

Gestrichelt = Probe 8 bis 10 Unterer Teil des „Glinger Sanders“ R 35.820 H 59.380.

Punktirt und gestrichelt = Probe 14 bis 16 Sandersedimente unter der Billeterrasse am Krabbenkamp R 35.857 H 59.334.

zurückzuführen, daß die Sedimente auf unterschiedliche Weise transportiert worden sind (vgl. PETTIJOHN 1975). Die groben Kiese wurden an der Sohle der Schmelzwasserflüsse gerollt, während sich die Masse der Sedimente durch Saltation fortbewegte und sich das Feinmaterial in Suspension befand. Offenbar ließ die hohe Fließgeschwindigkeit jedoch nicht zu, daß suspendiertes Material in größerem Umfang hätte abgelagert werden können. Die Kurven weisen daher meist nur zwei Maxima auf.

Während die Umgebung des Billetaies überwiegend aus Grundmoränen- oder Sander-Ebenen besteht, findet sich nordwestlich von Aumühle mit der Reliefeinheit Klingeberg—Hammelsberg eine endmoränenartige Form. Der Klingeberg streicht NW—SE und überragt mit seiner Höhe von 59,3 m NN die Umgebung um etwa 15 m. Auf der Karte von DÜCKER (1958) ist hier eine Randlage der Saale-Vereisung eingetragen. In einem kleinen Aufschluß auf dem Klingeberg waren gestauchte Schmelzwassersande aufgeschlossen, die in einem Winkel von etwa 60° nach E einfielen. Die Darstellung der Schichtflächen im Schmidt'schen Netz (vgl. EHLERS 1978 a: 17—23) zeigt, daß die Stauchung aus etwa 95° erfolgt ist (Abb. 11). Es könnte sich damit um eine Stauchung durch den Fuhlsbüttler Vorstoß handeln, dessen Eis nachweislich im Harburger Raum aus dieser Richtung vorgestoßen ist (EHLERS 1975, 1978 a).

Von den drei im Hamburger Raum anstehenden Saale-Grundmoränen war im Bereich des Billetaies selbst nur die Niendorfer Moräne an drei Stellen aufgeschlossen: in einer Baugrube und in einem Wegeinschnitt am Krabbenkamp sowie am Prallhang der Bille nördlich von Aumühle. An zwei Stellen konnten Geschiebe-Einregelmessungen

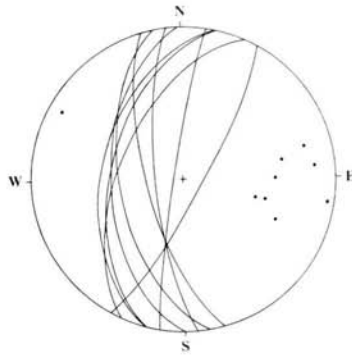


Abb. 11: Stauchungsmessungen am Klingeberg im Schmidt'schen Netz, untere Halbkugel R 35.849 H 59.351.

durchgeführt werden. Die Diagramme zeigen jeweils Maxima im Bereich von $35\text{--}45^\circ$. Die nordöstliche Eisvorstoßrichtung ist typisch für den Niendorfer Vorstoß im Harburger Raum (vgl. EHLERS 1975, 1978 a).

Auch die Korngrößenanalysen zeigen eine starke Übereinstimmung mit den Werten, die EHLERS (1978 a: 6) für Niendorfer Moränen aus dem Süden Hamburgs ermittelt hat. Vergleichbar sind auch die Analysen, die HÖFLE (1979) für die Drenthe-2-Moräne (= Niendorfer Moräne) von Hemmoor angibt. Charakteristisch ist der sehr geringe Sortierungsgrad und der hohe Anteil von Schluff und Ton. Die Moränenproben-Analysen aus dem Billetal bestätigen den bereits im Gelände gewonnenen Eindruck, daß der Tongehalt der Niendorfer Moräne im Billetal offenbar relativ gering ist. Während in Hemmoor bis 15 % Ton und in den Harburger Bergen 17—21 % Ton gemessen wurden, fanden sich im Billetal nur noch 12—14 % Ton.

6. Feinkiesanalysen

Zur Absicherung der stratigraphischen Aussagen wurden im Untersuchungsgebiet an fünf Profilen Feinkiesanalysen vorgenommen (Abb. 12). Im Hamburger Raum ist es mit Hilfe von Feinkieszählungen der Fraktion 3—5 mm möglich, pleistozäne Schichtenfolgen altersmäßig einzustufen (EHLERS 1978 a, b).

Am Prallhang der Bille im Sachsenwald war die Niendorfer Moräne in einem etwa 2 m hohen Anschnitt aufgeschlossen. Am Ort der Einregelungsmessung wurde auch eine Probe für eine Feinkieszählung entnommen. Das Ergebnis zeigt die für dieses Gebiet typischen Werte, bei denen vor allem der relativ hohe Gehalt an Schreibkreide auffällt. Daß er hier mit 16,4 % unter den Werten aus den anderen Profilen liegt, wird eine Folge der Verwitterung sein, die auf die Aufschlußwand eingewirkt hat.

Typisch für den Raum östlich von Hamburg ist der relativ geringe Flintgehalt der Niendorfer Moräne, der die Unterscheidung von anderen Ablagerungen der Saale-Eiszeit erschwert. Die Untersuchung einer Bohrung bei der Sternwarte in Bergedorf, die ein nahezu vollständiges Pleistozän-Profil mit drei Saale- und einer Elster-Moräne durchteuft hat, hat jedoch gezeigt, daß eine Unterscheidung hier dennoch möglich ist (mdl. Mitt. EHLERS).

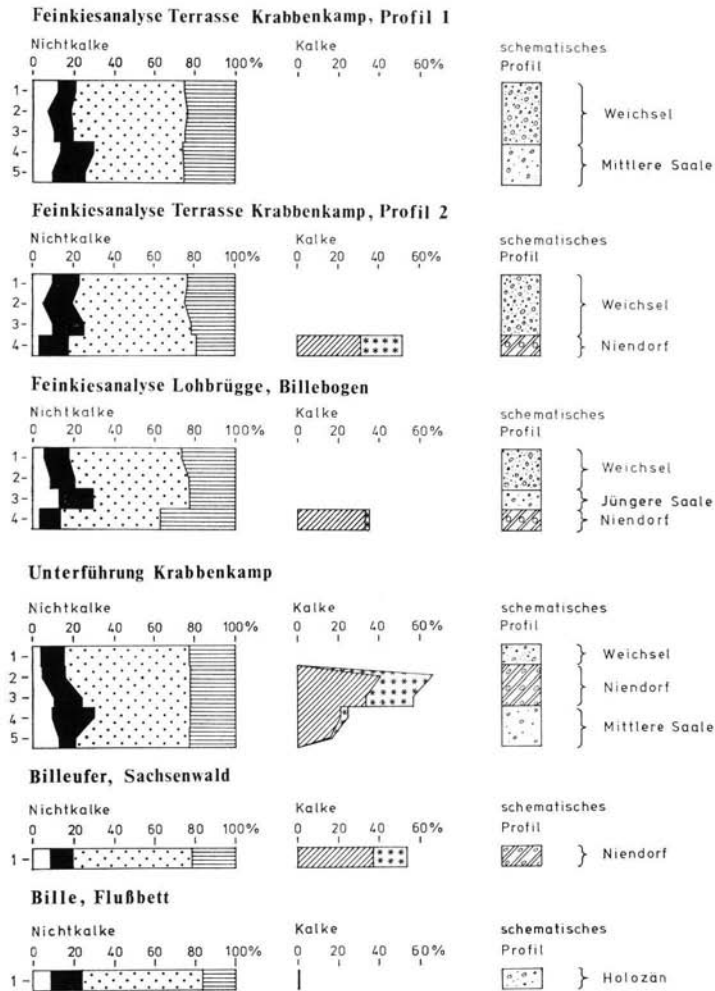


Abb. 12: Feinkiesanalysen aus dem Bereich des Billetaales, Lage s. Abb. 1

Unterführung Krabbenkamp	R 35.862 H 59.337
Billeufer, Sachsenwald	R 35.864 H 59.345
Bille, Flußbett	R 35.867 H 59.363
Terrasse Krabbenkamp, Profil 1	R 35.858 H 59.331
Terrasse Krabbenkamp, Profil 2	R 35.857 H 59.334
Lohbrügge, Billebogen	R 35.804 H 59.298

Der Aufschluß an der Straßenunterführung am Krabbenkamp zeigt die Niendorfer Moräne über ihren Vorschüttungen. Während in der Grundmoräne der Anteil der Kreidekalken zwischen 23,7 und 25,1 % liegt, geht dieser in den Schmelzwassersanden auf 0,9 bis 3,7 % zurück. Auch der Gehalt an paläozoischen Kalken zeigt diesen Rückgang, der auf die stärkere Verwitterung der Sande zurückzuführen ist. Wo diese Schmelzwassersande nicht von einer Grundmoräne bedeckt sind und nicht unterhalb des Grundwasserspiegels liegen, sind sie viele Meter tief entkalkt (z. B. in der Sandgrube Neu-Schönningstedt).

Eine Baugrube am Krabbenkamp zeigte die Schmelzwasserschotter der Bille-Terrasse über älteren Schmelzwassersanden (vermutlich Vorschüttungen des Niendorfer Vorstoßes), eine andere Baugrube ermöglichte Einblick in die Ablagerungen der Bille-Terrasse über der Grundmoräne des Niendorfer Vorstoßes. In beiden Fällen sind die Ablagerungen des weichselzeitlichen Billetales völlig entkalkt und zeigen auch sonst deutliche Zeichen der Verwitterung. Vor allem die dunklen Glimmer sind stärker angegriffen. Die Feinkieszusammensetzung ähnelt stark der der weichselzeitlichen Kiese des Elbe-Urstromtales (EHLERS 1980).

Eine Bohrung im Billebogen in Hamburg-Bergedorf nördlich des S-Bahnhofes Bergedorf erbrachte folgendes Profil (Lage vgl. Abb. 1, Lokalität 8):

- 0—2,20 m Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig
- 4,20 m Fein- bis Mittelkies, grobsandig
- 7,00 m Geschiebemergel, tonig, grau.

Die Bohrung steht im Billetal in einer Höhe von NN + 5,90 m.

Die Feinkiesanalyse zeigt, daß auch hier unter den typischen Sanden des weichselzeitlichen Billetales die nahezu unverwitterte kreidereiche Grundmoräne des Niendorfer Vorstoßes ansteht. Hier erreicht der Kreidgehalt mit 36,6 % noch höhere Werte als im Bereich des Krabbenkamps und im Sachsenwald (Abb. 9), wo maximal 25,1 % erreicht werden.

Die Feinkiesanalysen haben die Vermutungen über den geologischen Bau des Untersuchungsgebietes bestätigt. Bei den untersuchten Moränenproben handelt es sich jeweils um Material der Niendorfer Moräne. Hinweise auf weichselzeitliche Grundmoränen wurden nicht gefunden.

7. Ergebnisse

Ob das Billetal bereits während der Saale-Eiszeit vorgebildet worden ist, oder ob es sich um eine ausschließlich im Zuge der Weichsel-Vereisung entstandene Form handelt, läßt sich auf Grund der vorliegenden Untersuchung nicht eindeutig beantworten. Gewisse Hinweise sprechen jedoch dafür, daß das heutige Billetal auf eine während des Niendorfer Vorstoßes (mittlere Saale-Kaltzeit) gebildete Hohlform zurückgeht. Dagegen spricht jedoch, daß nach dem Niendorfer Vorstoß noch der hochliegende Glinder Sander neben dem Billetal aufgeschüttet worden ist.

Während des Hochglazials der Weichsel-Eiszeit reichte das nordische Inlandeis bis nach Witzhave am Nordrand des Untersuchungsgebietes. Seine Schmelzwässer erodierten das weite Billetal mit seinen großen Talmäandern und lagerten schließlich gut 1 m mächtige Terrassenschotter ab, die im Talverlauf in mehrere, aber wahrscheinlich annähernd zeitgleich gebildete Terrassenkörper zu untergliedern sind.

Als das Weichsel-Eis abschmolz, schnitten sich die Schmelzwässer stärker ein und formten das heutige, etwa 200 m breite innere Billetal, das heute nur während der Schneeschmelze noch in ganzer Breite vom Wasser durchflossen wird.

Während des Holozäns wurden teils feinkörnige Sande, teils humose Sedimente abgelagert, in die sich die Bille — auf Grund der anthropogenen Entwaldung und des dadurch verstärkten Oberflächenabflusses — etwa einen Meter tief eingeschnitten hat.

Hinweise darauf, daß das Weichsel-Eis im Billetal bis an die Elbe vorgedrungen wäre, wurden während der Untersuchungen nicht gefunden. Nach Auswertung der Unterlagen des Geologischen Landesamtes Hamburg und nach Geländeuntersuchungen vermögen wir der Hypothese von JASCHKE (1976) nicht zu folgen.

8. Schriftenverzeichnis

- EHLERS, J. (1975): Neue Untersuchungen zur Entstehung der Harburger Berge. — Harburger Jb., **14**: 7—49, 21 Abb., 1 Tab.; Harburg.
- (1978 a): Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung. — Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, **68**: 181 S., 178 Abb., 47 Fot.; Hamburg.
- (1978 b): Feinkieszählungen nach der niederländischen Methode im Hamburger Raum. — Der Geschiebesammler, **12** (2/3): 47—64, 7 Abb., 2 Fot.; Hamburg.
- (1980): Fine gravel analyses of drilling samples from the Hamburg area. — Meded. Rijks Geol. Dienst, **34** (7): 45—50, 6 figs.; Haarlem.
- GRIPP, K. (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. — 154 S., 35 Abb., 16 Taf.; Hamburg (Boysen in Komm.).
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 63 Abb., 57 Taf., 3 Kt.; Neumünster (Wachholtz).
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss-)Kaltzeit im Hamburger Raum. — Frühe Menschheit und Umwelt, **2**: 168—195, 1 Tab., 8 Taf.; Köln/Graz.
- (1969): Zur Geologie der weichsel-eiszeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. Ein Beitrag zur regionalen Geologie von Hamburg. — Abh. u. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **13**: 141—194, 2 Abb., 1 Beil.; Hamburg.
- HÖFLE, H.-C. (1979): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. — Ver. Naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **23**: 81—92, 3 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- HOMCI, H. (1974): Jungpleistozäne Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt-Meiendorf). — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**: 99—126, 8 Abb.; Hamburg.
- ILLIES, H. (1952): Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes. — Geol. Jb., **66**: 525—558, 10 Abb.; Hannover.
- JANZA, W. (1961): Bergedorf-Lohbrügge. Eine gewachsene Trabantenstadt Hamburgs. — Diss. Univ. Hamburg: 130 S., Anh.; Hamburg.
- JASCHKE, D. (1976): Die weichselzeitliche Eisrandlage im Osten von Hamburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 75—81, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- LANGE, W., MENKE, B. & PICARD, K.-E. (1979): Die Deutung glazigener Sedimente in Schleswig-Holstein. — Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **23**: 51—68, 2 Abb.; Hamburg.
- MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 47—60, 3 Abb., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- OLBRICHT, K. (1909): Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. — Forsch. dt. Landeskde. u. Volkskde., **18**: 501—647, 4 Abb., 8 Taf.; Stuttgart.
- PETTIJOHN, E. J. (1975): Sedimentary Rocks. — 3rd ed., 628 pp., 347 figs., 86 tabs.; New York, Evanston, San Francisco and London (Harper & Row).
- PFEFFERLE, R. (1935): Zur Morphologie der Talsandterrassentäler in der Umgebung von Hamburg. — Diss. Univ. Hamburg: 77 S., 5 Taf.; Hamburg.
- STOLLER, J. (1914): Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. — Jber. Niedersächs. Geol. Vereinig., **7**: 214—230, 1 Kt.; Hannover.
- UPHOFF, L. (1949): Von der Bille. — „Lichtwark“, Mitt.bl. des Lichtwark-Ausschusses in Bergedorf, **1**, 3, 4; Hamburg-Bergedorf.

Verzeichnis der benutzten Karten und Luftbilder

Topographische Karten:

- 1 : 5 000 Blatt Burgstall, Sachsenwaldau, Ohe (Kreis Stormarn), Aumühle, Wohltorf; Ausgabe 1958
Blatt Reinbek-Ost, Reinbek, Lohbrügge-Ost; 1959
Blatt Bergedorf; Ausgabe 1968
- 1 : 25 000 Blatt 2427 Glinde; Ausgabe 1974 und Erstausgabe von 1880
Blatt 2426 Wandsbek; Ausgabe 1956
Blatt 2328 Trittau; Ausgabe 1965
- 1 : 50 000 Blatt 2328 Trittau; Ausgabe 1968
Blatt 2528 Geesthacht; Ausgabe 1969
Blatt 2526 Hamburg-Wandsbek; Ausgabe 1965

Thematische Karten:

- 1 : 20 000 Gewässerkarte von Hamburg; Blatt 6818 Südost und 6832 Ost; Ausgabe 1976
- 1 : 25 000 Geologische Karte; Blatt 2427 Glinde; Berlin 1913
- 1 : 200 000 Geologische Karte: Blatt Hamburg-Ost; Hannover 1977
- 1 : 300 000 Nordwestdeutschland; A. Bentz, 1951
- 1 : 500 000 Geologische Karte von Schleswig-Holstein; A. Dücker, 1958
- 11 Luftbilder im Maßstab 1 : 12 000 vom Lauf der Bille zwischen Witzhave und Reinbek (Objekt Willinghusen); Aufnahme 1977.

Manuskript eingegangen am 4. 5. 1981.

Sedimentologische und mineralogische Merkmale von Lössen und Lößderivaten in Franken

NORMAN PEINEMANN & KARSTEN GARLEFF *)

Loess, colluvium, weathering, parent material, Keuper, Lower Jurassic, Holocene, terraces, sedimentary rock, fluvial feature, valley, transport, granulometry, majorelement analysis, mineral composition, albite, microcline, ray powder diffraction, critical review, climatic effect, index map. Southwestern German Hills (Franconia), Bayern. TK 6024, 6031, 6131

Kurzfassung: Zur Charakterisierung der Anteile von Lössen und Verwitterungsprodukten der liegenden Keuper- und Liasgesteine innerhalb kolluvialer Mischsedimente und holozäner Terrassenkörper erweisen sich in Oberfranken neben Korngrößenverteilungen insbesondere Quarz-Feldspat- und Albit-Mikroclin-Quotienten als geeignete Indizes. Danach sind an den untersuchten bodenerosiv überprägten Flachhängen bevorzugte Abtragung von Löß und Liegendmaterial an den Oberhängen, vorherrschender Durchtransport an den Mittelhängen und Ablagerung von Mischsedimenten an den Unterhängen zu erkennen. In den holozänen Sedimenten der Vorfluter sind Lößderivate demgegenüber nur gering vertreten, woraus auf vorherrschenden Durchtransport dieses Materials in den untersuchten Talstrecken und — im Vergleich mit niedersächsischen Beispielen entsprechender Größenordnung — auf eine regionale Differenzierung der holozänen fluvialen Dynamik geschlossen wird, die möglicherweise auf Unterschiede des Regionalklimas zurückzuführen ist.

[Sedimentological and Mineralogical Characteristics of Loess and Loess-Derivates in Franconia, Western Germany]

Abstract: Granulometric dates and especially quotients of quartz-feldspar- and of albit-microcline-contents are suitable indexes to characterize loess-derivates and weathering products of the underlying Keuper- and Lias-materials within holocene coluvial sediments. By them means it can be shown that the investigated gentle slopes in Upper-Franconia (Southeastern Germany) are divided into areas of predominant erosion of loess and underlying weathering materials at the upper part, prevailing transport at the middle part and partial accumulation of mixed coluvium at the lower part of the slope. The corresponding holocene sediments in the adjacent valleys contain only very small portions of loess-derivates, according to the prevailing downstream transportation of these materials. Compared to equivalent valleys in Niedersachsen (Northwestern Germany) regional differences of the holocene fluvial dynamics are to be seen which possibly depend on regional climatic differences.

Im Rahmen vergleichender Untersuchungen holozäner Substratumlagerungen in Südniedersachsen und Oberfranken ergab sich das Problem der sedimentologischen und mineralogischen Kennzeichnung von Deckschichten, insbesondere Lößdecken und ihren Umlagerungsprodukten. Besondere Bedeutung erlangte diese Fragestellung außerhalb des Bereichs annähernd geschlossener Lößverbreitung in Oberfranken, in dem das unregelmäßig fleckenhafte Vorkommen von Lößdecken, die weite Verbreitung gekappter Bodenprofile und die verbreitete Vermengung des Lösses mit den Verwitterungsprodukten der liegen-

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. N. Peinemann, Instituto de Edafología e Hidrología, Universidad Nacional del Sur, Avenida Alem 925, Bahía Blanca, Argentinien. — Prof. Dr. K. Garleff, Geographisches Institut der Universität Bamberg, Am Kranen 12, D-8600 Bamberg.

Prof. PEINEMANN war im Sommerhalbjahr 1980 als Stipendiat der Alexander von Humboldt-Stiftung, der für die großzügige Gewährung eines Stipendiums auf diesem Wege nochmals gedankt sei, an den Geographischen Instituten der Universitäten Göttingen und Bamberg tätig.

Für die Beratung und Unterstützung bei den mineralogischen Untersuchungen sei Frau Dr. A. HEYDEMANN, Sedimentpetrographisches Institut der Universität Göttingen herzlich gedankt.

den mesozoischen Gesteine auf intensive holozäne Verlagerung hinweisen. Gleichzeitig lassen diese Verhältnisse Beziehungen zur phasenhaft starken holozänen Dynamik in den Talböden (vgl. SCHIRMER 1978, 1980) und damit Schlüsse auf Art und Ausmaß sowie zeitliche Stellung der Umlagerungsprozesse erwarten. Darüber hinaus zielt das Programm auf die Untersuchung eventueller Beziehungen zwischen der regional differenzierten holozänen Substratumlagerung einerseits, wie sie sich aus dem Vergleich der Befunde in Südniedersachsen (vgl. WILDHAGEN & MEYER 1972; BRUNOTTE 1978, 1979; BORK & ROHDENBURG 1979) und in Oberfranken ergibt, und der regionalen Differenzierung der holozänen fluvialen Dynamik andererseits, die sich in Art und Umfang entsprechender Sedimente in Tälern vergleichbarer Größenordnung, wie z. B. Regnitz/Obermain und Werra/Oberweser (vgl. STRAUTZ 1962; SCHIRMER 1980), dokumentiert. Diese regionalen Differenzierungen sollten auch vor dem Hintergrund der klimatischen Abwandlung von subozeanischen Bedingungen in Südniedersachsen zu subkontinentalen in Franken betrachtet werden.

Zur Untersuchung wurden in Oberfranken an zwei Toposequenzen Proben aus Löß, bzw. mit Liegendmaterial vermengten Lössen, Kolluvien sowie holozänen Sedimenten der Talböden entnommen. Zum Vergleich wurden Proben aus reinen Lössen mächtigerer Lößprofile im westlich benachbarten Unterfranken herangezogen (vgl. Abb. 1). Diese Proben wurden hinsichtlich ihrer Korngrößenspektren sowie ihrer Gehalte an organischer Sub-

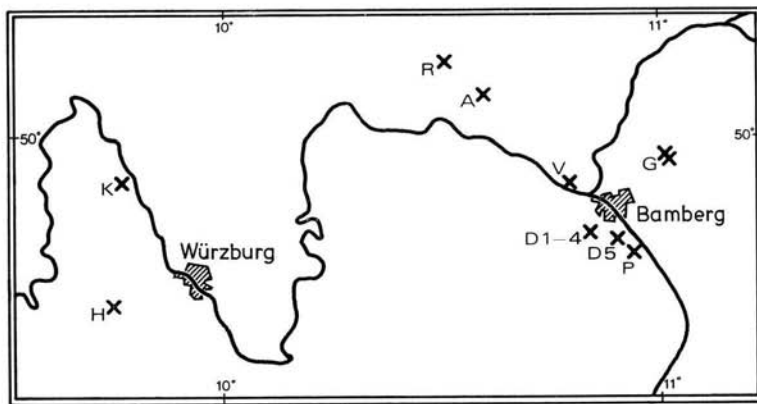


Abb. 1: Lage der Untersuchungspunkte.

stanz und an CaCO_3 untersucht. Die Korngrößenuntersuchung erfolgte nach Sieben der lufttrockenen Proben bis 2 mm, Zerstörung der organischen Substanz und der Karbonate sowie nach Dispergierung mit $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ durch Abschlämmen und Anwendung der Pipett-Methode. Der Gehalt an organischer Substanz wurde nach nasser Veraschung mit H_2SO_4 und $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ kolorimetrisch und der an CaCO_3 mit der Scheibler-Apparatur gasometrisch bestimmt (vgl. SCHLICHTING & BLUME 1966).

Zur Kennzeichnung der Lößanteile in den Mischsedimenten der Kolluvien und Talauen lieferten die genannten sedimentologischen Verfahren keine eindeutigen Aussagen, so daß versucht wurde, mit mineralogischen Verfahren weitere Aussagen zu gewinnen. Diese Untersuchungen wurden auf die Grobschluff-Fraktion als der charakteristischen Komponente der Löss beschränkt und umfaßten:

1. die mikroskopische Auszählung der Körner unter einer Emulsion mit dem Brechungsindex von 1,536,
2. die Ermittlung der Infrarotspektren zwischen 900 und 600 cm^{-1} in KBr-Tabletten sowie quantitative Bestimmung der Mineralmengen (vgl. FLEHMING & KURZE 1973) sowie
3. die Ermittlung der Röntgen-Reflexe zwischen 20, 27 und 29° zur Differenzierung von Albit und Mikroklin.

Zur Kennzeichnung der Merkmale reiner Lössen wurden Proben aus den C-Horizonten mächtiger Lössprofile in Unterfranken untersucht (vgl. Abb. 1 und Tabelle 1, „A, H, K, R“) und mit Mittelwerten aus 8 Lössproben aus der Filder südöstlich Stuttgart verglichen (vgl. Tabelle 1, „F“ und ALAILY 1972). Hinsichtlich der Korngrößenpektren und CaCO_3 -

Probe	T	Korngrößen %		gU	S	% CaCO_3	% org. Subst.
		fU	mU				
H	19,1	9,0	27,5	40,2	4,2	6,3	--
K	16,7	6,5	19,3	36,3	21,2	14,3	--
R	23,9	9,9	27,4	34,8	4,0	5,9	--
A	28,6	10,6	22,3	27,8	10,7	0	--
F	16,0	5,3	26,5	51,1	2,4	variabel	--
D1S	13,6	5,3	4,5	3,8	72,8	0	0,6
D1T	55,3	12,0	7,9	8,5	16,3	0	0,4
D2	18,1	4,4	16,6	24,3	36,6	0	0,7
D3	18,7	5,4	13,2	22,8	39,9	0	0,8
D4	23,7	8,0	22,7	26,9	18,7	0	1,1
D5	26,8	8,3	12,4	18,3	34,2	0	1,5

Tab. 1: Korngrößenverteilung, Gehalt an CaCO_3 und organischer Substanz in Lössproben und Proben der Toposequenz Debring.

Gehalte zeigen sich relativ große Abwandlungen. Mit Vorbehalten läßt sich zum Randbereich der geschlossenen Lössverbreitung, d. h. in annähernd westöstlicher Richtung, eine Tendenz zur Zunahme der Tongehalte und feineren Schlufffraktionen sowie zur Abnahme der CaCO_3 -Gehalte erkennen. Danach könnte in den östlich benachbarten, engeren Untersuchungsgebieten in den geringmächtigeren, meist verunreinigten Lössen mit primär höheren Anteilen der feineren Fraktionen gerechnet werden.

Die Untersuchung der engräumigen Abwandlung wurde an zwei ackerbaulich genutzten, bodenerosiv beeinflussten Toposequenzen im westlichen Oberfranken (vgl. Abb. 1, „D“ und „G“) durchgeführt. An den N- bis NE-geneigten Flachhängen erfassen die Pro-

ben am Oberhang die freigelegten mesozoischen Gesteine bzw. deren Verwitterungsprodukte, am Mittelhang pedologisch überprägtes Lößmaterial, an den Unterhängen und in den Talauen der lokalen Vorfluter kolluviale Mischsedimente (Abb. 2). Dabei treten im Oberhangsbereich der Toposequenz Debring Gesteine des mittleren Keupers, km Bo, hier

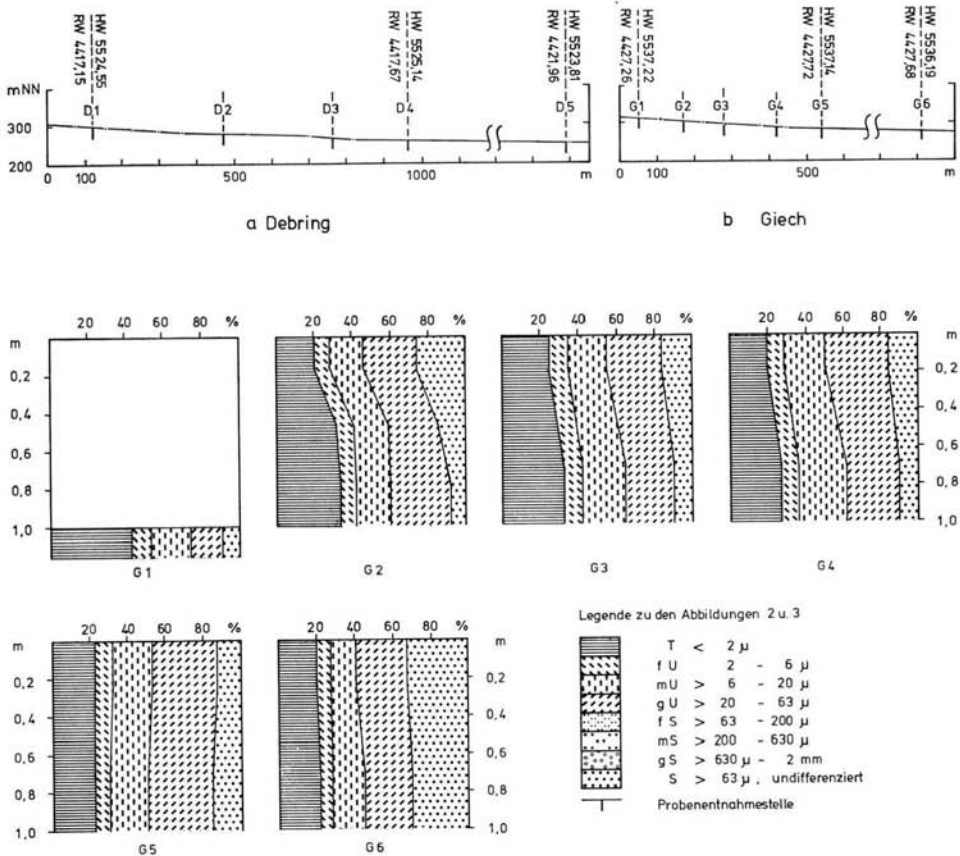


Abb. 2c

Abb. 2: Toposequenzen a) Debring, b) Giech.

Sandsteine und Tonsteine (vgl. LANG 1970), zutage und auch das Einzugsgebiet des lokalen Vorfluters, der Aurach, liegt im wesentlichen im Ausstrichsbereich dieser stratigraphischen Einheit. Am Oberhang der Toposequenz Giech stehen die Tonsteine des Lias Delta, Amaltheen-Ton, an (vgl. KOSCHEL 1970) und der Einzugsbereich des lokalen Vorfluters, des Leitengrabens, liegt zur Gänze im Ausstrichsbereich der Gesteine des Lias.

Die Korngrößenverteilungen der Proben aus der Toposequenz Debring (Tabelle 1 „D 1—5“) weisen durch den relativ hohen Sandanteil im Löß des Mittelhanges auf eine Beimengung sandigen Keupermaterials hin, während die durch hohe Gehalte an organischer Substanz gekennzeichneten Kolluvien am Hangfuß durch den höheren Anteil der feineren Fraktionen Beimengung von Keuperton andeuten. Im Talauenbereich der Aurach

ist schließlich eine Verringerung des Lößanteils zu erkennen. Bei der Toposequenz Giech wurden die Korngrößenverteilungen für jeden Entnahmepunkt in verschiedenen Bodentiefen dargestellt (Abb. 2c). Die Veränderung der Ton- und Sandanteile dürfen hier auf unterschiedliche, meist aber wohl geringe Beimengung von Lias-Ton sowie vor allem auf pedogenetische Prozesse, hier insbesondere Tonverlagerung im Zuge der Löß-Parabraunerdebildung, zurückzuführen sein. Das Kolluvium des Hangfußes kann als homogenisiertes A_p - und A_l -Material angesprochen werden, während im Talauenbereich des Leitengrabs wiederum ein höherer Sandanteil durch Beimengung anderer Materialien zu verzeichnen ist.

Zur Prüfung der Frage nach eventuellen Verknüpfungsmöglichkeiten und/oder Veränderungen der Sedimente bei weiterem Transport wurden Proben aus den holozänen Sedimenten der größeren Vorfluter Regnitz und Main bei Pettstadt und Viereth (vgl. Abb. 1, „P, V“) entnommen. Die Entnahmestelle Pettstadt liegt im Bereich der Einmündung von Aurach und Rauher Ebrach in die Regnitz in einem Terrassenkörper, der nach SCHIRMER's (1980) Untersuchungen einer Umlagerungsphase vom Spätmittelalter bis zur Frühen Neuzeit entspricht und der Staffelbacher-Terrasse des Obermainales zu parallelisieren ist. Die Entnahmestelle Viereth liegt unterhalb der Leitenbach- und Regnitz-Einmündung in den Main im Terrassenkörper der Staffelbacher-Terrasse (SCHIRMER 1980). Innerhalb der vorwiegend sandigen und kiesigen Sedimente dieser Terrassenkörper wurden relativ feinmaterialreiche Partien in verschiedenen Tiefenlagen ausgewählt (Abb. 3). Die Korngrößenverteilungen lassen starke Schwankungen der Schluff- und Ton-Anteile

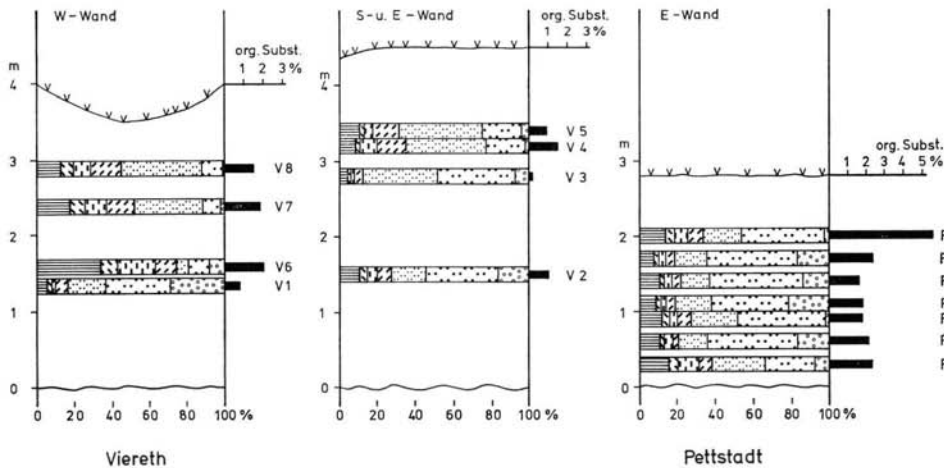


Abb. 3: Korngrößenverteilung in Sedimenten holozäner Terrassen.

erkennen, insbesondere in der Main-Terrasse (Abb. 3, Viereth), die auf kräftige Schwankungen der Transport- und Sedimentationsbedingungen hinweisen. Im Regnitz-Material sind diese Schwankungen geringer und zeigen eine Tendenz zur Zunahme der feineren Fraktionen in den tieferen Partien des Terrassenkörpers. Die Gehalte an organischer Substanz weisen ebenfalls Schwankungen auf und deuten mit den im Regnitz-Sediment generell höheren Werten darauf hin, daß hier ein höherer Anteil an Oberboden-Material in die Sedimentation einging oder daß aufgrund der Sedimentationsbedingungen eine syn-sedimentäre Anreicherung möglich war.

Die dargelegten Differenzierungen der Korngrößenspektren der Liegend-Gesteine, Löss, Kolluvien, Talauensedimente und holozänen Terrassenkörper erlauben keine sicheren Schlüsse auf die Herkunft bzw. Mischungsverhältnisse der holozän verlagerten Materialien. Um dieser Frage weiter nachgehen zu können, wurde unter Auswertung vorliegender Untersuchungen zu ähnlichen Fragestellungen nach mineralogischen Kennzeichen der verschiedenen Ausgangsgesteine und Verlagerungsprodukte gesucht. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von LIPPMANN (1952), KHARKWAL (1959) oder ALAILY (1972) konnten signifikante Unterschiede im Feldspatgehalt zwischen den Lößprofilen (Tabelle 2, „A, H, K, R“) und dem Lias-Material (Tabelle 2, „G1“) festgestellt werden. So liegen die Feldspatgehalte der Lößproben etwa doppelt so hoch wie die der Lias-Proben, so daß die Quarz-Feldspat-Quotienten ebenfalls deutlich differenzieren. Dementsprechend kann aus dem Quarz-Feldspat-Verhältnis der Proben G2—G5 (Tabelle 2, Abb. 2) auf eine im Löß des Oberhanges geringe, hangabwärts leicht zunehmende Beimengung von Lias-

Probe	Quarz %	Feld- spat %	Quarz- Feldsp- Quot.	Quot. Albit- Mikro- klin	Probe	Quarz %	Feld- spat %	Quarz- Feldsp- Quot.	Quot. Albit- Mikro- klin
H	57,5	12,5	4,60	2,08	V1	30,4	5,6	5,43	2,87
K	56,0	9,6	5,83	1,93	V2	37,6	8,3	4,53	1,24
R	58,0	9,9	5,86	1,94	V3	42,5	8,5	5,00	1,27
A	64,4	11,9	5,41	1,73	V4	35,6	5,3	6,72	1,16
D1S	29,4	37,1	0,79	0,50	V5	33,8	5,6	6,04	1,32
D1T	56,4	13,4	4,20	0,87	V6	29,8	4,6	6,48	1,43
D2	36,8	8,4	4,38	1,46	V7	37,7	3,8	9,92	1,07
D3	50,3	10,0	5,03	1,77	V8	23,5	4,0	5,88	1,23
D4	43,2	9,6	4,50	1,85	P1	32,4	4,2	7,71	0,62
D5	34,4	7,3	4,71	1,03	P2	31,2	3,7	8,43	0,41
G1	48,3	5,1	9,47	0,81	P3	30,7	3,9	7,87	0,80
G2o	46,5	8,4	5,54	1,20	P4	24,4	3,8	6,42	0,30
G2m	43,4	6,7	6,48	1,16	P5	28,0	3,8	7,37	0,66
G2u	43,8	8,1	5,41	1,41	P6	23,2	2,4	9,67	0,53
G3o	31,3	5,2	6,0	2,17	P7	30,8	3,8	8,11	0,47
G3u	29,0	5,2	5,58	2,34					
G4o	38,4	5,4	7,11	1,23					
G4u	35,0	5,8	6,03	1,32					
G5o	44,3	6,4	6,92	0,80					
G5u	52,7	8,3	6,35	1,06					
G6o	38,3	4,2	9,12	2,82					
G6u	29,4	2,3	12,78	0,96					

Tab. 2: Quarz/Feldspat-Anteile und Verhältnisse sowie Albit/Mikroclin-Quotienten (nach der Intensität der Röntgen-Reflexe, vgl. Abb. 4) der untersuchten Proben.

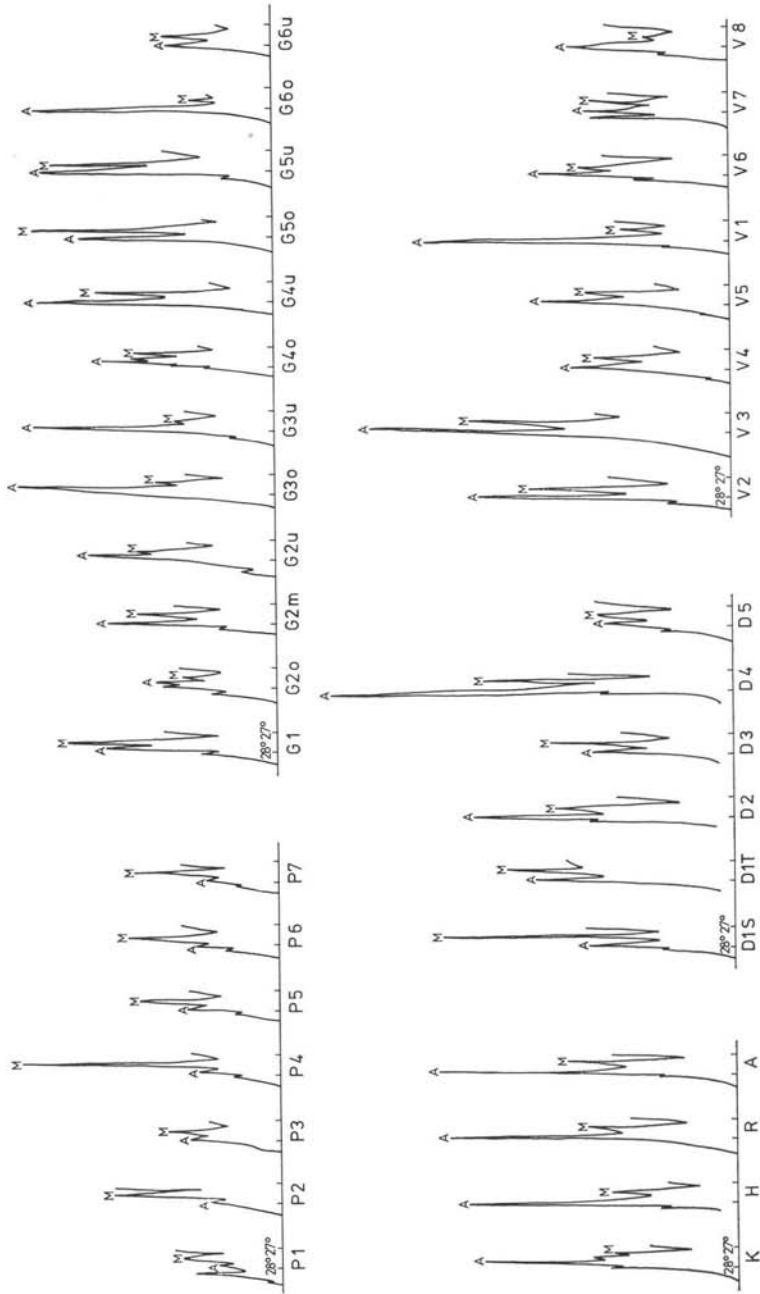


Abb. 4: Röntgegeographische Reflexe von Albit (A) und Mikroklin (M) in den untersuchten Proben.

Verwitterungs-Material geschlossen werden. Im Talauen-Sediment des Leitengrabens liegt dagegen in der untersuchten Grobschluff-Fraktion offenbar vorwiegend Lias-Material vor.

Diese Differenzierung der Feldspat-Gehalte bzw. Quarz-Feldspat-Quotienten konnte demgegenüber nicht zur Trennung von Löß und Burgsandstein-Material verwandt werden (Tabelle 2, „A, H, K, R“ und D 1 T“), wie auch die Untersuchungen von SALGER (1959) und KRUMM (1965) erwarten ließen. Angesichts dieser ähnlichen Feldspat-Gehalte und Quarz-Feldspat-Quotienten von Löß und Burgsandstein-Proben bietet die Ermittlung der relativen Anteile an Albit und Mikroklin Möglichkeiten zur Differenzierung dieser Ausgangsmaterialien. Nach Abb. 4 und Tabelle 2 („A, H, K, R“ und „D 1“) enthalten die Lößproben vorwiegend Albit, während das Albit-Mikroklin-Verhältnis der Keuperproben ausgeglichen oder gegenteilig ist. Aus den Albit-Mikroklin-Verhältnissen der Proben D 2—4 kann demnach auf einen relativ geringen Anteil an Keuper-Material im Löß des Hanges der Toposequenz Debring geschlossen werden, während der Keuper-Anteil im Sediment der Aurach wesentlich größer ist (D 5). Die Berücksichtigung der Korngrößenverteilungen (Tab. 1) und der Quarz-Feldspat-Quotienten (Tab. 2) ermöglicht eine weitere Differenzierung. Danach enthält der Löß am Ober- und Mittelhang (D 2, 3) vor allem in der Sandfraktion Keuper-Material, während die höheren Tonanteile im Hangfuß-Kolluvium (D 4) ausweislich des löß-ähnlichen Albit-Mikroklin-Verhältnisses weniger auf verlagertes B₁-Material aus Löß-Parabraunerden zurückgehen dürften. Im Talauensediment der Aurach zeigen demgegenüber die Albit-Mikroklin-Verhältnisse eine starke Abnahme der Löß-Komponente zugunsten der Erhöhung sowohl des Ton- als auch des Sandanteils aus Keuper-Material.

Die Proben der Toposequenz Giech weisen vergleichbare Verhältnisse auf, insofern als in den Lössen und Kolluvien die Albit-Mikroklin-Quotienten ebenfalls auf geringere Verunreinigung des Lösses am Mittelhang (G 3), stärkere Beimengung von Liegend-Material am Ober- und Unterhang sowie im Sediment des Leitengrabens (G 2, G 4—6) hinweisen. Die Betrachtung der Korngrößenverteilungen (Abb. 2) und der Quarz-Feldspat-Quotienten stützt diese Ableitung und zeigt weiterhin, daß im Hangfuß-Kolluvium (G 5) ein Mischsediment aus Löß und Lias-Ton vorliegt, während in die Auensedimente des Leitengrabens nur geringe Löß-Anteile, in stärkerem Maße dagegen sandige Verwitterungsprodukte anderer Lias-Gesteine eingegangen sind.

In den Sedimenten der größeren Vorfluter Regnitz und Main lassen die Quarz-Feldspat- und die Albit-Mikroklin-Quotienten der Grobschluff-Fraktion erkennen, daß wechselnde Anteile an Lias- und Keuper-Material beigemischt sind. Dabei weisen die Werte der Regnitz-Sedimente auf generell hohe Anteile dieser Ausgangsgesteine, fehlende oder sehr geringe Beimengung von Lößderivaten hin (Abb. 4 und Tab. 2, „P 1—7“). Demgegenüber ist in der Grobschluff-Fraktion der Main-Sedimente relativ viel Löß-Material enthalten. Besonders in den tieferen Partien dieser Sedimente läßt die zwar insgesamt nur gering vertretene Grobschluff-Fraktion durch die Quarz-Feldspat- und die Albit-Mikroklin-Verhältnisse (V 1, 6) höhere Löß-Anteile erkennen, während dieser Anteil zum hangenden Teil der Terrasse hin eine abnehmende Tendenz aufweist.

Bei allen Vorbehalten gegenüber der bislang noch schmalen Datenbasis und der relativ großen Streubreite der Verhältniszahlen zwischen den Anteilen verschiedener Minerale bzw. der Intensität von Röntgenreflexen erlaubt die Kombination mehrerer unabhängig voneinander gewonnener Indizes dieser Art nach den bisherigen Ergebnissen Aussagen über die Herkunft und die Mischungsverhältnisse der Komponenten in Umlagerungsprodukten, sofern die Ausgangsmaterialien hinreichende Unterschiede aufweisen. Derartige Unterschiede in den relativen Anteilen von Quarz und Feldspat sowie Albit und Mikroklin zwischen liegenden Burgsandstein- und Lias-Gesteinen einerseits, Lößdecken andererseits wurden in den oberfränkischen Testgebieten ermittelt. Damit ergeben

Probe	Material	Herkunft/Lage	
A	Löß	Ziegeleigrube Altershausen	R 439920 / H 554780
D		Toposequenz Debring	vgl. Abb.2
D1S	km Bo-Sand	" "	Oberhang, 30-80cm Tiefe "
D1T	km Bo-Ton	" "	Oberhang, 70-100cm Tiefe "
D2	verunreinigter Löß	" "	Mittelhang 35-90cm Tiefe "
D3	verunrein.Löß	" "	Unterhang 40-90cm Tiefe "
D4	Kolluvium	" "	Hangfuß 40-90cm Tiefe "
D5	Auensediment, lokaler Vorfluter Aurach b.Schadlos		30-80cm Tiefe "
F	Löß, Mittelwerte aus Filder		vgl. Alaily 1972
G		Toposequenz Giech	vgl. Abb.2
G1	pb(2)-Amaltheenton	" "	Oberhang/Kuppe 100-200cm Tiefe "
G2o	verunrein.Löß	" "	Oberhang 0- 35cm Tiefe "
G2m	" "	" "	Oberhang 35- 55cm Tiefe "
G2u	" "	" "	Oberhang 55- 90cm Tiefe "
G3o	" "	" "	Mittelhang 0- 35cm Tiefe "
G3u	" "	" "	Mittelhang 35 -90cm Tiefe "
G4o	" "	" "	Unterhang 0- 35cm Tiefe "
G4u	" "	" "	Unterhang 35- 90cm Tiefe "
G5o	Kolluvium	" "	Hangfuß 0- 50cm Tiefe "
G5u	Kolluvium	" "	Hangfuß 50- 90cm Tiefe "
G6o	Auensediment, lokaler Vorfluter Leitenbach		0- 50cm Tiefe "
G6u	Auensediment, lokaler Vorfluter Leitenbach		50-100cm Tiefe "
H	Löß	Ziegeleigrube Helmstadt	R 355324 / H 551339
K	Löß	Lößgrube Karlstadt/Lautenbach	R 355495 / H 553381
P1-7	Terrassensedimente, Kiesgrube Pettstadt "mittlere Auenterrassen" -Abb.3-		R 442438 / H 552210
R	Löß	Ziegeleigrube Rügheim	R 439329 / H 555400
V1-8	Terrassensedimente, Kiesgrube Viereth der Staffelbacher Terr. (Schirmer 1980) -Abb.3-		R 441245 / H 553310

Tab. 3: Herkunft und Bezeichnung der Proben.

sich zu den eingangs umrissenen Problemen Lösungsansätze, die durch weitere Untersuchungen geprüft werden müssen. Für die untersuchten fleckenhaften Lössvorkommen an ackerbaulich genutzten Flachhängen in Oberfranken zeigte sich, daß die holozäne Dynamik Abtragung von Löss und Liegend-Material an den Oberhängen, vorwiegenden Durchtransport an den mittleren Hangbereichen und Ablagerung von kolluvialen Mischsedimenten mit z. T. hohem Löss-Anteil an den Unterhängen und Hangfußbereichen umfaßte.

Im Bereich der lokalen und verstärkt der größeren Vorfluter nimmt der Anteil größerer Sedimente generell zu, so daß die Beimengung lößbürtigen Materials in den holozänen Sedimenten stark abnimmt. In den zwar nur spärlich vertretenen feinmaterialreichen Partien der untersuchten jungholozänen Mainterrasse ist allerdings ein relativ hoher Anteil an Löß-Derivaten vorhanden, der vom Liegenden zum Hangenden eine abnehmende Tendenz aufweist. Diese Verhältnisse deuten darauf hin, daß die Transportbedingungen in diesem Talbereich nur wenig Gelegenheit zur Sedimentation von Löß-Material boten. Die Abnahme von Löß-Derivaten zugunsten von Lias- und Keuper-Verwitterungsmaterial zum Hangenden der Terrasse steht vermutlich mit der zunehmenden Freilegung der Liegendgesteine in erosionsgefährdeten Lagen des Einzugsgebietes in Zusammenhang. Aus dem Auftreten der Löß-Komponente in der insgesamt nur schwach vertretenen Grobschluff-Fraktion dieses holozänen Sediments ist jedoch die Vermutung abzuleiten, daß die Hauptmasse der in den Einzugsgebieten abgetragenen und nur zu einem geringen Teil in den Hangfuß-Kolluvien sedimentierten Löss weiter flußabwärts transportiert wurde. Diese Verhältnisse unterscheiden sich damit von denen vergleichbarer Situationen im Werra-Oberwieser- und Leine-Bereich, in denen die holozänen Talbodensedimente überwiegend von Löß-Derivaten gebildet werden (vgl. STRAUTZ 1962; WILDHAGEN & MEYER 1972). Zur Absicherung dieser Befunde und zur Untersuchung der Faktoren derartiger regionaler Differenzierungen muß allerdings die Datenbasis ausgeweitet werden.

Schriftenverzeichnis

- ALAILY, F. A. (1972): Entstehung von Decklehmen auf Lias-Schichtflächen in Südwestdeutschland und deren Veränderung durch Bodenbildung. — Diss. Univ. Hohenheim, 104 S.; Hohenheim.
- BORK, H.-R. & ROHDENBURG, H. (1979): Beispiele für jungholozäne Bodenerosion und Bodenbildung im Untereichsfeld und Randgebieten. — *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, **3**: 115—134; Braunschweig.
- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung. — *Göttinger Geogr. Abh.*, **72**: 139; Göttingen.
- (1979): Quaternary piedmont plains on weakly resistant rocks in the Lower Saxonian Mountains (W. Germany). — *Catena*, **6**: 349—370; Braunschweig.
- FLEHMING, W. & KURZE, R. (1973): Die quantitative infrarotspektroskopische Phasenanalyse von Mineralmengen. — *N. Jb. Miner. Abh.*, **119**, 1: 101—112; Stuttgart.
- KHARKWAL, D. A. (1959): Über den Mineralbestand des Göttinger Lias. Diss. Univ. Göttingen; Göttingen.
- KOSCHEL, R. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6031 Bamberg Nord. — 167 S.; München.
- KRUMM, H. (1965): Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. — *Beiträge z. Mineralogie und Petrographie*, **11**: 91—137; Berlin.
- LANG, M. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6131, Bamberg Süd. — 150 S.; München.
- LIPPMANN, F. (1952): Mineralogische Untersuchungen an einigen Niederhessischen Tertiärtonen. — *Heidelberger Beitr. Min. u. Petrogr.*, **3**: 219—252; Heidelberg.
- SALGER, M. (1959): Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keuper und Jura. — *Geologica Bavarica*, **39**: 69—95; München.
- SCHIRMER, W. (1978): Aufbau und Genese der Talaue. — In: *Das Mainprojekt. Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtsch.*, **7**: 145—154; München.
- (1980): *Geologie des Maintales. Exkursionsführer z. Sympos. Franken. Holozäne Talentwicklungsmethoden u. Ergebnisse*. Düsseldorf.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. — 209 S.; Hamburg u. Berlin (Parey).
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehm-Bildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. — *Beiträge z. Landespflege*, **1**: 274—314; Stuttgart.
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Bodenentwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. — *Göttinger Bodenkundl. Berichte*, **21**: 1—158; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 20. 5. 1981.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	187—202 5 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-------------------	----------------------

Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa

MAX WELTEN *)

Upper Pleistocene (Würm interstadial), pollen diagram, Angiospermae, Coniferales, extant, extinction, paleoclimate, age, C-14-dating, correlation (of Early Würm interstadials), Central Europe

Kurzfassung: Angenähert vollständige Profile von organischen oder sekundärpollenfreien mineralischen Sedimenten über die Zeit des R/W-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale bieten die Möglichkeit, die allmähliche Verdrängung und das mehrmalige Wiederauftreten der anspruchsvollen Gehölze Mittel- und Nordeuropas zu studieren. Vier Pollenprofile wurden auf gleichen Maßstab umgezeichnet. Ihr Vergleich liefert eine überraschende Übereinstimmung der Erscheinungen und einen Weg zur Korrelierung der Frühwürm-Interstadiale.

[Displacement and Extermination of Warmth-Demanding Elements of European Forests during Early Weichselian Glacial and Correlation of Early Weichselian Interstadials]

Abstract: Complete series of organic material from R/W-Interglacial and subsequent Early Weichselian Interstadials near the Alps give the possibility of studying the displacement and extermination of warmth demanding elements of Middle European forests. They represent by no means the mere reflected image of the events of reimmigration of Late- and Postglacial times. Beyond this they form a means for correlation of Early Weichselian Interstadials.

[Déplacement et suppression des éléments thermophiles des forêts de l'Europe Centrale pendant les interstades du Eowurm et corrélation de ces interstades]

Résumé: Lors du commencement de la dernière glaciation les éléments thermophiles des forêts de l'Europe Centrale furent refoulés et à la fin anéantis en plusieurs étapes stadières et interstadières qu'on arrive-t-aujourd'hui à connaître exactement. Une comparaison de ces événements sur un transect Europe du Nord/Alpes fait sortir ces étapes de régression qui n'ont nulle part l'aspect négatif de la réimmigration tardi- et postglaciaire. Ceux-ci aident à corréler les Interstadières du Early Weichselian (Eo-Würm).

1. Einleitung

In den klassischen Ländern der biostratigraphischen Interglazial- und Interstadialforschung Nordeuropas, insbesondere in den Niederlanden, Dänemark und Norddeutschland haben in den letzten Jahren ZAGWIJN & PAEPE (1968) und MENKE & BEHRE (1973) Übersichten veröffentlicht, die den Stand der Forschung in Nordeuropa darstellen. Seither haben in Mitteleuropa WOILLARD (1975), GRÜGER (1979a), der Verfasser (WELTEN 1976, 1981 [im Druck]) und KLAUS (1975), 1981 [im Druck]) lange Profile aus dem Bereich der alpinen Vergletscherung über das R/W-Interglazial und das Frühwürm bearbeitet, die einen Vergleich herausfordern.

GRÜGER (1979b) hat sein schönes Diagramm vom Samerberg in Oberbayern den nord-europäischen Ergebnissen und dem Diagramm von Grande Pile von WOILLARD zugeordnet unter Berücksichtigung der allgemeinen Entwicklungstendenzen, insbesondere der

*) Anschrift des Verfassers: Prof. em. Dr. M. Welten, Systematisch-geobotanisches Institut der Universität Bern, Altenbergrain 21, CH-3013 Bern (Schweiz), privat: Hohliebstraße 14, CH-3028 Spiegel-Bern.

Zweiteilung des Brörup-Interstadials i.w.S. Sein Hauptaugenmerk war auf die Korrelation des R/W-Interglazials mit dem Eem-Interglazial des Nordens gerichtet.

Der Verfasser wurde durch die Bearbeitung und Auswertung eines fast 4 m langen Profils von lockerem (vom Gletscher nicht überfahrenem) Torf auf dem Sulzberg bei Baden-Wettingen, 3 km vor den Würm-Maximalmoränen von Killwangen, durch das systematische Auftreten von deutlichen Gipfelchen anspruchsvoller Gehölze in den Frühwürm-Interstadialen auf die Möglichkeit hingewiesen, die Frühwürm-Interstadialphasen in Europa mit Hilfe der pulsierenden Vorstöße anspruchsvoller Arten zu vergleichen und zu korrelieren.

Wir brauchen uns primär nicht darum zu kümmern, ob es sich um Wiederbesiedlung der Lokalitäten oder um Pollenniederschlag aus Fernflug handelt.

2. Vergleichsobjekte

Für den Vergleich wurden Objekte ausgewählt, die an das letzte Interglazial anschließen, möglichst vollständig sind, mindestens 2—3 Interstadiale aufweisen, und die von sekundärer Polleneinschwemmung $\pm$ frei sind.

In Mitteleuropa entsprechen folgende Frühwürm-Interstadialfolgen diesen Bedingungen (* für unsern Diagrammvergleich verwendet):

- *Grande Pile (WOILLARD 1975), westlich der Vogesen
- *Samerberg (GRÜGER 1979), Oberbayern
- *Sulzberg-Baden (WELTEN 1981), unterhalb Killwangen bei Zürich
- Dürnten (WELTEN 1981), Zürcher Oberland
- Uster (WELTEN 1981), Glatt-Tal, Kt. Zürich
- Mondsee (KLAUS 1981), Salzburg, Österreich

In Nordeuropa ist die Mehrzahl der Abfolgen unvollständig. Aufschlußreich und an Eem anschließend sind:

- Rodebaek und Brörup (ANDERSEN, S. T. 1961), Dänemark
- *Amersfoort (und Wanssum) (ZAGWIJN 1961), Niederlande
- *Odderade (AVERDIECK 1967), Schleswig-Holstein, N-Deutschland
- Osterwanna (BEHRE 1974), Niedersachsen, N-Deutschland.

3. Umzeichnung der Vergleichsdiagramme

Der Vergleich so vieler Erscheinungen an so verschiedenen Lokalitäten läßt sich anschaulich nur graphisch durchführen. Die Diagramme wurden deshalb umgezeichnet in

- a) ein Kurven-Totaldiagramm rechts mit *Betula*, *Pinus*, *Picea* und NBP-Darstellung (unter Weglassung der niedrigen Werte anspruchsvoller Gehölze, jedoch mit Eintragung auszeichnender lokaler Dominanzen)
- b) und Silhouetten-Darstellungen der uns besonders interessierenden anspruchsvollen Gehölze links davon. Den in Europa so unterschiedlichen Prozentwerten werden wir gerecht durch zwei Darstellungsmaßstäbe (schwarze Silhouetten = große Prozentwerte, weiße Silhouetten = fünf mal kleinere Werte).

Rechts fügen wir in ähnlichem Doppelmaßstab *Artemisia* an und versuchen die Hochmoorentwicklung des Profils durch Angabe der Sphagnum-Prozente anzudeuten. Die Zahl der ausgezählten Pollen läßt die statistische Ausgeglichenheit oder die Tendenz zu Schwankungen der oft kleinen Prozentwerte verstehen. Die Materialangaben in der 2. Spalte sind pauschal gehalten.

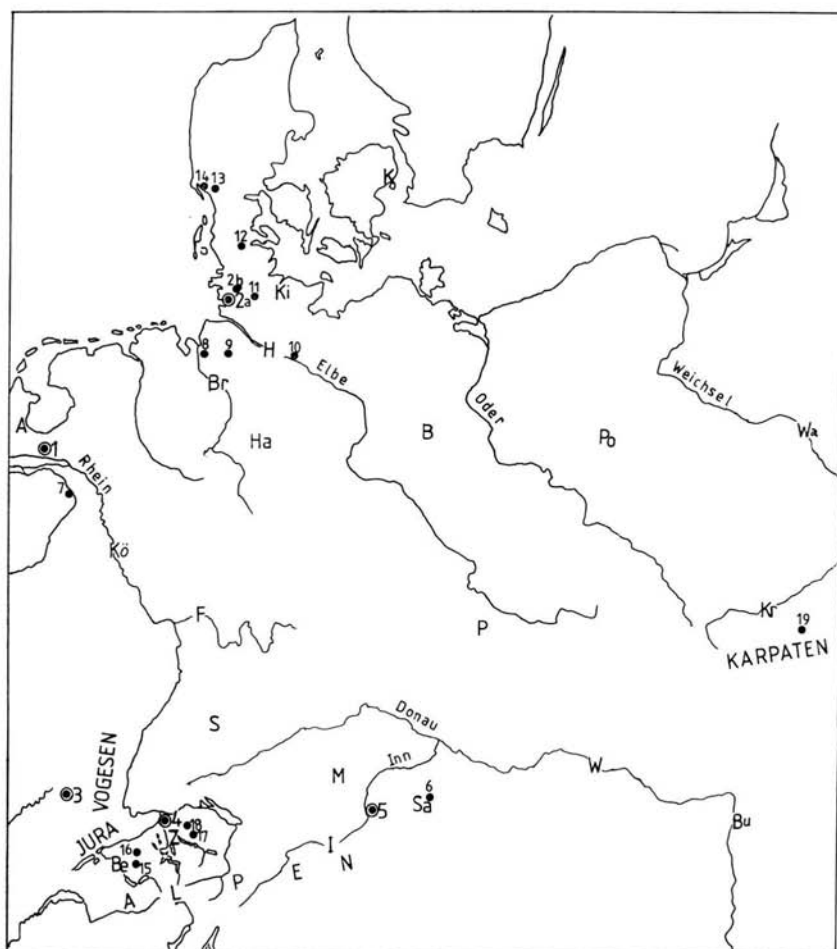


Abb. 1: Lage der wichtigsten Eem-Frühwurm-Profile (in Klammer die Nummer der zitierten Publikation)

1 = Amersfoort (23), 2a = Odderade (2), 2b = Rederstall (12, 17), 3 = Grande Pile (21, 22), 4 = Sulzberg-Baden (20), 5 = Samerberg (7, 8), 6 = Mondsee (9, Frühwurm nicht publiziert), 7 = Wanssum (23), 8 = Osterwanna (3), 9 = Oerel (14, 16), 10 = Geesthacht (15), 11 = Keller (12, 17), 12 = Loopstedt (15), 13 = Brörup Hotel Bog (1), 14 = Rodebaek (1), 15 = Mutton-Signau (20), 16 = Gondiswil-Ufhusen, 17 = Dürnten (20), 18 = Uster (20), 19 = Katy (10). Abkürzungen: A = Amsterdam, B = Berlin, Be = Bern, Br = Bremen, Bu = Budapest, F = Frankfurt, H = Hamburg, Ha = Hannover, I = Innsbruck, K = Kopenhagen, Kö = Köln, Kr = Krakau, Ki = Kiel, M = München, P = Prag, Po = Posen, S = Stuttgart, Sa = Salzburg, W = Wien, Wa = Warschau, Z = Zürich.

Bemerkenswerte Abfolgen bieten SELLE & SCHNEEKLOTH (1965, ergänzt durch SCHNEEKLOTH 1966) für Oerel, SCHÜTRUMPF (1967) für Loopstedt und Geesthacht, MENKE (1980) und derselbe in STREMMER & MENKE (1980) in den z. T. noch nicht ausführlich publizierten Profilen von Keller und von Rederstall (in Schleswig-Holstein). Das Profil Rederstall ist heute wohl das schönste mehr oder weniger zusammenhängende Profil Nordeuropas, im Florencharakter deutlich stärker nörd-boreal als Amersfoort in den Niederlanden.

Eine auf den ersten Blick problematische Angleichung haben wir unumgänglich gefunden: alle Stadiale und Interstadiale stets auf gleiche Tiefenerstreckung umzuzeichnen. Wir haben aber vorgängig die Tiefenerstreckungen annähernd und kritisch gemittelt, da wir ja zur Zeit einen wünschbaren Zeitmaßstab nicht besitzen.

Wir wissen, daß unsere Darstellungen und Auswertungen auf folgenden Voraussetzungen beruhen, die z. T. individuelle Interpretationen sind:

- a) Die verglichenen Reihen von Klimaschwankungen 1. Grades sind in jedem Diagramm vollständig.
- b) Lokale Schwankungen 2. Grades mögen gelegentlich die Korrelation erschweren, können aber beim heutigen Stand der Forschung noch kaum in Betracht gezogen werden.
- c) Die Begrenzung der einzelnen Phasen im Sinn der Schaffung synchroner Abschnitte stellt von Phase zu Phase und von Lokalität zu Lokalität recht schwierige Aufgaben, die persönliche Entscheidungen erfordern und nur in den großen Zügen allgemeine Zustimmung finden werden.
- d) Die statistische Basis ist mit unseren 5 Diagrammen für eine vergleichende Auswertung reichlich schmal.
- e) Hie und da ist eine Verfälschung der dargestellten Pollenniederschläge durch sekundär eingeschwemmten älteren Pollen nicht völlig auszuschließen (besonders in den mineralischen Sedimenten der Kaltphasen).

Wir gliedern Vergleich und Diskussion in eine allgemeine Charakterisierung und eine spezielle Darstellung des Frühwürms und seiner anspruchsvollen Gehölze.

4. Allgemeine Charakterisierung des Eem-Interglazials (R/W-Interglazials) und des Frühwürms

(FW = Frühwurm und Frühweichsel; St = Stadial; Interst. = Interstadial)

Eem-Interglazial: Eine Dreigliederung bietet sich an (wenn man von den einleitenden *Betula*- und *Pinus*-Phasen absieht). Der erste, unterste Abschnitt umfaßt extreme EMW (Eichenmischwald)-Werte, dann *Corylus*-Ausbreitung (früh *Ulmus* und *Fraxinus*; lokal starke *Alnus*-Kodominanz, z. B. in Odderade, Amersfoort und am Sulzberg). Der mittlere Abschnitt ist in Tieflagen gekennzeichnet durch *Carpinus*-Wälder, in montanen und alpennahen Lagen durch *Abies*-Wälder mit starkem bis dominantem *Picea*-Anteil (mehrfach mit stärkerem *Taxus*-Anteil, lokal auch mit viel *Alnus*). Im obersten Abschnitt verschwinden die genannten anspruchsvollen Gehölze (abgesehen von *Picea* und *Alnus*) fast ganz und werden nach dem Ausweis von Sulzberg-Baden (Diag. 3) zweimal durch eine Dominanzfolge *Picea/Pinus* mit gelichtetem Waldbestand abgelöst.

Es besteht der Verdacht, daß diese Endphase an vielen Orten Entwicklungshemmungen oder sogar Erosionseinflüssen ausgesetzt war. (Sie scheint jedoch in Grande Pile und in Brörup angedeutet, fehlt aber den Diagrammen von Zeifen und Eurach in Oberbayern, BEUG 1976, gänzlich.) Danach ist wahrscheinlich die letzte Warmzeit mit zwei interstadialartigen *Picea*-Phasen ausgeklungen, die von untypischen Kühlphasen mit geringer Waldlichtung und *Pinus*-Dominanzen begrenzt waren.

FW-St 1: ist überall durch mineralische Sedimente stratigraphisch als auch biostratigraphisch als sehr kaltes Stadial erkannt, das jegliche geschlossene Gehölzvegetation vernichtete, selbst in den günstigen Lagen westlich der Vogesen. WELTEN (1981) supponiert einen sehr kräftigen Gletschervorstoß, der zwar biostratigraphisch bewiesen erscheint, dessen Ausmaß aber geologisch noch nicht erfaßt ist.

FW-Interst 1, Amersfoort: führt im allgemeinen über Strauchtundra-Phasen zu einer Birken-, ev. Kiefernbebewaldung, selten zu Fichtenwäldern, sehr selten zu Nadel-Laub-Mischwäldern. Die Phase ist oft schwer nachzuweisen (infolge fluvioglazialer Störungen) und schwer gegen Brörup abzugrenzen, da sie bei undeutlicher stratigraphischer Abgrenzung als Vorphase von Brörup aufgefaßt werden kann.

FW-St 2: stellt einen schwachen, wenn auch deutlichen Klimarückschlag dar, der nicht überall zur völligen Vernichtung der Birken-Kiefern-Gehölze führt, in Nord- und Mitteleuropa jedoch die anspruchsvolleren Laubgehölze verdrängt, die Fichte aber in Spuren erhält.

FW-Interst 2, Brörup: scheint das längste und wohl auch wärmste FW-Interstadial darzustellen. Es kommt bis an die Nordsee zur zeitweisen Fichtenbebewaldung, ev. zu hoher *Alnus*-Ausbreitung, im westlichen Europa zu vorübergehender Dominanz von Laubgehölzen über Kiefer und Fichte. Die zweite Hälfte ist fast überall Pinus-reich mit Subdominanz von *Picea*, z. T. von *Larix*. *Larix* ist im weit vorgelagerten Alpenvorland spärlich, in Alpennähe und in Nordeuropa stellenweise reichlich vorhanden.

FW-St 3: ist in minerogenen Sedimenten oft sehr ausgedehnt und scheint einen frühen schwächern und einen spätern intensiven Klimarückschlag aufzuweisen. In organogenen Sedimenten scheint der Rückschlag fast zu fehlen, indem Torfe ihr Wachstum beinahe eingestellt hatten oder anerodiert wurden. Das Stadial hat über längere Zeit (in 300—700 m Höhe) z. T. bloß Waldgrenzverhältnisse aufgewiesen mit *Pinus*, *Pinus cembra*, *Larix*, *Betula*, *Juniperus* und wenig *Picea*, z. T. extramontanisch eine schwache *Picea*-Dominanz (Grande Pile X 1392,5 cm, Sulzberg 1120 cm, entsprechend dem Ambitzgi-Interstadium, WELTEN 1981).

FW-Interst 3, Odderade: ist kürzer und kühler als Brörup. Es zeigt in der ersten Hälfte abrupt einsetzende Anteile von anspruchsvollen Gehölzen, in der zweiten Hälfte *Pinus-Picea*-Dominanzen (in N-Europa nur geringe *Picea*-Prozente).

FW-St 4: setzt mit großer Intensität ein, die alle anspruchsvollen Gehölze, auch *Picea*, lokal zum Verschwinden bringt. Es weist im Anfang einen *Pinus*-Nachgipfel des Odderade-Interstadials auf.

FW-Interst 4, Dürnten (sensu WELTEN 1981): ist sehr kurz und erreicht nur vorübergehend $\pm$ volle Bewaldung mit *Pinus* und *Betula*, z. T. mit *Picea* und viel *Larix*, doch nur mit Spuren von Laubhölzern.

(FW-St 5 =) Mittelwürm-Stadial 1: Mit diesem Stadial, das vermutlich tiefe kalt-kontinentale Klimawerte erreichte, kann man wahrscheinlich das Frühwürmenden und das Mittelwürmbeginnen lassen (sensu MANGERUD et al. 1974, WELTEN 1979).

5. Spezielle Darstellung des Frühwürms und seiner anspruchsvollen Gehölze in Mittel- und Nordeuropa (Abb. 2—6)

5.1.

Die Rückwanderung anspruchsvoller Gehölze am Beginn der Interglazialphasen ist schon mehrfach Objekt der Bearbeitung und Diskussion gewesen, freilich oft unter Anwendung diskutabler Kriterien. Rückgang und Vernichtung anspruchsvoller Gehölze scheinen keine Probleme zu bieten, solange wir nur schon den Beginn der Würmeiszeit nicht absolut datieren können. Die relativ kurzfristigen Klimaschwankungen des Frühwürmabschnittes der Würmeiszeit (die immerhin Jahrtausende umfassen können) zeigen uns aber klar, daß diese Vernichtung keineswegs ein Sein- oder Nichtsein-Problem ist, sondern ein subtiles lokal- und zeitabhängiges Verdünnungsproblem. Biologisch-physiologisch hat allerdings die Gehölzsispe in ihren Oekotypen angeborene autökologische

Schwellenwerte, unterhalb welchen sie abstirbt, ausgelöscht wird. Oekologisch bietet aber der Lebensraum einer Gehölzspitze so unterschiedliche Biotope, daß wir bei Klimaver schlechterungen berechtigt sind, von Verdünnung, Verdrängung zu sprechen. Die Stufen der Verdrängung gehen von Lichtung und Konkurrenzierung zu Vorkommen an Spezialstandorten und schließlich zur vielleicht intermittierenden (Anemochorie, Zoochorie!) Auslöschung — in einer bestimmten Gegend. Andere Gegenden stehen nicht in derselben Phase der Verdrängung, da sich die Eiszeitphänomene nach geographischer Breite, Höhenlage, Ozeannähe, atmosphärischen Verhältnissen, Exposition und Bodenunterlage und spezieller Topographie verschieden auswirken. Auslöschung, Reliktstandort und Rückwanderung sind extrem heikle bioklimatische und biogeographische Probleme, die nie in den letzten Grundtatsachen aufzuklären sind, weil sie sich, mathematisch gesprochen, in der Nähe des Nullwertes abspielen.

Um so interessanter ist es, im Bereich Mittel-/Nordeuropa die Wirkungen eines Großversuchs näher zu betrachten, den die Klimaschwankungen im Frühwürm darstellen.

5.2.

Wir wagen es, aus unseren vier reproduzierten Diagrammfolgen (und weiteren Beispielen: Odderade, AVERDIECK 1967, und Osterwanna, BEHRE 1974, in Nordeuropa, Dürnten und Uster, WELTEN 1981 [im Druck], und Gondiswil, S. WEGMÜLLER [unpubliziert], am Alpennordrand) folgende Schlüsse zu ziehen und unserer Betrachtung zu Grunde zu legen:

- a) Die völlig übereinstimmenden biostratigraphischen Reihen lassen keine Zweifel zu, daß das R/W-Interglazial im Alpenbereich mit dem Eem-Interglazial in Nordeuropa identisch und synchron ist.
- b) Die unterschiedliche Ausbildung der Vegetationsentwicklung in den dargestellten und den oben erwähnten Eem-Interglazialen muß als Tatsache und Beweis dafür genommen werden, daß die Unterschiede echte, z. T. biogeographische, z. T. standörtliche Ausbildungen ein und desselben Interglazials darstellen (und einige weitere Unterschiede auf ungleichem Erhaltungszustand des Einbettungsmittels und des Pollenmaterials beruhen). So weisen die anspruchsvollen Gehölzarten im Eem-Interglazial an den verschiedenen Lokalitäten unserer Vergleichsprofile folgende kleinste und größte Maximalwerte auf:

EMW	9—60 %	<i>Abies</i>	4—52 %
<i>Corylus</i>	32—67 %	<i>Alnus</i>	8—57 %
<i>Carpinus</i>	6—48 %	<i>Picea</i>	21—74 %

5.3.

Früh schon haben ANDERSEN (1961) und ZAGWIJN (1961) auf die nicht geringen Vorkommen von Pollen wärmeliebender Gehölze in den Frühwürm-Interstadialen hingewiesen, die als Inhalt von organischen Sedimenten nicht anders denn als Fernfluggpollen oder Rückwanderungszeugen an der Lokalität zu deuten wären. Diese Ansicht ist durch das regelmäßige Auftreten in andern untersuchten Profilen und durch das verstärkte Auftreten in Wanssum im Moselgebiet (ZAGWIJN 1961) gefestigt worden, wobei man damals vorsichtig und richtig an ökologisch bevorzugte Lokalitäten dachte. Die Untersuchungen am Nordrand der Alpen zeigten dieselbe Erscheinung, mußten aber meistens zurückhaltend beurteilt werden, weil im topographisch bewegten Reliefgebiet der Voralpen immer wieder Pollenverschleppung mit mineralischen Sedimenten festgestellt oder doch vermutet werden mußte.

1975 publizierte WOILLARD eine völlig überraschende und vorerst unverständliche Diagrammreihe aus dem westlichen Vorgelände der Vogesen (Grande Pile, 330 m ü. M., Gemeinde St. Germain, im Tal des Ognon im oberen Teil des Flußgebiets der Saône). Auf das Eem-Interglazial folgen drei Warmphasen, die zwar *Pinus*-, *Picea*- und *Betula*-reich sind, doch klare Dominanzen von *Corylus*, EWM und *Carpinus* aufweisen und deshalb von der Autorin vorerst als neuentdeckte Interglaziale aufgefaßt wurden. Diese Deutung ist mehrfach bestritten worden (z. B. GRÜGER 1979b). In jüngster Zeit hat sich die Auffassung durchgesetzt, daß es sich bei den Warmphasen von „St. Germain Ia, St. Germain Ic und St. Germain II“ der Autorin um die in Nordeuropa nachgewiesenen Interstadialphasen Amersfoort (= Rodebaek ?), Brörup und Odderade handelt. Was auffällig und völlig neu ist an den Ergebnissen von Grande Pile, ist die große Menge der wärmeliebenden Elemente dieser Interstadialphasen gegenüber Zentral- und Nordeuropa.

Unsere 4 Korrelationsdiagramme geben über das Geschehen im Frühwürm (nach C¹⁴-Bestimmungen in Groningen ca. 70'000 bis 55'000 B.P., d. h. vor heute) Auskunft. Wir versuchen, es zu beschreiben.

5.4.

Die erste Frühwürm-Kaltphase, die wir hier als FW-St 1 (WELTEN 1981: T 1a) bezeichnen, hat in Nord-, Zentral- und Westeuropa die Wälder völlig vernichtet. Bis zu welchem Grad in westlichen und südlichen Randgebieten Europas *Pinus*-, ev. *Betula*-Wälder mit Anteilen von Laubböhlzern vorhanden waren, wissen wir heute noch nicht, halten das aber für sehr wahrscheinlich. In unserem Untersuchungsgebiet (soviel zeigen unsere Vergleichsdiagramme) überlebten *Pinus*, *Betula*, *Juniperus* und spurenweise *Alnus* und *Picea*, im westlichen Europa dazu Spuren von *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*, im östlichen (und südöstlichen) Europa Spuren von *Abies*. Aus hohen Lagen und von E scheinen schon in dieser Kaltphase Lärchen vereinzelt in unsere Tief-lagen eingewandert zu sein.

Es scheint zwingend, daß wir hier einen ersten starken Gletschervorstoß der Würmeiszeit annehmen (T 1a). Ob und wie weit er ins Vorland hinaus gereicht hat, ob ihm ein bekannter Moränenstand entspricht, wissen wir heute noch nicht. Nach unseren Untersuchungen (WELTEN 1981) hat er mindestens den Stand der späten Züricher Moränen erreicht, hat aber die Moränen von Killwangen nicht überschritten.

5.5.

Nach seinem Rückzug, der um 70'000 B.P. zu Ende gegangen sein dürfte, breiteten sich nach einer markanten *Artemisia-Ephedra-Juniperus*-Spätglazialphase (im N *Calluna*- und *Empetrum*-Heiden) *Betula-Pinus*-Wälder aus und leiteten ein Interstadial, das Amersfoort-Interstadial, ein mit zunehmender *Picea*, im N spärlich, am Samerberg und am Sulzberg bis zur Dominanz. Im N erreichten EMW und *Alnus* Werte von 5 % oder wenig mehr, *Corylus* solche von 3—5 %, während *Carpinus*-Pollen mit weniger als 1 % doch wohl als Fernflug aufzufassen sind.

Demgegenüber erreichten die EMW-Elemente in Grande Pile 22 %, *Carpinus* 20 %, *Corylus* 14 % und dokumentieren dadurch eine typische Ausbreitung und Ansiedlung aus günstigen, nahe gelegenen Refugienstandorten heraus. Es scheint, daß damals *Quercus* und *Acer* bis an den östlichen Alpenrand „vordrangen“, *Corylus* mindestens die schweizerischen Lokalitäten „erreichte“. Wohl möglich, daß sie ihren Ursprung aus geschützten Refugien am Jura-Südrand (oder aus dem Donautal) nahmen und nicht aus dem Rhone-Saône-Gebiet oder aus der Oberrheinischen Tiefebene rückwanderten.

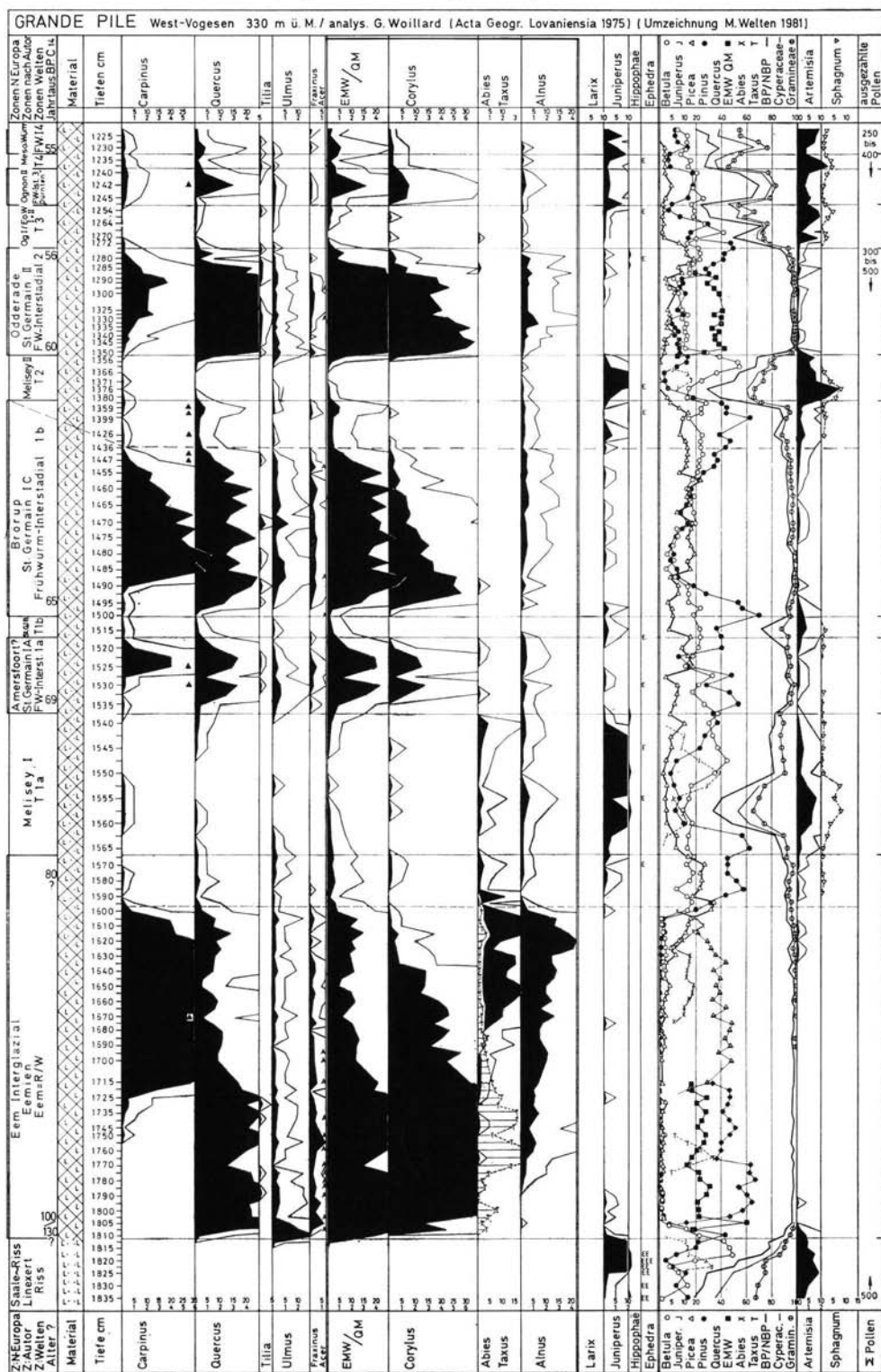


Abb. 3: Das Diagramm Grande Pile/Frankreich, westlich der Vogesen.

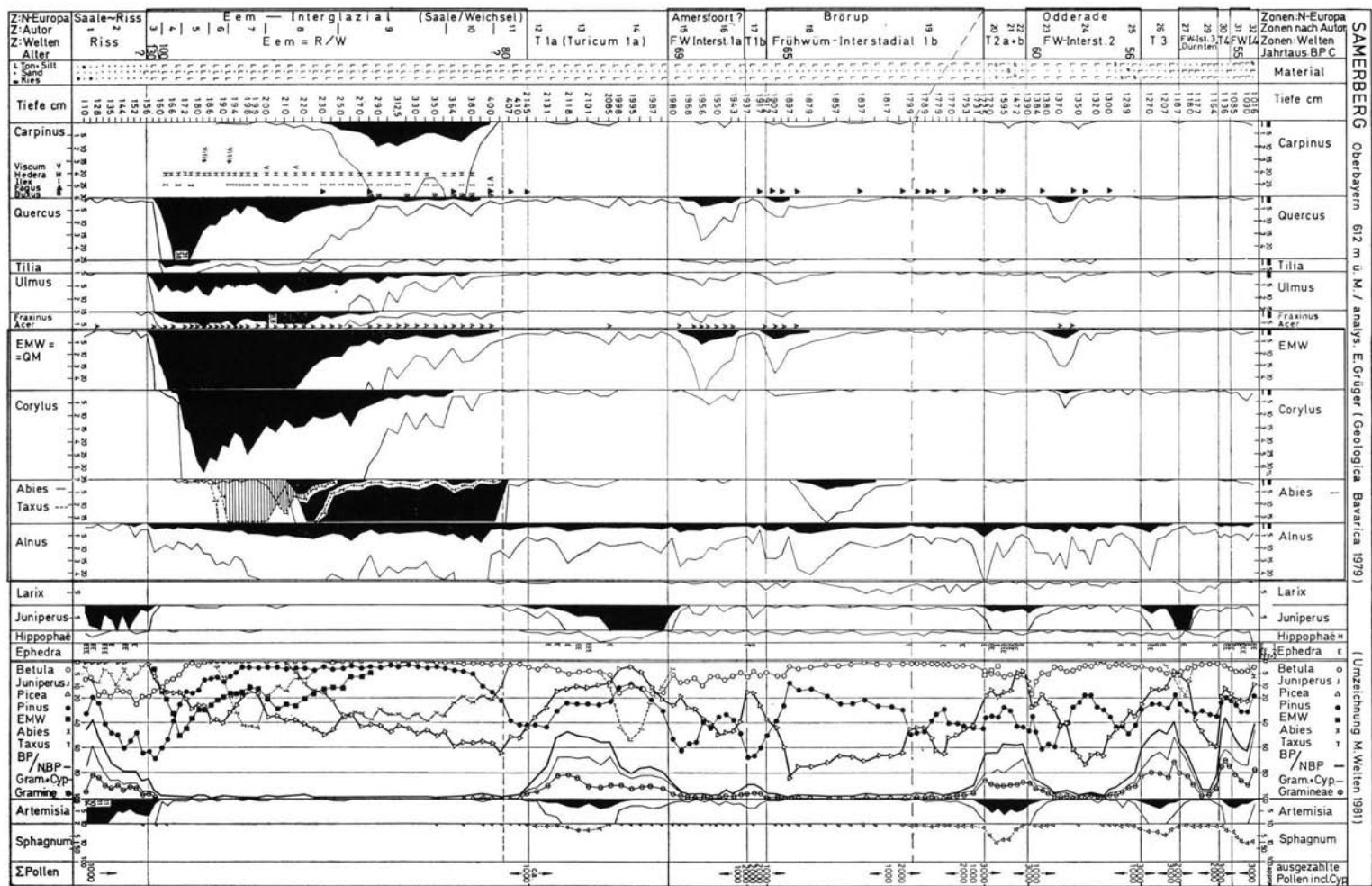


Abb. 5: Das Diagramm Samerberg/S-Deutschland, Oberbayern.

Die geringe Dauer des Amersfoort-Interstadials und (oder) sein noch recht ungünstiges Klimaoptimum ließen in Zentraleuropa noch kaum über *Pinus*- und *Picea*-Wälder hinausgehende Waldvegetation entstehen mit wenigen Laubwaldelementen an besonders günstigen Stellen. Bereits westlich der Vogesen und im Rhonetal bei Lyon (J. L. DE BEAULIEU, mdl.) kam es zur Entwicklung von Laub-Nadel-Mischwäldern, immer noch mit starkem borealen Einschlag.

5.6.

Danach vernichtete ein relativ kurzer Klimarückschlag (Gletschervorstoß FW-St2, WELTEN 1981: T 1b) im N *Picea* ganz, am Alpenrand aber nicht völlig. *Picea* blieb hier einzeln oder in Gruppen den lichten *Pinus*- und *Betula*-Beständen beigemischt. Auch westlich der Vogesen wurden die anspruchsvolleren Laubwaldelemente verdrängt; *Pinus* und *Betula* bildeten lichte Gehölze. Die allerorten schwache Entwicklung spätglazialer Kältesteppenvegetation läßt vermuten, daß der Grad der Abkühlung und Gletscherbildung in dieser Phase weit hinter der FW-St 1-Phase zurückblieb.

5.7.

Das nun beginnende zweite Frühwürm-Interstadial, FW-Interst 2, das Brörup-Interstadial, wird deshalb nirgends mit einer massiven *Juniperus*- und *Betula*-Phase eingeleitet, sondern sofort mit einer vermehrten Einmischung von *Picea* und einem Abbau der *Betula*- und *Pinus*-Anteile.

Westlich der Vogesen kam es zu einer fast gleichzeitigen explosionsartigen Entwicklung der wärmeliebenden Gehölze, vermutlich aus ihren regional überall vorhandenen Refugien heraus. Nur *Carpinus* kam zögernd, trotzdem mächtig zur Dominanz. WOILLARD (1975) verglich die Entwicklung sehr richtig mit den Wiederbesiedlungsvorgängen am Beginn des Holozäns (Postglazials) und des Eem-Interglazials. Wenn wir die noch hohen Prozentwerte von *Picea* (10–20 %), von *Pinus* (5–10 %) und von *Betula* (5–20 %) in Grande Pile mit den entsprechenden und viel niedrigeren im Eem vergleichen (*Picea* 0–5 %, *Pinus* 1–3 %, *Betula* 0–3 %) werden wir ihr Brörup ruhig als kühles Interglazial bezeichnen können und den Namen eines Interstadials nur aus Analogie (man möchte biologisch sagen Homologie) zur synchronen Phase in Nord- und Osteuropa und in Alpennähe einer Neuschöpfung einer Bezeichnung für eine intermediäre Ausbildung vorziehen. Schließlich handelt es sich um Chronozonen des würemeiszeitlichen Zeitabschnittes, die in verschiedenen Weltgegenden eben unterschiedlich warm waren (vgl. MANGERUD et al. 1974).

Interessant ist nun, daß sich an den anderen Lokalitäten die erwähnten quasi-Wiederbesiedlungsvorgänge nur (auch verglichen mit dem Amersfoort-Interstadial) sehr schlecht oder auch gar nicht abzeichnen (in Nordeuropa). Das rührt offenbar daher, daß die Wälder in der Kaltphase Amersfoort/Brörup nicht vernichtet, sondern nur gelichtet waren und mit der Erwärmung bloß dichter wurden aus den vorhandenen Elementen heraus: in Nordeuropa aus *Pinus* und *Betula* (*Picea*, *Alnus*), in Zentraleuropa aus *Picea* und *Pinus* heraus. Der imposante Anstieg von *Picea* am Alpennordrand ist Folge der geschilderten Ausgangslage. Die trotzdem deutlichen, doch schwachen Initialphasen des EMW (incl. *Acer*) am Samerberg und am Sulzberg können auf Rückwanderung beruhen, ebenso der stärkere *Corylus*-Anstieg am westlicher gelegenen Sulzberg, z. T. aber auch auf Fernflug, sind aber vielleicht schwache Belebungserscheinungen von regionalen Relikten. Daß sie so rasch abklingen, rührt von der mächtigen Konkurrenz von *Picea* her (ein Indiz mehr für die Komplexheit der Vorgänge).

Dieser Initialphase des Brörup-Interstadials folgt eine klimatisch vielleicht mildere (weniger kontinentale), vielleicht etwas feuchtere Phase, die dieses vor anderen Früh-

würm-Interstadialen auszeichnet: Am zentralen Nordalpenrand stellt sich eine längere Phase von *Abies* ein mit Werten von 5–10 % (in vier Diagrammen deutlich), interessanterweise mit bis über 10 % aber auch in Katy in den Pieninen in den Westkarpaten, vgl. MAMAKOWA 1975. Dieser Phase scheint in Grande Pile die *Carpinus*-Phase mit viel *Picea* zu entsprechen, im N schwankend bald *Alnus*-, bald *Betula*-, bald *Picea*-reiche Abschnitte.

Der letzte Abschnitt des relativ langen Brörup-Interstadials zeichnet sich überall aus durch starke *Pinus*-Zunahme (und leichte NBP-Zunahme), in den nördlichen und mehr kontinentalen Profilen (auch Katy!) durch schwache bis sehr starke (Einwanderung und) Ausbreitung von *Larix* (in Grande Pile und Sulzberg nicht festgestellt, doch deutlich in Dürnten im Zürcher Oberland und in Mutton-Stein, WELTEN 1981). In diesem letzten Abschnitt gehen überall die wärmeliebenden Arten auf geringe Werte zurück.

5.8.

Die dritte Frühwürm-Kaltphase (FW-St. 3, WELTEN 1981: T2a + b) scheint in ihrem Verlauf recht heterogen. Sie kann sich in Profilen mit vorwiegend mineralischen Sedimenten über mehrere Meter erstrecken, in Profilen mit vorwiegend organischen Materialien auf fast Null verkürzt sein. Im ganzen hatte sie den Charakter einer mäßig kalten, torrentiellen(?), ev. solifluidalen Waldgrenzphase mit starker *Pinus*-Dominanz (z. T. sicher *Pinus cembra*), mit geringer *Larix*-Beimischung und in der ersten Hälfte noch reichlichem *Picea*-Anteil. Die Kältesteppevegetation war am Anfang, besonders aber gegen das Ende mittelstark ausgebildet. Gegen Ende scheint sehr verbreitet ein *Betula*-Gipfel aufzutreten (ev. auch vor dem letzten Kältemaximum), doch fehlt überall eine betonte *Juniperus*-Wiederbewaldungsphase. Das hängt vielleicht mit dem Charakter des FW-St. 3 als Waldgrenzphase zusammen (die ich 1976 und 1978 als Ambitzgi-Interstadium bezeichnete; kalt-kontinental?).

5.9.

Das dritte Frühwürm-Interstadial, FW-Interst 3, das Odderade-Interstadial, beginnt sehr früh mit einer kräftigen *Corylus*-EMW-*Alnus*-Phase mit regional starker oder schwacher *Pinus*-Dominanz. Die Summe der genannten anspruchsvollen Gehölze ist größer als am Brörup-Beginn, was wohl daher rührt, daß sich die Wälder im Brörup rasch verdichteten, im Odderade aber unter dem Einfluß eines kühleren Interstadialklimas lichter und weniger vital waren (im Norden durchgehende *Calluna-Empetrum*-Vegetation und geringe *Picea*-Ausbreitung, in Grande Pile nur schwache *Carpinus*-Entwicklung). Das Odderade-Interstadial war zudem kürzer als das Brörup-Interstadial und weist schon früh gegen das Ende Elemente der Kältesteppe auf, obwohl es in der oberen Hälfte überall starke *Picea*-Zunahmen zeigt.

5.10.

Über dem Odderade-Interstadial findet man überall (im N nicht untersucht) ausgeprägte Kaltphasen mit hohen Kältesteppeelement-Anteilen, die für ein kaltkontinentales Klima sprechen (FW-St. 4). WOILLARD hat darin zwei kurze positive Phasen, Ognon I und Ognon II, unterschieden, die sie zwei nordischen Frühweichsel-Interstadialen zuzuordnen versuchte (vgl. WOILLARD 1975 und bes. 1978). Ihr Ognon I stellt jedoch nur einen schmalen *Pinus*-Gipfel dar ohne jede Begleitung von anspruchsvollen Elementen. Er findet sich ebenfalls im Zürcher Oberland und am Samerberg, ebenso merkmalsarm, und muß deshalb vorläufig als kleine Schwankung zweiten Grades unbeachtet bleiben. Viel wichtiger, weil gut charakterisiert, ist Ognon II, das in Mitteleuropa bereits mehrfach nachgewiesen ist (von WELTEN 1981 als Dürnten-Interstadial bezeichnet). Wir ordnen

Ognon II unserem FW-Interst. 4 zu. Es ist äußerst kurz, erreicht gute *Pinus*- und *Picea*-Werte, z. T. hohe *Larix*-Werte (um 20 %), wird z. T. von hohen *Juniperus*-Werten eingeleitet, die von ordentlichen *Hippophaë*-Werten begleitet sind, was bedeutet, daß die Wiederbewaldung hier von Null an, von offener Kältesteppe an eingesetzt hat (wie am Beginn des Amersfoort-Interstadials). Es weist bis in den westlichen (schweizerischen) Nordalpenraum hinein deutliche Fernflugsuren anspruchsvoller Gehölze auf (die in Grande Pile noch 16 % EMW und 7 % *Corylus* ausmachen, am Sulzberg 3 %, resp. 6 %, also vielleicht selbst am Sulzberg noch ortsanwesend gewesen waren, z. B. an der Lägern). Es scheint nach einer Groninger Datierung an Material aus Dürnten erwiesen, daß diese wahrscheinlich letzte deutliche positive Frühwürmphase wenig älter als 55 000 B.P. (GrN-9865) ist (WELTEN 1981).

6. Zusammenfassung

R/W-Interglazial im Alpenbereich und Eem-Interglazial in Nordeuropa sind identisch und synchrone Warmzeiten des Jung-Quartärs.

Die Schlußphase dieser letzten Warmzeit dauerte wahrscheinlich länger als bisher angenommen wurde und bestand vielleicht über Jahrtausende im Tiefland Zentraleuropas aus interstadialartiger *Pinus*- und *Picea*-Waldvegetation bei bereits stark herabgesetzter Wald- und Schneegrenze und inneralpinem Anwachsen der Gletscher.

Die nachfolgende Vereisung dürfte das Alpenvorland erreicht haben und zu den markanten Eisständen der Würmeiszeit gehören.

Die anschließende Frühwürmphase mag (C^{14} !) von ca. 70 000 bis 55 000 B.P. gedauert haben. Sie ist keineswegs eine Phase der progressiven Abkühlung und Herausbildung von Eisschilden und Gletscherströmen, die einem „Maximum“ der Würmvergletscherung entgegen tendierten. Sie stellt im Gegenteil als Ganzes eine mäßige Wärmeschwankung mit vier Interstadialen und drei trennenden Stadialen dar, die auf eine erste große Würm-Vereisungsphase unbekannter Dauer folgten:

Holozän = Postglazial (Warmzeit) 10 000 B.P. — heute

Würm-Eiszeit = Weichsel-Eiszeit

Spätwürm	25 000 — 10 000 B.P.
Mittelwürm	55 000 — 25 000 B.P.
Frühwürm	> 70 000 — 55 000 B.P.

	FW-Interstad. 4 Dürnten	ziemlich kühl
FW-Stad. 4 kalt		
	FW-Interstad. 3 Odderade	mäßig warm
FW-Stad. 3 mäßig kalt		
	FW-Interstad. 2 Brörup	warm
FW-Stad. 2 kühl		
	FW-Interstad. 1 Amersfoort	aufwärmend
FW-Stad. 1 sehr kalt		

R/W-Interglazial = Eem-Interglazial

R/W-Endphase	mäßig kühl
R/W-Wärmekulmination	sehr warm
R/W-Aufwärmphase	warm

Riß-Eiszeit = Saale-Eiszeit

Mitteleuropa, z. T. auch das südliche Nordeuropa, lagen im Frühwürm im Bereich der Verdrängung, teilweisen Vernichtung und jeweiligen lokalen Wiederausbreitung anspruchsvoller Laubwaldvegetation. In Zentraleuropa dominierten in den Frühwürm-Interstadialen *Pinus* und *Picea*, im westlich anschließenden Europa (und wohl auch im südöstlich anschließenden Europa) herrschten im Optimum der Interstadiale Nadel-Laub-Mischwälder mit borealem Einschlag. In den Stadialphasen fehlte in Mitteleuropa der Wald und regenerierte sich in den Interstadialen aus lokalen Refugien. Eigentliche Wanderungserscheinungen großen Ausmaßes fehlten im Frühwürm weitgehend.

Das völlige (und endgültige?) Verschwinden von *Picea*-Wäldern in Zentraleuropa nach dem vierten Frühwürm-Interstadial dürfte den Beginn des Mittelwürmabschnittes markieren.

Vermutlich spielten sich die im Frühwürm beschriebenen Verdrängungs- und Vernichtungserscheinungen der anspruchsvollen Waldvegetation im Mittel- und Spätwürm in sehr ähnlicher Weise in graduell erweitertem Rahmen ab, der Basis für die spät- und postglaziale Wiederbesiedlung war, die aus einem noch stärker aufgelockerten Refugienetz heraus erfolgte.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, S. T. (1961): Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — Danmarks Geol. Unders., II. R., **75**: 175 S.; Kopenhagen.
- AVERDIECK, F. R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade (Schleswig-Holstein). — Fundamenta, R. B. **2**: 101—125; Köln/Graz.
- BEHRE, K. E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. — Geol. Jb., **A 18**: 3—48; Hannover.
- BEUG, H. J. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — Bayr. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., N. F., **151**: 46—75; München.
- (1976): Diagramme Zeifen und Eurach a) in Führer DEUQUA-Tagung Stuttgart 1972, b) in Führer Exkursionstagung IGCP-Projekt 73/1/24, herausg. von B. FRENZEL (1976 u. 1978); Bonn.
- FRENZEL, B. (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — 326 S.; Wiesbaden (Steiner).
- GRÜGER, E. (1979a): Spättriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — Geologica Bavarica, **80**: 5—64; München.
- (1979b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 23—34; Hannover.
- KLAUS, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. — Jb. Oberösterreich. Musealverein, **130**, I. Abh., 315—344; Linz.
- MAMAKOWA, K. MOOK, W. G. & SRODON, A. (1975): Late Pleistocene Flora at Katy (Pieniny Mts., West Carpathians). — Acta Palaeobotanica, **XVI** (2): 147—172; Krakow.
- MANGERUD, J., ANDERSON, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1978): The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. — Boreas, **7**: 179—181; Oslo.
- MENKE, B. (1980): Vegetationskundlich-ökologisches Modell eines Interglazial-Glazial-Zykls in Nordwestdeutschland. — Phytocoenologia, **7**: 100—120; Stuttgart/Braunschweig.
- & BEHRE, K. E. (1973): History of Vegetation and Biostratigraphy. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 251—267; Öhringen/Württ.
- SCHNEEKLOTH, H. (1966): Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel, Krs. Bremervörde. — Z. dt. geol. Ges., **116**: 773—796; Hannover.

- 15 SCHÜTRUMPF, R. (1967): Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. — *Fundamenta*, B 2: 136—167; Köln/Graz.
- 16 SELLE, W. & SCHNEEKLOTH, H. (1965): Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremer-vörde; drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. — *Z. dt. geol. Ges.*, 115: 109—117; Hannover.
- 17 STREMMER, H. E. & MENKE, B. (1980): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein. (Rederstall und Keller). — *Geol. Landesamt Schleswig-Holstein*, S. 41—49; Kiel.
- 18 WELTEN, M. (1976): Das Jüngere Quartär im nördlichen Alpenvorland der Schweiz auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. — In: *Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24* (Herausg. B. FRENZEL), Stuttgart-Hohenheim / 2. Aufl. Bonn, 1978.
- 19 — (1979): Late Glacial and Late Weichselian (Spätglazial und Spätwürm): a comment. — *Boreas*, 8: 396; Oslo.
- 20 — (1981): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpen-Vorlandes der Schweiz. — *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz*; Basel. — [Im Druck.]
- 21 WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — *Acta Geogr. Lovaniensia*, 14: 118 S.; Louvain-la-Neuve.
- 22 — (1979): The last Interglacial-Glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. — *Bull. Soc. belge de Geol.*, T 88: 51—69; Brüssel.
- 23 ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. — *Mem. Geol. Found. Netherlands*, 14: 15—45; Haarlem.
- 24 — & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 129—146; Öhringen/Württ.

Manuskript eingegangen am 25. 6. 1981.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	203—209	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	---------	----------------------

Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials

(Berichte der SEQS 4)

KLAUS-DIETER MEYER *)

Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS), meeting (20.—25. 6. 1977, Berlin/GDR; 4.—11. 9. 1977, Poland), stratotype, Lower Pleistocene (Elster Glaciation), Upper Pleistocene (Weichsel Glaciation), glacial sedimentation, stratigraphical limit, planning, Thuringian Hills (Voigtstedt), Bez. Halle; Lower Vistula area (Poland), TK 25: Nr. 4633

Kurzfassung: Es wird über die Arbeit der SEQS während der letzten und laufenden Interkongressperiode berichtet, speziell über zwei Arbeitstreffen in Berlin (DDR), 20.—25. 6. 1977 und Polen, 4.—11. 9. 1979. Auf dem Treffen in der DDR wurde als Typlokalität der Elster-Formation das Gebiet von Voigtstedt ausgewählt. Auf dem Treffen in Polen wurde das untere Weichsel-Gebiet als Typregion der Weichsel-Formation vorgeschlagen. Abschließend wird die weitere Planung der SEQS erläutert.

[On the Results of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy: Stratotypes of the Elster and the Weichsel Glaciation (Report SEQS 4)]

Abstract: This paper reports on the activity of the Sub-Commission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS) during the last inter-congress period, mainly on the meetings held in Berlin (GDR), 20—25 June 1977 and Poland, 4—11 Sept. 1979.

The meeting in the GDR was organized by the "Zentrales Geologisches Institut" in Berlin.

After the final discussion it was agreed to establish a resolution on the stratotype locality of the Elster Formation which reads as follows:

"On basis of the evidence submitted by A. CEPEK et al., the Voigtstedt area was chosen as type locality for the Elster Formation during the field excursion of the SEQS in June 1977.

The Elster Formation follows on the deposits of the Voigtstedt interglacial and is terminated by the overlying Holstein interglacial deposits.

The Elster Formation at the type locality is composed of the following members in upward succession: the subarctic part of the "Lehmzone" (limnic), fluvial sands and gravels, glacio-limnic varved clays, till and glaciofluvial sands and gravels (A. STEINMÜLLER, 1977).

The Voigtstedt interglacial is represented by the lowermost part of the "Lehmzone" as defined by the pollenzone (K. ERD, 1965) and also includes warm faunas of molluscs, ostracods and vertebrates (H. D. KAHLKE et al., 1965). The mammalian fauna represents the youngest part of the Mammalian stage of the Biharian.

The Voigtstedt interglacial lies in the Brunhes magnetic epoch (F. WIEGANK, 1973).

The Holstein interglacial has been proved palynologically to overlie till and glaciofluvial deposits of the Elster Formation in the boring Sangerhausen VII.

The Sub-Commission recommends further studies in the Voigtstedt area as well as in other areas (parastratotypes), for possible further subdivision of the Elster Formation.

The "Vistulian Stratigraphy" Symposium was held as a work meeting of the SEQS, together with the "Peribaltic Group for Research on the Stratigraphy and Chronology of Weichselian (Vistulian) Deposits in the South Baltic Area."

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K.-D. Meyer, Direktor u. Professor, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover 51, Stilleweg 2.

The Symposium was organized by the Polish Quaternary Committee in cooperation with numerous institutions and persons. After 3 meetings of the Commission the following final resolution was passed.

"On the basis of the evidence submitted during the field excursion and from the papers read in September 1979 at the Symposium on Vistulian Stratigraphy in Poland, the lower Vistula area was proposed as type region for the Weichsel (Wisla) = Vistulian Formation. The Weichsel (Wisla) = Vistulian Formation overlies the marine and limnic Eemian Formation and is terminated by overlying Holocene deposits. The Vistulian/Holocene boundary needs to be precisely defined in cooperation with the INQUA Subcommission on the Pleistocene/Holocene boundary.

The Weichsel (Wisla) = Vistulian Formation in the type region is composed of the following parts:

- a) 3 (—5 ?) till beds
- b) glaciofluvial sands, glaciolacustrine silts and varved clays, which occur between the till beds.

The Sub-Commission recommends further studies in the type region and in other regions (parastratotypes) for possible further subdivision and correlation of the Weichsel (Wisla) = Vistulian Formation as well as for the establishment of the Eemian/Vistulian boundary".

Additionally, R. WEST proposed "that the definition of the lower boundary of the Weichselian/Vistulian stage proposed by ANDERSEN et al. (1960) and ZAGWIJN (1961) be adopted for the time being; meanwhile, countries covered by the Weichsel glaciation should be asked to draw up biostratigraphical and lithostratigraphical tables for the Weichselian/Vistulian of their own areas, with the aim of providing SEQS with information on which to base an improved definition of the Weichselian/Vistulian stages".

1. Einleitung

Mit nachfolgendem Bericht wird eine Zusammenfassung der Tätigkeit der SEQS während der letzten und der laufenden Interkongressperiode gegeben. Der Artikel schließt an die von LÜTTIG (1966, 1968, 1969) gegebenen Berichte an, in denen die Aufgaben und Bestrebungen der SEQS skizziert und über die Beschlüsse der ersten Zusammenkünfte berichtet wurde.

Außer den Kommissions-Sitzungen während der INQUA-Kongresse in Christchurch und Birmingham sowie kleineren Arbeitsbesprechungen (zuletzt anlässlich des Intern. Geol. Kongresses in Paris 1980) fanden zwei internationale Veranstaltungen statt, über die näher berichtet werden soll. Beide Treffen befaßten sich mit einer der Hauptaufgaben der Kommission, der Festlegung von Typlokalitäten bzw. Typregionen der Haupteinheiten der Europäischen Quartärstratigraphie, und zwar war ein Treffen in der DDR dem Elster-Glazial, ein weiteres in Polen dem Weichsel-Glazial gewidmet.

Es war angestrebt, auch das Saale-Glazial einzubeziehen und über alle drei nordischen Vereisungen gemeinsam zu berichten. Da in absehbarer Zeit damit nicht zu rechnen ist, soll mit dem Bericht nicht länger gewartet werden.

2. Arbeitssitzung der SEQS in Berlin samt Exkursion zur Festlegung eines Typprofiles des Elster-Glazials

Das Treffen fand vom 20.—25. 6. 1977 statt, organisiert vom Zentralen Geologischen Institut in Berlin, dessen Direktion dafür vielmals zu danken ist, besonders aber Herrn A. G. CEPEK und Mitarbeitern. Nach einführenden Vorträgen zur Quartärstratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des Elster-Komplexes durch A. G. CEPEK und K. ERD fand eine eingehende Diskussion statt.

Eine anschließende 4tägige Exkursion unter Führung von A. G. CEPEK, L. LIPPSTREU, R. ZWIRNER, zeitweise auch von R. FUHRMANN, führte von Berlin in das klassische sächsisch-thüringische Vereisungsgebiet; besucht wurden folgende 13 größere Aufschlüsse:

Rüdersdorf: Elster bis Weichsel-Moränenstratigraphie
Welsickendorf (S Jüterbog): Saale-Stratigraphie, Saale-3
Jahmo (N Wittenberg): Präglazial und Elster-Moräne
Golpa-Nord (SW Wittenberg): Elster, Holstein, Saale-Komplex
Rittnitz bei Döbeln: Fossiler Boden im Saale-Komplex
Mahlis bei Oschatz: Cromer-Komplex und prä-Elster-Löß
Zauschwitz bei Pegau: Niederterrasse der Weißen Elster
Miltitz bei Markranstädt: Elster-Komplex
Pirkau: Elster und Saale
Zauchfeld: Talablagerungen
Voigtstedt: Elster-Kaltzeit, Voigtstedt-Warmzeit, Helme-Kaltzeit, Artern-Warmzeit
Ichstedt: Helme-Kaltzeit und Voigtstedt-Warmzeit
Borxleben: Helme-Kaltzeit.

Auf der Abschlusdiskussion in Artern wurde beschlossen, Voigtstedt als Lecto-Stratotyplokalität für das Elster-Glazial zu wählen.

Die Abschluß-Resolution lautete folgendermaßen:

„Auf der Basis des von A. G. CEPEK et al. vorgelegten Beweismaterials wurde während der SEQS-Exkursion im Juni 1977 das Gebiet von Voigtstedt als Typlokalität der Elster-Formation ausgewählt.

Die Elster-Formation folgt über den Ablagerungen des Voigtstedt-Interglazials und ist begrenzt durch die überlagernden Ablagerungen des Holstein-Interglazials.

Die Elster-Formation wird an der Typlokalität aus folgenden Abschnitten (vom Liegenden zum Hangenden) aufgebaut: der subarktische Teil der „Lehmzone“ (limnisch), fluviatile Sande und Kiese, glazilimnische warwige Tone, Grundmoräne und glazifluviatile Sande und Kiese (A. STEINMÜLLER 1977). Das Voigtstedt-Interglazial ist repräsentiert durch den untersten Teil der „Lehmzone“, durch die entsprechende Pollenzone definiert (K. ERD 1965) und enthält eine warmtemperierte Mollusken-, Ostrakoden- und Vertebraten-Fauna (H. D. KAHLKE et al. 1965). Die Säugetierfauna repräsentiert den jüngsten Abschnitt der Säugetier-Stufe des Biharium.

Das Voigtstedt-Interglazial liegt in der magnetischen Epoche des Brunhes (F. WIEGANK 1973).

Die Überlagerung der Grundmoräne und der glazifluviatilen Schmelzwassersande der Elster-Formation durch das Holstein-Interglazial ist palynologisch nachgewiesen in der Bohrung Sangerhausen VII.

Die Subkommission empfiehlt weitere Studien im Gebiet von Voigtstedt und in anderen Gebieten (Parastratotypen) für mögliche weitere Untergliederung der Elster-Formation“.

Während der Diskussion nahm auch die Frage einen speziellen Raum ein, ob es statthaft sei, die Typlokalität nicht innerhalb des Flußgebietes der Elster, sondern der Unstrut/Saale zu wählen. Bei den Teilnehmern gab aber den Ausschlag, daß in Voigtstedt die elsterkaltzeitlichen Sedimente von zwei warmzeitlichen Serien eingerahmt werden. Bedeutsam ist ferner, daß Einigung darüber erzielt wurde, daß der Bereich der Helme-Kaltzeit (CEPEK 1968) nicht als Äquivalent der Elster I zu betrachten ist und somit nicht in den Elster-Komplex einzubeziehen ist. Die Etablierung von Parastratotypen sollte beson-

ders im klassischen Leipziger Gebiet, wovon noch in jüngerer Zeit umfassende Arbeiten vorgelegt wurden (u. a. EISSMANN 1975), vorrangig betrieben werden; gleichfalls im Untereibe-Gebiet, wo die Elster durch das marine Holstein-Interglazial überlagert wird.

3. Symposium „Vistulian Stratigraphy“ in Polen zur Festlegung der Typregion des Weichsel-Glazials

Dieses Treffen der SEQS fand vom 4.—11. 9. 1979 unter Mitwirkung der „Peribaltic group for research on the stratigraphy and chronology of Weichselian (Vistulian) deposits in the South Baltic Area“ statt.

Das Symposium wurde ausgerichtet vom Polnischen Quartär-Komitee unter dessen Vorsitzenden S. Z. ROZYCKI in Zusammenarbeit mit zahlreichen Institutionen und Personen, denen allen hier zu danken ist, besonders aber dem Sekretär des Organisations-Komitees, J. E. MOJSKI. Ca. 80 Personen aus 15 Ländern, darunter 20 Mitglieder und korrespondierende Mitglieder der Kommission, nahmen daran teil.

Das Hauptziel des Treffens war die Festlegung der Typregion der Weichselvereisung. Mit der letzten Vereisung befaßten sich 35 Vorträge, die in englischer Sprache in der Reihe „Quaternary Studies in Poland“ publiziert werden ¹⁾.

Während der Exkursion, die von Warschau ausgehend über Plock, Konin, Thorn, Graudenz nach Danzig meist entlang der Weichsel führte, wurden 17 größere Aufschlüsse vorgeführt:

Plock:	Weichsel-Grundmoräne über Bänderton
Gory:	Grundmoräne der Mittelpolnischen (= Saale)-Vereisung über Bänderton
Lack-Zdówrz:	Os
Imielnica:	Schmelzwasserbildungen der Plock-Subphase (Weichsel)
Janoszyce:	Spätglazial
Konin-Maliniec:	Braunkohlengrube mit Weichsel-Moränenfolge, Weichsel-Interstadial
Klecze:	Braunkohlengrube, wie vor
Starogrod:	Weichsel-Grundmoränenfolge
Morsk:	„ „
Swiez:	„ „
Sartowice Dolne:	„ „
Graudenz:	„ „
Nowa Wies:	Karbonat-zementierte Schmelzwassersande
Skarszewy:	Toteis-Landschaft
Gniew:	Weichsel-Grundmoränenfolge
Oliwa:	Weichsel-Grundmoräne über Sand und Miozän
Bretowo:	Weichsel-Grundmoränenfolge

Auf der Abschlusdiskussion am 10. und 11. 9. 1979 wurde das untere Weichselgebiet als Typregion ausgewählt. Ausschlaggebend war dafür die Tatsache, daß hier eine sehr komplette weichselzeitliche glaziale Folge von marinen Eem-Sedimenten unterlagert und von Holozän überlagert wird. In der Typregion sollen nunmehr Typprofile ausgewählt werden.

Folgende Abschluß-Resolution wurde verfaßt:

„Auf der Grundlage der während der Exkursion und der Vorträge im September 1979 anlässlich des Symposiums „Vistulian Stratigraphy“ vorgelegten Daten wird das untere

¹⁾ Teil I ist inzwischen erschienen (ROZYCKI [Hrsg.]) 1980.

Weichsel-Gebiet als Typregion der Weichsel (Wisla) = Vistulian Formation vorgeschlagen. Die Weichsel (Wisla) = Vistulian-Formation liegt über marinen und limnischen Schichten der Eem-Formation und wird überlagert durch holozäne Sedimente.

Die Weichsel/Holozän-Grenze ist exakt zu definieren in Zusammenarbeit mit der INQUA-Subkommission für die Pleistozän/Holozän-Grenze.

Die Weichsel (Wisla) = Vistulian-Formation besteht in der Typ-Region aus folgenden Schichten:

1. 3 (—5 ?) Grundmoränen
2. glazifluviatilen Sanden, glazilakustrinen Schluffen und Warwentonen, welche den Grundmoränenbänken zwischengeschaltet sind.

Die Subkommission empfiehlt weitere Studien sowohl in der Typ-Region wie in anderen Gebieten (Parastatotypen) für weitere Untergliederungen und Korrelation der Weichsel (Wisla) = Vistulian-Formation sowie für die Begründung der Eem/Weichsel-Grenze.“

Von R. WEST wurde folgender Text vorgeschlagen: “That the definition of the lower boundary of the Weichselian/Vistulian stage proposed by ANDERSEN et al. (1960) and ZAGWIJN (1961) be adopted for the time being; meanwhile, countries covered by the Weichsel glaciation should be asked to draw up biostratigraphical and lithostratigraphical tables for the Weichselian/Vistulian of their own areas, with the aim of providing SEQS with information on which to base an improved definition of the Weichselian/Vistulian stages.“

4. Beschluß zur Abgrenzung des Weichsel-Spätglazials

Zusammen mit der „Peribaltic Group“ wurde nach eingehender Diskussion der unterschiedlichen Meinungen (MANGERUD & BERGLUND 1978; ANDERSEN 1979) zur Abgrenzung des Weichsel-Spätglazials folgende Empfehlung angenommen:

“SEQS recommend that the chronostratigraphical boundary between the Middle and Late Weichselian/Vistulian substages is placed around 25 000 B.P. A type section has to be found later.“

Anwesend waren 4 Vollmitglieder; bei der Abstimmung zusammen mit den korrespondierenden Mitgliedern sprachen sich 6 für und 4 gegen die Empfehlung aus bei 3 Enthaltungen. Da das Problem über europäische Belange hinausgeht, wird die Empfehlung der Stratigraphischen Hauptkommission vorgelegt.

5. Zukünftige Arbeiten

Vom 1. bis 8. Juni 1981 fand in Brasov (Kronstadt) eine von C. GHENEA, Institutul de geologie si geofizica/Bukarest organisierte Arbeitstagung statt.²⁾ Hauptthema: Stratigraphie des Unteren Pleistozän in Rumänien und Möglichkeiten der Korrelation mit anderen europäischen Beckengebieten. Vorgesehen ist eine 4tägige Exkursion ins Brasov-Bekken zum Studium oberpliozäner und pleistozäner lakustriner und kontinentaler Formationen und deren Fossilführung.

Im Kongreß-Jahr 1982 wird außer den Veranstaltungen im Gastland kein weiteres Treffen stattfinden.

Für 1983 ist in der 2. Septemberhälfte ein Arbeitstreffen in München zum Thema „Würm-Vereisung“ mit Exkursionen im Gebiet des Würm-, Salzach- und Traungletschers geplant, veranstaltet vom Bayerischen Geologischen Landesamt in Zusammenarbeit mit mehreren Institutionen.

²⁾ Über dieses inzwischen stattgefundene Treffen wird zu einem späteren Zeitpunkt berichtet.

Mit diesem Treffen soll die Diskussion um die Neudefinition der klassischen alpinen Gliederung in internationalem Rahmen weitergeführt werden. Es besteht wohl durchweg Übereinstimmung, daß dieses noch weitgehend morphostratigraphisch fundierte Schema, so überzeugend es in seinen Grundzügen nach wie vor ist, dringend der Absicherung mit Interglazialen bedarf und nur so die Korrelation mit der nordeuropäischen Standardgliederung des europäischen Quartär auf eine gesicherte Basis gestellt werden kann. Die Vorbereitung des für 1983 geplanten Treffens war eines der Themen der Herbstsitzung 1980 der Subkommission für Quartärstratigraphie der DUGW in München.

Das setzt allerdings voraus, daß im Gebiet der nordischen Vereisung selbst die Bearbeitung der Typlokalitäten voranschreitet, d.h. in erster Linie das Saale-Glazial und Holstein-Interglazial betreffend.

Die Arbeiten zur Aufstellung eines Typprofils des Holstein-Interglazials unter der Federführung von F. GRUBE im Hamburger Gebiet laufen; es wäre wünschenswert, wenn zum nächsten Kongreß erste Ergebnisse vorgestellt würden. Vor allem ist zu hoffen und anzustreben, daß hinsichtlich der Stellung der Dömnitz-Warmzeit Fortschritte erzielt werden.

Dringend notwendig sind auch Fortschritte hinsichtlich der Gliederung des Saale-Komplexes, dessen Gliederung durch eine oder mehrere Warmzeiten nach wie vor in der Diskussion ist. Auch die 7th Session zum Projekt 24 des Internationalen Geologischen Korrelations-Programmes „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ in Kiel, September 1980, hat hier keine Einigung erbracht. Innerhalb des Saale-Komplexes sind nach wie vor keine durch sichere saalezeitliche Glazialsedimente begrenzte Interglazialvorkommen nachgewiesen, und nur durch solche kann eine Aufgliederung des Saale-Glazials in mehrere autonome Glaziale begründet werden. Fossile Böden unsicherer stratigraphischer Position, unklarer Genese (längere Kaltphase oder kürzere Warmphase etc.) sind dafür allein nicht geeignet. Solange also keine Interglazialsedimente innerhalb des Saale-Komplexes nachgewiesen sind, kann die klassische Gliederung Elster-Saale-Weichsel als gültig angesehen werden, allerdings unter der Voraussetzung, daß diese Einheiten nach neuen Methoden bearbeitet und nach modernen Prinzipien definiert werden.

Eine Verzögerung dieser Arbeiten ist der internationalen Korrelation abträglich und fördert eine nicht mehr übersehbare Zersplitterung in einzelne Lokalstratigraphien.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, S. T. (1961): Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial (Last Glacial). — Danm. geol. Unders., II R., 75: 1—175, 11 Abb., 33 Tab., 15 Taf.; Kopenhagen.
- (1979): The subdivision of the Quaternary of Norden: a comment. — *Boreas*, 8: 74—75; Oslo.
- VRIES, H. DE & ZAGWIJN, W. H. (1960): Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. — *Geol. Mijnb.*, 39: 38—42, 3 Abb.; 's Gravenhage.
- CEPEK, A. G. (1968): Quartär. — in: *Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*. — 1: 385—425, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- ERD, K., FUHRMANN, R., STEINMÜLLER, A. & ZWIRNER, R. (1977): Exkursionsführer zur Arbeitstagung des ZGI für die INQUA-Subkommission für europäische Quartärstratigraphie (SEQS) zur Stratotypen-Diskussion in der Deutschen Demokratischen Republik, 20.—25. 6. 1977: 76 S., Abb., Tab.; Berlin. — [Als Mskr. vervielfältigt.]
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. — *Schriftenr. geol. Wiss.*, 2: 228 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf.; Berlin.

- ERD, K. (1965): Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. — *Paläont. Abh.*, **A, II** (2/3): 259—272, 2 Abb.; Berlin.
- KAHLKE, H. D. (Hrsg.) (1965): Das Pleistozän von Voigtstedt. — *Paläont. Abh.*, **A II** (2/3): 227—692, Abb., Tab., Taf.; Berlin.
- LÜTTIG, G. (1966): Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **17**: 227—228; Öhringen/Württ.
- (1968): Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA. (Berichte der SEQS 2). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 283—289; Öhringen/Württ.
- (1969): Quartärstratigraphische Diskussionen in Frankreich und England. — (Berichte der SEQS 3). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 249—251; Öhringen/Württ.
- MANGERUD, J. & BERGLUND, B. (1978): The subdivision of the Quaternary of Norden: a discussion. — *Boreas*, **7**: 179—181; Oslo.
- MOJSKI, J. E. (Hrsg.) (1979): Symposium on Vistulian Stratigraphy Poland 1979. Guide-Book of Exkursion. — Polish Academy of Sciences, Committee of Quaternary Research, Warschau.
- ROZYCKI, S. Z. (Hrsg.) (1980): Vistulian Stratigraphy Poland '79, Part one. — *Quaternary Studies in Poland*, **2**: 1—135; Warszawa, Poznan. — [mit 9 Beiträgen verschiedener Autoren].
- STEINMÜLLER, A. (1977): Die präglazialen Bildungen und elsterglaziale glaziäre Sedimente im Gebiet Voigtstedt-Edersleben und am Kyffhäuser. — in: CEPEK et al. (1977): Exkursionsführer zur Arbeitstagung des ZGJ usw., 24 S., Abb., Tab.; Berlin.
- WIEGANK, F. (1975): Erste Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen quartärer Lockersedimente in der DDR. — *Z. geol. Wiss.*, **3** (8): 1103—1109, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. — Part I. Eemian and Early Weichselian. — *Meded. Geol. Sticht.*, N. S., **14**: 15—45, 20 Abb.; 's Gravenhage.

Manuskript eingegangen am 11. 12. 1980.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	211	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----	----------------------

Nicht „flowtill“, sondern „tilloides Glacifluvial“

– flowtill is not glacigen but glacifluvial –

KARL GRIPP *)

Die ursprünglich lokale Bezeichnung „till“ hat in englisch sprechenden Ländern das lange Zeit vorher auch dort gebräuchliche Wort „Grundmoräne“ verdrängt. Dies dürfte mit den Regeln der Nomenklatur nicht übereinstimmen. Die über die Genese nichts ausagende Benennung „till“ mag zum Teil die Ursache dafür sein, daß an Feinkorn reiche, flüssig gewordene frühere Grundmoräne als „flowtill“ bezeichnet wird. Damit wird ein genetisch unzutreffender Name verwendet.

Gesteinsbrocken, die bis zur endgültigen Ablagerung nur vom Eise verfrachtet wurden, fallen unter den Begriff „Moräne“ oder „Glacigen“. Hingegen ist Moränenmaterial, das — aus dem Eise ausgeschmolzen — vom Wasser weiterverfrachtet wird, „glacifluvial“. Der Beginn des glacifluvialen Bereiches liegt aber nicht nur am Gletschertor, sondern kann schon auf der randnahen Oberfläche fließenden Eises liegen.

Moränenmaterial, aus Spalten im Eis oder Mittelmoränen stammend und auf der Eisoberfläche ausgebreitet, wird vom Eise weiterverfrachtet. Das Feinkorn dieses glacigenen Gesteinsschuttes wird vom Schmelz- oder Regenwasser fortgespült. Also auf dem Eise kann schon glacifluviale Verfrachtung einsetzen. Wo in den Basislagern des Eises viel Feinkorn enthalten ist, entstehen, zumeist kurzlebig, grundmoränen-ähnliche Schmelzwasser- oder Becken-Ablagerungen. Sie sind glacifluvialen Ursprungs.

Es ist nicht erstaunlich, daß die Schmelzwassersande, beziehungsweise „Sander“ auf und vor dem Rand des Eises Übergangsphasen aufweisen.

Die Nomenklatur aber sollte in genetischer Hinsicht eindeutig bleiben; also statt „flowtill“ wäre zu verwenden: „grundmoräne-ähnliches Glacifluvial“ oder — wenn Kürze vorgezogen — „tilloides Glacifluvial“.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. G r i p p, Klosterstraße 22, 2400 Lübeck.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	31	213—214	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	---------	----------------------

Personalia

Am 2. April 1981 verstarb, völlig unerwartet, im 63. Lebensjahr

Herr Prof. Dr. JULIUS FINK

aus Wien.

Herr Prof. FINK, eines der herausragenden Mitglieder unserer Vereinigung, bekleidete in der Deutschen Quartärvereinigung in den Jahren 1975—1976 das Amt des 2. Vorsitzenden, in den Jahren darauf, 1977—1978, das Amt des 1. Vorsitzenden. Ab 1979 gehörte er dem Vorstand an.

Die Beisetzung fand am 9. April 1981 auf dem Friedhof in Ottakring statt, an der auch eine Abordnung der Deutschen Quartärvereinigung teilnahm.

Eine ausführliche Würdigung des Verstorbenen ist für den nächsten Band vorgesehen.

Am 16. Januar 1981 feierte unser langjähriges Mitglied

Herr Prof. Dr. HERRMANN SCHWABEDISSEN

in Köln seinen 70. Geburtstag.

Herr Prof. SCHWABEDISSEN war bis 1978 Direktor des Instituts für Vor- und Frühgeschichte der Universität Köln.

Herr SCHWABEDISSEN gehörte dem Beirat unserer Vereinigung in den Jahren 1957—1959 und 1966—1970 an, war von 1960—1962 erster Vorsitzender. Er ist einer der Männer, die das Ansehen unserer Vereinigung mitgeprägt haben.

Unsere herzliche Gratulation!

Dr. KARL PICARD tritt in den Ruhestand

Am 7. August 1981 vollendete Dr. KARL PICARD sein 65. Lebensjahr und schied im Laufe des Monats August aus dem landesgeologischen Dienst des Landes Schleswig-Holstein aus, in dem er an hervorragender Stelle als Leitender Geologiedirektor und Leiter der Abteilung „Lagerstätten, geologische Kartierung und geowissenschaftliche Grundlagen“ tätig war. K. PICARD zeigte schon zu Beginn seiner beruflichen Tätigkeit als Geologe eine große Begabung für die Lösung lagerstättenkundlicher Probleme, die er bis heute mit großem Erfolg für die Prospektion von Lagerstätten der Steine und Erden in Schleswig-Holstein einsetzte.

K. PICARD begann sein Studium der Geologie als Schüler von STILLE in Berlin und CLOOS sowie TROLL in Bonn. Er setzte damit eine alte geologische Tradition der Familie Picard fort. Bereits sein Urgroßvater und Großvater beschäftigten sich mit geologischen Fragen. Sein Vater war Geologe an der damaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin.

K. PICARD promovierte 1948 mit einer Arbeit über Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich. Sein beruflicher Weg führte über die Tätigkeit als Lagerstättengeologe bei der Blei-Zink-Industrie in Mechernich, die Geologischen Landesämter Nordrhein-Westfalen und Bayern zum Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein nach Kiel. Er nahm dort am 18. Juni 1951 seine Tätigkeit als Landesgeologe auf.

Als Leiter der Abteilung legte er besonderen Wert auf ein kollegiales und menschliches Verhältnis zu seinen Mitarbeitern.

Seine umfassenden geologischen Arbeiten in verschiedenen Gebieten Schleswig-Holsteins führten zu wichtigen Erkenntnissen insbesondere über das eiszeitliche Geschehen und den geologischen Bau des Landes. Aufbauend auf dieser von K. PICARD erarbeiteten Grundlagen konnten erfolgreich Aussagen über Lage und Form hochwertiger Lagerstätten der Steine und Erden getroffen werden. Sie lieferten wertvolle Hinweise für die Lagerstätten erkundung durch die Steine- und Erdenindustrie, der K. PICARD immer beratend zur Seite stand. Besonderen Wert legte K. PICARD in zahlreichen Vortragsveranstaltungen darauf, die Bedeutung der Rohstoffsicherung und damit der zukünftigen Versorgung für die Volkswirtschaft herauszustellen und aufzuzeigen, welche bedeutenden Entscheidungshilfen die Geologie der Planungsbehörden und der Steine- und Erdenindustrie geben kann.

K. PICARD pflegt intensive Kontakte mit in- und ausländischen Fachkollegen. Sein nie nachlassendes wissenschaftliches Interesse, gepaart mit einer überdurchschnittlichen Aktivität, führte ihn in Gletscherrandgebiete, um die Gegebenheiten am Gletscherrand zu untersuchen, sowie in die Wüsten Nordafrikas und des Orients, um aktuogeologische Vergleiche arktischer und arider Vorgänge zu ziehen und bei der Interpretation des geologischen Baus Schleswig-Holsteins anzuwenden. 1961 berichtete er auf dem Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) in Warschau über die stratigraphische Stellung der Warthe-Eiszeit und die Treene-Wärmeschwankung, 1965 auf dem INQUA-Kongreß in Denver (USA) über Beziehungen zwischen Bewegungen des Salzes und dem glazigenen Geschehen in Schleswig-Holstein. Seine umfangreichen geologischen und lagerstättenkundlichen Erfahrungen fanden Eingang in zahlreichen Veröffentlichungen sowie in geologischen und lagerstättenkundlichen Karten.

Neben seiner intensiven praxisbezogenen geologischen Arbeit fand K. PICARD noch Zeit, an verantwortlicher Stelle in zahlreichen wissenschaftlichen Vereinigungen aktiv tätig zu sein. 1969 war er Vorsitzender der Deutschen Quartärvereinigung, in den beiden Jahren darauf, 1970 und 1971, gehörte er dem Beirat der Vereinigung an.

F. Grube.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1¹/₂zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstreichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Überschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6–24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250–261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

