

# Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der  
Deutschen  
Quartär  
vereinigung

Schriftleitung  
HANS DIETRICH  
LANG

32. Band Mit 66 Abbildungen  
im Text, 15 Tabellen  
und 7 Tafeln

1982



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

(1982—1986)

Präsident:	Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. H. HEUBERGER, Salzburg Prof. Dr. L. BENDA, Hannover
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister:	Dr. R. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. G. FURKER, Zürich  
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf  
Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50.— DM,  
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— DM,  
korporative Mitglieder 60.— 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

32. Band

Mit 66 Abbildungen im Text, 15 Tabellen  
und 7 Tafeln

Schriftleitung  
HANS DIETRICH LANG

1982



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

---

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: 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

*ELLENBERG, L. & HIRAKAWA, K.:*

Die Packeisküste Japans . . . . . 1— 12

*SCHUBERT, C.:*

Neotectonics of a Segment of the San Andreas Fault,  
Southern California (USA) . . . . . 13— 22

*BRUNNACKER, K., RONEN, A. & TILLMANN, W.:*

Die jungpleistozänen Aolianite in der südlichen Küstenzone von Israel  
Ein Beitrag zur zeitlich-räumlichen Klimaentwicklung . . . . . 23— 48

*RADTKE, U., HENNIG, G. J. & MANGINI, A.:*

Untersuchungen zur Chronostratigraphie mariner Terrassen  
in Mittelitalien —  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-Datierungen  
an fossilen Mollusken . . . . . 49— 55

*HEYE, D., MARIOLAKOS, I. & SCHNEIDER, H.:*

Ergebnisse paläomagnetischer Messungen an der pleistozänen  
Sedimentfüllung des Oberen Messinischen Beckens / Peloponnes  
(Griechenland) . . . . . 57— 62

*BROSCHKE, K.-U.:*

Studien zu jungpleistozänen und holozänen Sedimenten und fossilen  
Böden im Küstengebiet von West-Galizien (NW-Spanien) . . . . . 63— 80

*SIEBERTZ, H.:*

Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische  
Auswertungsmethode . . . . . 81— 91

*LADE, U. & HAGEDORN, H.:*

Sedimente und Relief einer eiszeitlichen Hohlform bei Krempel  
(Elbe-Weser-Dreieck) . . . . . 93—107

*RICKEN, W.:*

Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung  
von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland . . . . . 107—136

*SCHREINER, A. & HAAG, T.:*

Zur Gliederung der Ribbeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet  
(Baden-Württemberg) . . . . . 137—161

*FELIX-HENNINGSSEN, P. & STEPHAN, H.-J.:*

Stratigraphie und Genese fossiler Böden im Jungmoränengebiet  
südlich von Kiel . . . . . 163—175

*UFFENORDE, H.:*

Zur Gliederung des klastischen Holozäns im mittleren und nord-  
westlichen Teil der Deutschen Bucht (Nordsee) unter besonderer  
Berücksichtigung der Foraminiferen . . . . . 177—202

*VON ZEZSCHWITZ, E.:*

Paläoböden der Paderborner und Briloner Hochfläche . . . . . 203—212

## **B. Berichte**

*SCHAEFER, I.:*

Über eine Arbeit zum Quartär des Gutenzeller Rottales (Württ.) . 213—216

## **C. Personalialia**

*FRENZEL, B.:*

JULIUS FINK — ein Nachruf . . . . . 217—221

## Die Packeisküste Japans

LUDWIG ELLENBERG & KAZUOMI HIRAKAWA \*)

Glacial feater, pack ice, coastal dune, wave, current, climate effect, thermal pollution.  
NE-Hokkaido

**Kurzfassung:** Die Küsten des nördlichen Hokkaidos gehören zu den äquatornächsten Bereichen, die in saisonalem Wechsel einer wellen- und strömungsdominierten Sommerformung (8—10 Monate) und einer packeis- und frostinduzierten Winterformung (2—4 Monate) unterliegen. Es werden für diesen Raum die typischen Prozesse der Sommer- und Wintermonate beschrieben. Im Sommer werden die Küsten wesentlich stärker geformt als im Winter und die durch Eispressung entstandenen Formen an den Stränden und Dünen überdauern nur in Relikten. Dennoch kann die Zone der saisonal vereisten Küsten klimageomorphologisch von den Küsten wärmerer Breiten abgegrenzt werden, da nur hier ein derart großer Kontrast zwischen Sommer- und Winterformung existiert. Diese Grenze ist allerdings ein breiter Saum und kein schmaler Übergang, wie es für solche physisch geographischen Grenzen die Regel ist.

### [The Pack Ice Coast of Japan]

The coasts of northern Hokkaido belong to the areas next to the Equator which are formed in seasonal change dominated by waves and currents during summer (8—10 months) and pack ice and frost action during winter (2—4 months). The typical processes of summer and winter of this area are being described in this study. The process of coastal development is much more intense during summer than during winter and the forms originated from ice-shove at the beaches and dunes are outlasting only in relics. Nevertheless the zone of the coasts glaciated seasonally can be separated from coasts of warmer latitudes in view of the climatic geomorphology, because only in this case such a big contrast is existing between the development during summer and that in winter. This boundary indeed is a wide belt and no narrow transition zone as usually such physical geographic borderlines are.

### 1. Einleitung und Fragestellung

Wenn es Winter wird auf Hokkaido, dem 78 000 km<sup>2</sup> großen Norden Japans zwischen 41° und 45° NB, dann trägt die Insel ihren Namen zu Recht. „Hoku“ heißt Norden, „Kai“ Meer und „Dô“ Land oder Straße.

Der Sommer, der wegen der von S herbeigeführten Luftmassen wärmer wird als der mitteleuropäische und den 5 Millionen Einwohnern neben dem Anbau von Kartoffeln und Mais auch die Kultivierung von Reis erlaubt, wird durch einen bitterkalten Winter kontrastiert. Die lange kalte Jahreszeit ist dafür verantwortlich, daß Hokkaido erst vor 100 Jahren japanisch-planmäßig erschlossen wurde und es heute noch in vielen Aspekten ein Pionierland darstellt. Der von N wehende Wintermonsun läßt das Land bereits im Oktober gefrieren. Die mittleren Januartemperaturen (Wakkanai —5,2° C, Asahikawa —8,6° C, Kitami —9,5° C, Obihiro —8,1° C) reichen 5—10° C tiefer als in Mitteleuropa. Heftige Schneefälle gehen im W und zentralen Teil der Insel nieder und bauen sich in den Tieflandsebenen zu einer über 120 cm dicken Schneedecke auf, die länger als 4 Monate geschlossen bleibt.

\*) Anschrift der Autoren: Prof. Dr. L. Ellenberg, Institut f. Geographie, Technische Universität Berlin, Budapeststraße 44/46, D-1000 Berlin 30. — Dr. Kazuomi Hirakawa, Dpt. of Geography, Yamanashi University, Kofu, Japan.

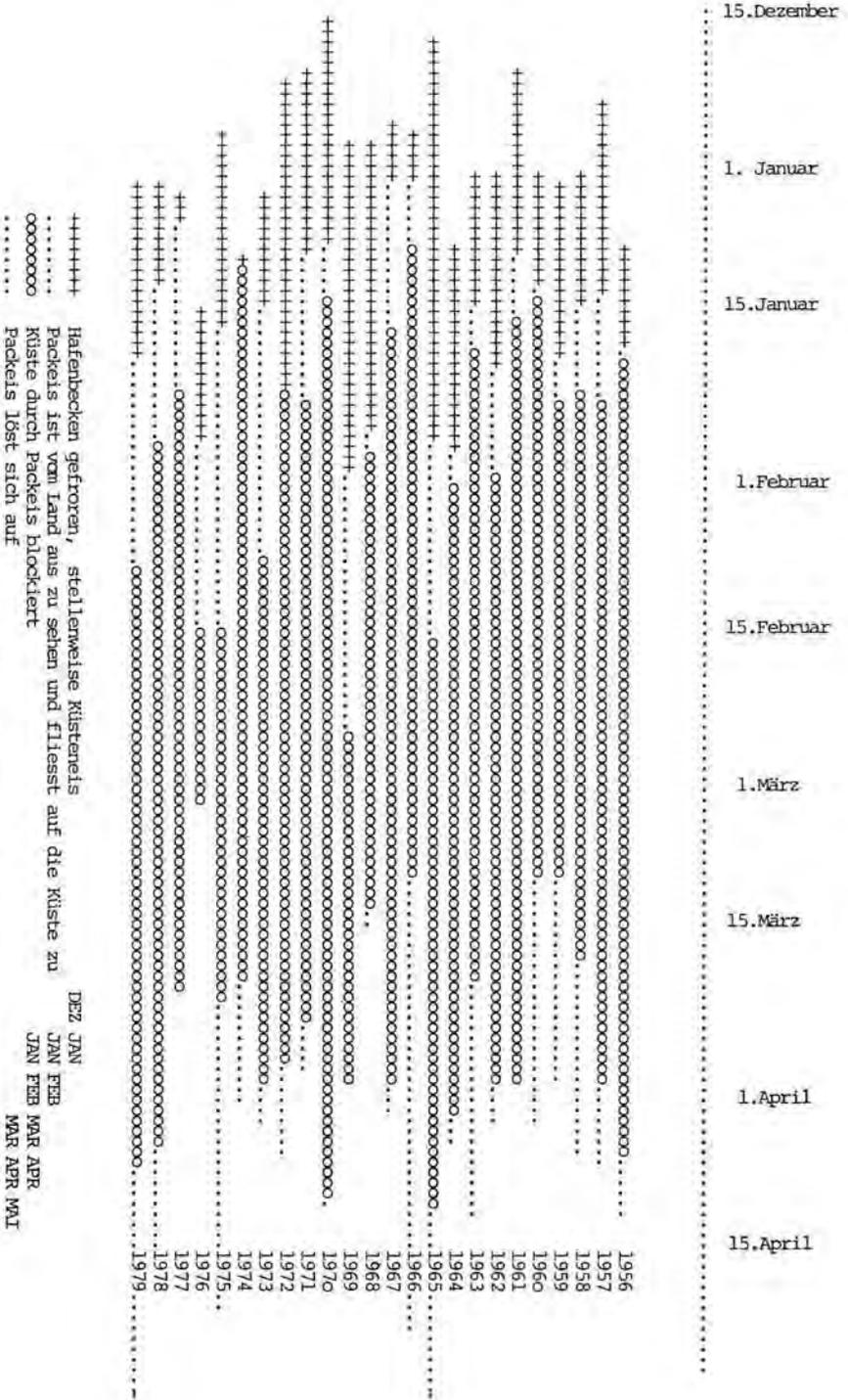
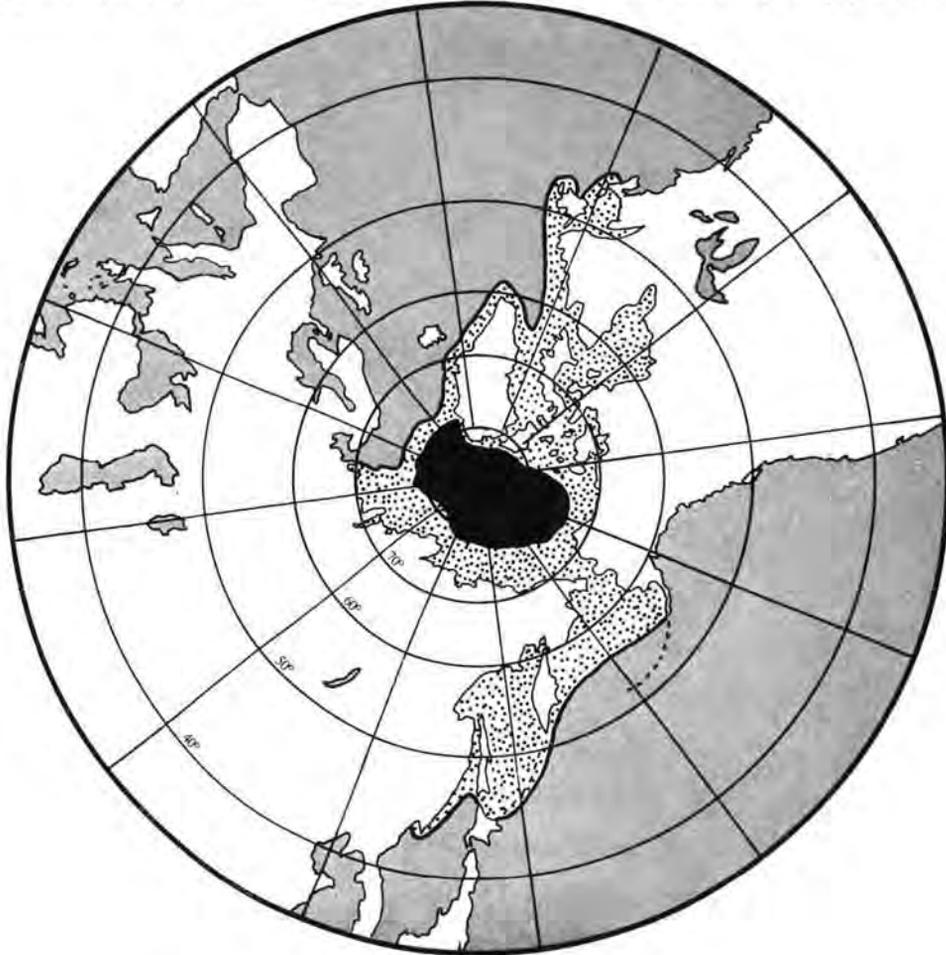


Abb. 1 Packeis an der Küste von Monbetsu 1956-1979 (Daten aus K. NAKAMURA 1979)

Stürme peitschen die Küste, Gischt gefriert in den Geröll- und Sandstränden. Frostsprengung setzt an den Wänden der Kliffs ein. In Hafenbecken und windgeschützten Buchten baut sich eine Eisdecke auf und im N und NE der Insel bildet sich Küsteneis. Gegen Ende des Jahres oder im Laufe des Januars sichtet man bei klarem Wetter am Horizont im N ein weißes Band: die Front des Treibeises. Im nördlichen Ochotskischen Meer entsteht es in jedem Winter (z. B. T. TABATA 1979), und die Strömung treibt es auf Japan zu (Abb. 1). Als Packeis riegelt es die Küsten zwischen der Nordspitze Japans und



- minimale geschlossene Ausdehnung im Sommer
- maximale geschlossene Ausdehnung im Winter/Frühling
- dauernd eistrei oder Eisbildung in kleineren Regionen ohne Verbindung zum polar-subpolaren Vereisungsgebiet

nach: G. Grosjean 1977  
H. G. Glerloff - Emden 1980

Abb. 2: Verbreitung von Packeis.

der Halbinsel von Nemuro allmählich ab. Der Wind drückt die Schollen ans Ufer, preßt sie an ihm entlang, schiebt sie auf die Strände oder hobelt mit ihnen an den Füßen der Kliffs. Stürme können die Eismassen zurücktreiben und neu anbranden lassen. Bis in den März hinein bleiben die Küsten eisbedrängt und der „Packeisfriedhof“ bei Abashiri löst sich sogar erst im April auf.

Die Packeisküste Japans liegt zwischen  $43^{\circ}15'N$  und  $45^{\circ}31'N$ . Dieser Breitenlage entspricht in Europa die Küste der Landes zwischen den Ausläufern der Pyrenäen und dem Trichter der Gironde. Nur an der Ostseite Sibiriens und Nordamerikas stößt winterliches Meereis ähnlich weit nach S vor (Abb. 2).

Die Küsten zwischen Soya Misaki und Nemuro gehören zu den äquatornächsten perimarinaren Bereichen, die dem Wechsel einer wellen- und strömungsdominierten Sommerformung (8—10 Monate) und einer packeis- und frostinduzierten Winterformung (2—4 Monate) unterliegen. (Abb. 3).

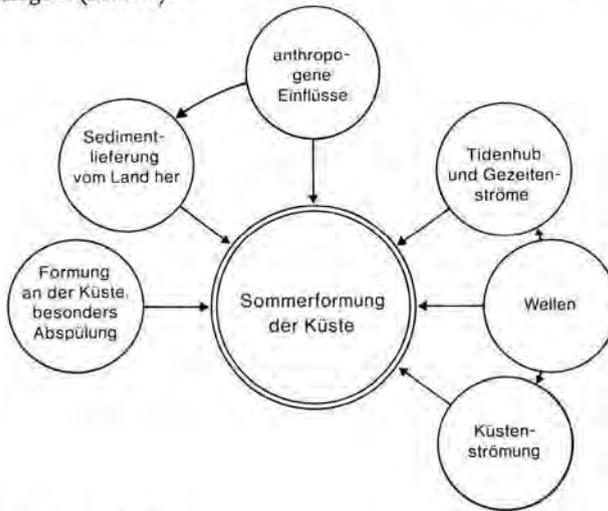
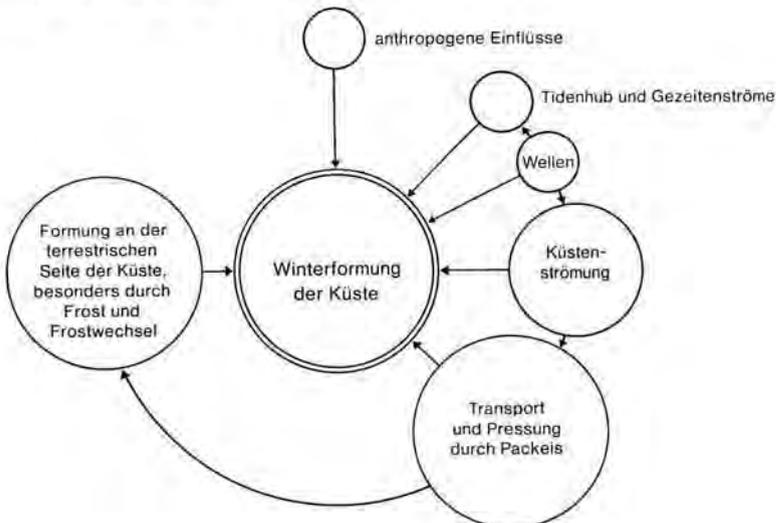


Abb. 3: Schema der Prozeßgefüge.



Saisonal werden bis zu 70% der Erdoberfläche mit Eis bedeckt (B. S. JOHN & D. E. SUDGEN 1975). Für die Küsten dieses großen Raumes sind alternierend zwei derart gegensätzliche Prozeßgefüge wirksam, wie man sie sonst von keinen anderen Küsten der Erde kennt. Beobachtungen über die gegenwärtig gestaltenden Prozesse, die Entstehung von Sommer- und Winterformen an den Ufern und das Auslösen solcher Formen sind besonders aufschlußreich, um den klima-geomorphologischen Ansatz der Küstenmorphologie zu prüfen.

Hokkaido ist durch Siedlungen, Straßen und Eisenbahnen so gut erschlossen, daß eine dreiwöchige Feldarbeit im September 1980 ausreichte, um Beobachtungen an den unterschiedlichen Küstenabschnitten durchzuführen, wobei folgende Fragen gestellt wurden:

1. Welche Prozesse sind an den verschiedenen Küsten im Sommer (und an den dauernd eisfreien Küsten ganzjährig) wirksam?
2. Wie wirkt sich die winterliche Formung auf die Küsten aus?
3. Überdauern die saisonal gebildeten Formen in der anderen Jahreszeit?
4. Werden die Küsten stärker im Sommer oder im Winter umgestaltet?
5. Welches Ergebnis kann für eine Klimageomorphologie der Küsten der Erde gefolgert werden?

Die Autoren danken dem Sea Ice Research Laboratory der Hokkaido University für die Unterstützung in Mombetsu, der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Hilfe und Heidi Kunz für die Mitarbeit im Gelände.

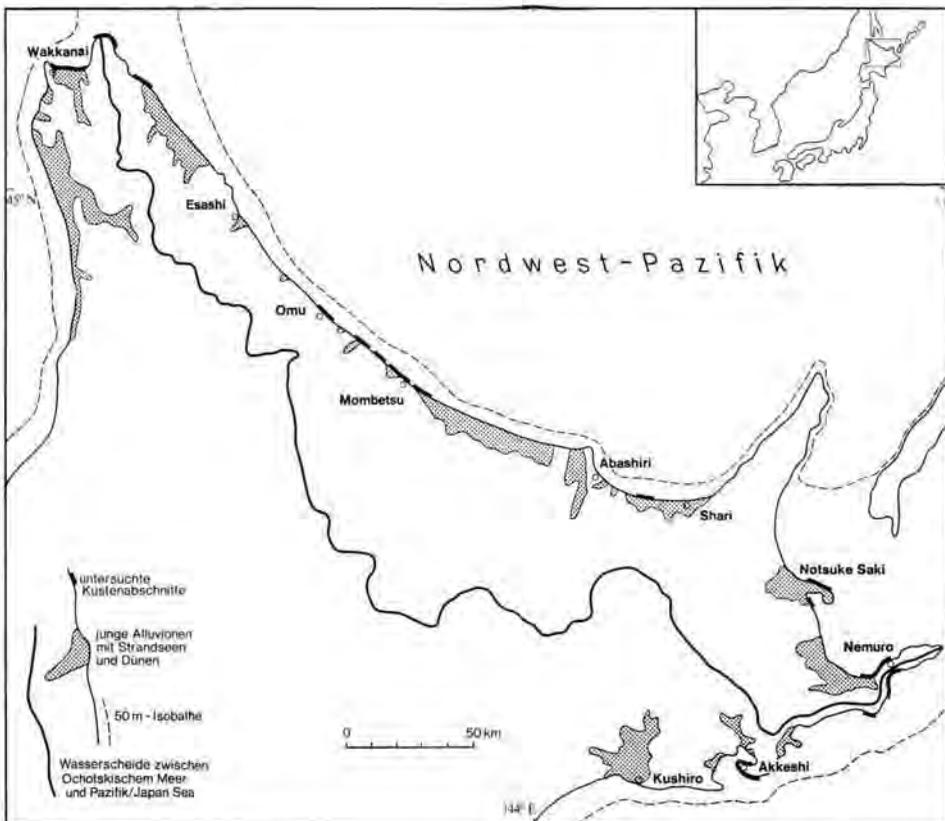


Abb. 4: Arbeitsgebiet Nordost-Hokkaido.

## 2. Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet (Abb. 4) umfaßt die auf der Karte 1 : 1 000 000 etwa 750 km messenden Küsten von Wakkanai (dauernd eisfrei) — Soya Misaki — Esashi — Omu — Mombetsu — Abashiri — Shari — Nemuro (saisonal vereist) — Akkeshi — Kushiro (dauernd eisfrei).

Die geologische Vielfalt Hokkaidos spiegelt sich auch im Bereich der Packeisküste wider: paläozoische Grauwacken und Basalte, triassische und jüngere basalt dominierte Effusiva (Shiretoko Hanto), kretazische bis neogene Basalte, Siltsteine, Mergel, Sandsteine, Schiefer, Konglomerate kommen neben pleistozänen Geröllen und Sanden und holozänen Alluvionen vor.

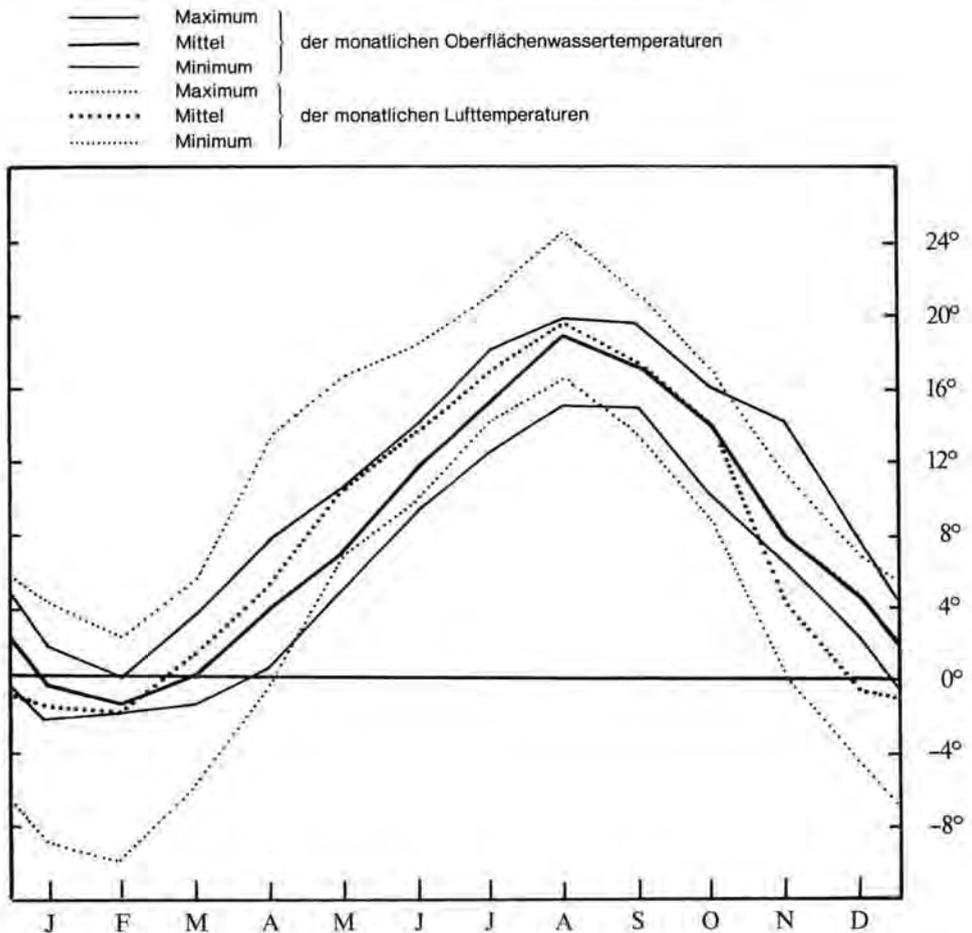


Abb. 5: Temperatur von Luft und Oberflächenwasser 1972 in Akkeshi.

Das Küstenhinterland besteht dementsprechend aus unterschiedlichen Landformen. Entlang der Küste des Arbeitsgebietes gehören

- 40 % zu jungen Alluvionen (marin und fluviatil) mit Strandseen, Sümpfen und Dünen,
- 30 % zu Terrassen und Tafeln,
- 20 % zu Vulkanflanken und Steilhängen,
- 10 % zu Hügelländern.

Lediglich im Bereich der Shiretoko Hanto, einer Vulkankette, fällt der Meeresboden steil ab und der Schelf verengt sich auf 3 km. Im übrigen Teil des Arbeitsgebietes beträgt der Abstand von der Küste bis zur 50 m - Isobathe 10 km und mehr.

Die Höhe der Springtiden übersteigt 2 m im SE und schwächt sich gegen N ab; Watten sind nur lokal verbreitet.

Die Strömung entlang der Küsten führt generell in südliche Richtung. Sie bleibt über das ganze Jahr gleich. Kleinere Wirbel und Gegenströmungen (z. B. beim Nehrungshaken von Notsuke Saki) sind eingeschaltet. Die Geschwindigkeit bleibt während der eisfreien Zeit immer groß genug, um Sedimente entlang der Küste zu verfrachten, die Mündungen der zahlreichen kurzen Flüsse zu versperren und Sandhaken weiter aufzubauen.

Die Wassertemperaturen schwanken auch im packeisfreien Bereich des Arbeitsgebietes beträchtlich. Für Akkeshi (beim Ozeanographischen Institut der Hokkaido University) sind die Jahresgänge der Oberflächenwasser- und Lufttemperatur in Abb. 5 dargestellt.

Das Arbeitsgebiet stellt eine stark durchgeformte Ausgleichsküste mit starker Sedimentverdriftung dar. Besonders zwischen Soya Misaki und Shari ist deutlich zu sehen, wie Felsenasen gekappt, periglazial überformte Hügel angeklüfft, Buchten verfüllt und Mündungen abgeschnürt werden.

Auch in früheren Epochen des Quartärs ähnelten die Prozeßgefüge an den Küsten den heutigen, wobei die winterliche Formung allerdings länger andauerte und auf der Landseite durch Periglazialprozesse ergänzt wurden. Gehobene Systeme küstenbegleitender Akkumulations- und Erosionsterrassen, fossile Kliffs und Strandwallserien lassen dies erkennen.

### 3. Ergebnisse

Die fünf gestellten Fragen können ganz oder teilweise beantwortet werden.

#### 3.1. Welche Prozesse sind an den verschiedenen Küsten im Sommer (und an den dauernd eisfreien Küsten ganzjährig) wirksam?

An windgeschützten Flachküsten dominieren Verlandungsprozesse. Durch Flüsse und Küstenströmungen wird das Material geliefert. An den flachen Stränden fehlen große Gerölle fast vollständig. Der Verlauf der Wasserlinie wird zusehends begradigt.

An den windexponierten Flachküsten dominieren Wellenschlag und Strandverdriftung. Auch grobes Material über 10 cm Durchmesser wird transportiert. Die Strände sind steiler, und oft schließt über der geglätteten Rampe normaler Wellentätigkeit eine bis zu 80 m breite horizontale Sandfläche — immer unbewachsen — an. Die Dynamik der Strände scheint ruckartig und der Großteil der Umformung an wenigen Sturmtagen zu erfolgen.

Dem oberen Teil des trockenen Strandes können Windrippeln bis 30 cm Höhe und dünne mobile Sandschleier aufgesetzt sein. Dünen sind nicht häufig. Gut entwickeln konnten sie sich nur in den Bereichen junger Alluvionen, wo küstennahe Steilanstiege zu höher gelegenen Terrassenflächen fehlen, so z. B. bei Hamakoshimizu. Der dort 100—200 m breite Dünenstrang ist bis zu 30 m hoch, und die Formen sind höchstens zur Hälfte durch dichten Bewuchs mit *Sasa* stabilisiert. Daß Dünen im Sommer durch Wellenschlag angeklüfft werden (Taf. 1, Fig. 1), ist an mehreren Stellen zu beobachten.

An Steilküsten wird im Sommer Grobmaterial durch Wellenarbeit zerkleinert und für den Transport aufgearbeitet. Quarrying und eventuelle Unterschneidung der Kliffs scheint sich nie unter normalen Windverhältnissen zu vollziehen, sondern nur bei Kleinkatastrophen, z. B. Taifun-Stürmen.

An allen Steilküsten, die einen schmalen vorgelagerten Strand aufweisen, bilden sich in den frostfreien Monaten, wahrscheinlich besonders rasch im Frühling, Sturzkegel aus Feinmaterial, die bis zu 4 m Höhe anwachsen können (Taf. 1, Fig. 2). An den mergeligen Steilküstenabschnitten kommen zu diesen Prozessen überdies Rensenbildung, Rutschungen und Sackungen. Die Schlipfe allein können in jedem Jahr bis zu 10 % der Hangfläche aktivieren, wie die nackten Anrisse in den sonst schütter bewachsenen Grasnarben der Kliffhänge von Ochiishi Wan zeigen.

Die sommerliche Formung ist typisch für eine Ausgleichsküste der gemäßigten Breiten mit mittleren Wind-, Tide- und Strömungsverhältnissen.

### 3.2. Wie wirkt sich die winterliche Formung auf die Küsten aus?

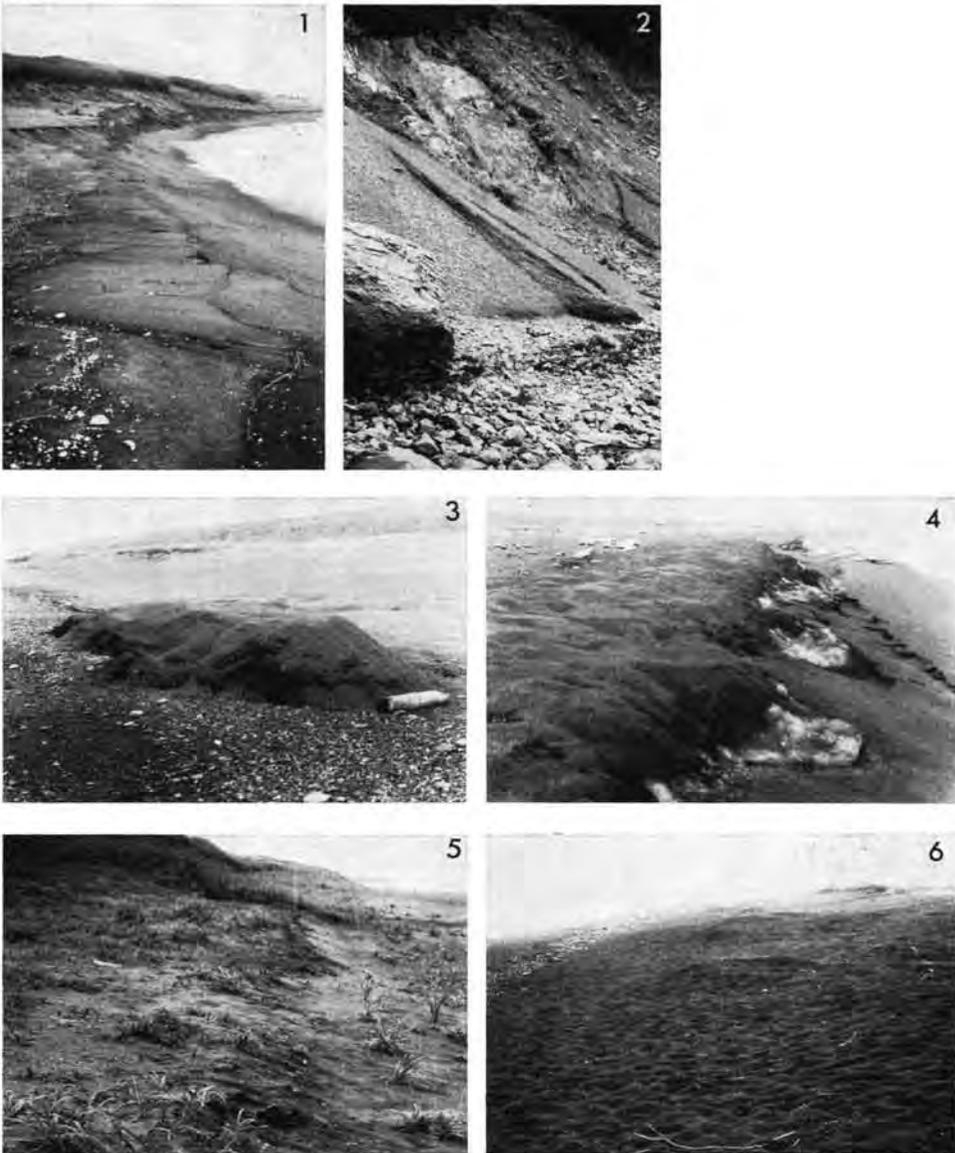
An der Packeisküste Japans werden während weniger Wochen bis zu vier Monaten im Winter die Brandungsprozesse ausgeschaltet und durch andere ersetzt: Transport und Pressung durch Packeis.

An mehreren Küstenabschnitten, besonders zwischen Omu und Shari, werden Eisschubkämme (ice shove ridges) aufgebaut (SHIBOI 1975). Bis 2 m über das Niveau des Springtidehochwassers werden sie strandaufwärts geschoben. Sie bestehen aus Sand lokaler Herkunft und aus Eis. Die 50 cm bis 2 m hohen Wälle sind zunächst prägnante Formen (NAKAMURA 1979), sacken beim Schmelzen im März/April etwas in sich zusammen und werden von den Wellen angeklüfft (Taf. 1, Fig. 3 und 4). Ice shove ridges aus Kies sind seltener, kommen aber vor und unterscheiden sich von Strandwällen durch ein unregelmäßigeres Kleinrelief. Nirgends werden die Wälle über den trockenen Strand ganz hinausgeschoben.

Pressung durch Packeis kann auch wiederholt erfolgen, wenn Stürme die Eisfront zurückdrängen, was an der Küste westlich Nemuro bis zu fünf mal pro Winter vorkommen soll (Mitt. von Fischern). Block- und Geröllpackungen am Fuß von Kliffs können so in Nischen hineingeschoben und zu 150 cm hohen Terrassenkörpern aufgepreßt werden.

An der Meerseite der meisten Küstendünen, so auch bei Hamakoshimizu, fallen ein oder zwei Verflachungen auf (Taf. 1, Fig. 5). Sie liegen über dem Bereich des Wellenschlages. Sie sind schütterer bewachsen als die übrigen Teile der Dünen. Die Terrassenkante begrenzt die Horizontalfläche deutlich, was das Relief, und messerscharf, was den Bewuchs anbetrifft. Pressung der Dünen und Überschleifen mit Eis können für die Entstehung dieser Formen in Frage kommen.

Die sandigen Akkumulationen der Flachküsten gefrieren im Winter. Transport und Pressung durch Packeis sind dort die einzigen winterlichen Prozesse, die zu einer Formgestaltung führen. Anders ist es an Kliffs, wo Regenwasser und Gisch in die Gesteins-



T a f e l I

Fig. 1: Angekliffte Düne bei Hamakoshimizu (ELLENBERG, Sept. 1980).

Fig. 2: Sommerlich geformter Sturzkegel aus Feinmaterial bei Akkeshi (ELLENBERG, Sept. 1980)

Fig. 3: Ice shove ridge bei Mombetsu (NAKAMURA, Apr. 1978)

Fig. 4: Angekliffter ice shove ridge bei Mombetsu (NAKAMURA, Apr. 1978)

Fig. 5: Verflachungen in den Dünen von Hamakoshimizu (ELLENBERG, Sept. 1980)

Fig. 6: Rest eines ice shove ridges im späten Sommer bei Mombetsu (ELLENBERG, Sept. 1980, Gleiche Stelle wie Fig. 3).

fugen — besonders bei basaltigem Material — eindringen, gefrieren und zu Frostsprengung führen. Halden mit kaum kantengerundeten großen Blöcken an den Füßen der Kliffs und frische unverwitterte Gesteinspartien an den Wänden zeugen von dieser Dynamik. Viele der Kliffs zeigen wegen dieser rasch voranschreitenden frostdynamischen Zerlegung der Wand kaum Unterschneidungen und Hohlkehlen, aber einen Blockschuttmantel, der sich nach Aufarbeitung und Abtransport schnell erneuert.

### 3.3. Überdauern die saisonal gebildeten Formen in der anderen Jahreszeit?

Die im Sommer entstandenen oder weiter geformten und umgestalteten Verlandungssäume, Strände, Dünen, Runsen und Rutschungen überdauern den Winter ohne große Veränderung. Die weitere Umgestaltung dieser Formen setzt nach dem Abschmelzen des Eises dort ein, wo sie im Dezember oder Januar aufgehört hat.

Eine Ausnahme bilden die Feinerde-Sturzkegel, die in sturmfreien Perioden entstehen und jedes oder fast jedes Jahr durch einmalige Ereignisse starken Wellenschlages oder Eischubs (also Sommer- oder Winterformung) beseitigt oder verletzt werden.

Die im Winter aufgeschobenen ice shove ridges werden zunächst durch den Schmelzvorgang verändert. Sie sacken in sich zusammen, und aus scharfen Kammformen werden 2 m breite und 50 cm hohe Rücken mit unregelmäßigem Kleinrelief (NAKAMURA 1979). Schon im Frühling kann eine Kliffung beginnen. Wellen und auch Wind gestalten die Formen derart stark um, daß sie im späten Sommer nur noch andeutungsweise zu erkennen sind (Taf. 1, Fig. 6). An vielen Stellen bleiben die ice shove ridges auch nur einige Monate erhalten und werden dann ganz beseitigt.

Die Block- und Geröllpackungen (eisgepreßt oder als Halden) und die Verflachungen in Dünen sind Formen, die längerfristig überdauern.

### 3.4. Werden die Küsten stärker im Sommer oder im Winter umgestaltet?

An Flachküsten ist der Sommer die morphodynamisch ausschlaggebende Zeit. Winter heißt hier eher Formungsruhe oder Dekoration mit vergänglichen Formen als bleibende Umgestaltung. Da die eisfreie Zeit  $\frac{2}{3}$  bis  $\frac{11}{12}$  des Jahres ausmacht, sollte dieser Befund nicht überraschen.

An Steilküsten mit Kliffs ist diese Frage nicht einfach zu beantworten. Quarrying und Abtransport durch Wellen im Sommer und Wandzerlegung und Blockzerkleinerung durch Frost/Frostwechsel im Winter und Frühjahr sind eine Prozeßkombination, die sich morphodynamisch ergänzt. Die Formung durch Packeis ist an den meisten Steilküstenabschnitten nicht auffallend.

So ist die Packeisküste Japans keine Küste, die in erster Linie während der Wintermonate ihr Gepräge erhält, sondern ein perimarer Raum mit intensiver Sommer- und schwacher Winterformung im Übergang vom gemäßigten zum subpolaren Formungsstil.

### 3.5. Welches Ergebnis kann für eine Klimageomorphologie der Küsten der Erde gefolgert werden?

Die Nord- und Nordostküste Hokkaidos gehört zwar zu den von Treibeis erreichten Küsten der Erde, stellt aber gegenüber den Packeisküsten des nördlichen Eurasiens (z. B. REINHARD 1958/59, IONIN et al. 1961, ZENKOVICH 1967) oder des subpolaren Nordamerikas (z. B. NICHOLS 1953, JOHN & SUGDEN 1975) und Ostkanadas (DIONNE 1972; 1980) eine Ausnahme dar, da die Winterformen sehr vergänglich und nur schwach ausgebildet sind.

Aus Arbeiten über andere Packeisküsten bekannte litorale Furchen und Mulden, Eischubkämme aus Blöcken bis 5 m Höhe, Druckmoränen mit tonnenschweren Geschieben und Sedimentpackungen, die mehr als 500 m landeinwärts geschoben werden, gibt es in Japan nicht.

Drei Gründe sind dafür zu nennen, daß die japanische Küste eine nur schwache Prägung durch Packeis erfährt:

1. Die Packeisformung dauert nur einige Wochen oder wenige Monate.
2. Zuvor gebildetes Küsteneis kann die Formen erstarren und Treibeis-Pressung verhindern lassen.
3. Den Küsten sind keine aufzupflügende Watten vorgelagert.

Bei einer Betrachtung der Küsten der Erde aus klimageomorphologischer Sicht (DAVIES 1972; VALENTIN 1979; ELLENBERG 1980) ist eine Grenze zwischen tropischen und gemäßigten Küsten relativ leicht zu ziehen (z. B. als 18°C-Isotherme des Oberflächenwassers im kältesten Monat). Die Grenze zwischen einer gemäßigten und subpolaren Zone bzw. einer intermediären und einer kühlen (ELLENBERG, im Druck), ist dagegen schwieriger festzulegen. Sie mit der winterlichen Verbreitungsgrenze von geschlossenem Treibeisvorkommen gleichzusetzen ist ein immerhin sinnvoller Vorschlag, da gegenüber wärmeren Küstenregionen andersartige Prozesse die Morphodynamik ergänzen und ein Wechsel von Sommer- und Winterformung geomorphologisch bestimmend wird.

Diese Grenze ist ein breiter Saum und kein schmaler Übergang, wie es für solche physisch geographischen Grenzen in vielen Bereichen der Fall ist.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- DAVIES, J. L. (1972): Geographical variations in coastal development (Geomorphology Texts 4) — 204 pp., Edinburgh.
- DIONNE, J. C. (1972): Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurant. — Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd. 13: 131—162; Stuttgart (Bornträger).
- (1980): Les glaces comme agent littoral sur la côte orientale de la Baie des James Québec. — Proc. Canadian Coastal Conference 1980: 80—92; Burlington, Ontario.
- ELLENBERG, L. (1980): Zur Klimamorphologie tropischer Küsten. — Berliner Geogr. Studien, 7: 177—192; Berlin.
- (1982): Climatic morphological aspects of world's coasts. — Erdkunde; Bonn. — [Im Druck.]
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1980): Geographie des Meeres, 1. Teil. — 766 pp.; Verlin - New York (Gruyter).
- GROSJEAN, G. (1977): Die Erde. Natur, Mensch, Wirtschaft. — Wandkarte. — Bern (Kümmerly und Frey).
- IONIN, A. S. et al. (1961): Einige Resultate regionaler Forschungen an den Meeresküsten der USSR. Aus: AN SSR, Trudy instituta okeanologii, 48. — [Unveröff. Übersetzung v. G. KRÄMER].
- JOHN, B. S. & D. E. SUDGEN (1975): Coastal geomorphology of high latitudes. — Progress in Geography, 7: 53—132; London.
- NAKAMURA, K. (1979): A transformation of sea ice and coastal land-form on the coast of the Sea of Okhotsk in Winter. — Bull. Dohto Univ., Fac. Fine Arts, 1979/2: 68—95; Mombetsu. — [Japanisch.]
- NICHOLS, R. L. (1953): Marine and lacustrine ice-pushed ridges. — J. Glaciol., 2 (13): 172—175; Cambridge.
- REINHARD, H. (1958/59): Über Wirkungen des Eises an der Küste. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, 8, Math.-Nat. Wiss. Reihe 1/2: 135—141; Greifswald.

- SHIBOI, T. (1975): The sorted polygons at Hirayama and the ice-shove ridges along the beach of Ochotsk Sea. — *J. Geography, Tokyo University*, **84**: 41—52; Tokyo.
- TABATA, T. et al. (1979): Distribution of pack ice of Ochotsk Sea Coast of Hokkaido observed with sea ice radar network January — May 1979. — *Low Temperature Science*, **A 38**: 39—70; Hokkaido University, Sapporo. — [Japanisch].
- VALENTIN, H. (1979): Ein System der zonalen Küstenmorphologie. — *Z. Geomorph. N. F.*, **23** (2): 113—131; Stuttgart.
- ZENKOVICH, V. P. (1967): Processes of coastal development. — Edinburgh/London. — [aus dem Russischen übersetzt von D. G. FRY.]

Manuskript eingegangen am 6. 11. 1981.

## Neotectonics of a Segment of the San Andreas Fault, Southern California (USA)

CARLOS SCHUBERT \*)

Morphology, neotectonic, San Andreas fault, fault scarp, fault trenche, bassin, sedimentation, alluvium, marshes, peat bog, pond, landform description, Cenozoic, stratigraphic column. California, Littlerock-Cajon Pass Region

**Abstract:** The San Andreas fault between Valyermo and Wrightwood is characterized by a principal fault trace marked by fault scarps and trenches, tectonic depressions filled with alluvium, marshes, peat bogs, and ponds; displaced and offset drainages, shutteridges and offset ridges, fault gouge zones, fault benches, springs, vegetation contrasts, and trees affected by earthquakes. Secondary fault traces diverge and rejoin the principal trace, and are characterized by lithologic contrast across them, aligned valleys, and fault gouge zones. The minimum right-lateral offset, probably due in part to the 1857 Fort Tejon earthquake, is 20 m; right-lateral offset of drainages and shutteridges ranges between 20 and several hundreds of meters. The distribution of Older Alluvium (Late Pleistocene?) suggests an approximate cumulative right-lateral offset of 3.5 km.

### [Neotektonik eines Abschnittes der San Andreas-Verwerfung, Süd-Kalifornien, USA]

**Kurzfassung:** Die San Andreas-Verwerfung zwischen Valyermo und Wrightwood ist durch eine Hauptverwerfungslinie charakterisiert, die durch Verwerfungskliffe und -senken und tektonische Depressionen mit Alluvionen, Sumpfland, Torfmooren und Teichen gekennzeichnet sind, ferner durch versetzte und verstellte Abflußrinnen, Querriegel und verstellte Hügel, vertonte Zerrüttungszonen, Stufen, Quellen, Vegetationskontraste und durch von Erdbeben verstellte Bäume. Sekundäre Verwerfungslinien divergieren und konvergieren mit der Hauptverwerfungslinie; bezeichnend für sie sind lithologische Kontraste zu unmittelbar benachbarten Schichten, orientierte Täler und vertonte Zerrüttungszonen. Die relative Rechts-Horizontalverschiebung beträgt mindestens 20 m und ist wahrscheinlich zum Teil durch das Fort Tejon-Erdbeben von 1857 verursacht. Die Rechtsverschiebung von verstellten Abflußrinnen variiert zwischen 20 und einigen hundert Metern. Die Verteilung des Older Alluvium (Jungpleistozän?) deutet auf eine kumulative scheinbare Rechtsverschiebung von etwa 3,5 km hin.

### Introduction

One of the first reports on the San Andreas fault zone in the Valyermo-Wrightwood region (Fig. 1 and 2) was that by NOBLE (1954), who described it as a continuous chain of scarps, ridges, depressions, trenches, and ridges, which cut across northward drainage lines from the San Gabriel Mountains. Numerous subparallel or en echelon secondary faults diverge and join the San Andreas fault zone. Within the fault zone there are fault-bounded blocks of Tertiary or pre-Tertiary rocks, which have been raised or depressed. Some of the ridges represent anticlines in Quaternary sediments. Some of the most striking features are the large granitic wedges which have been dragged along or squeezed up. The pre-Quaternary zone of breaking is marked by crushed granitic rock. The recent zone of displacement is marked by deformed younger alluvium.

The San Andreas fault system (fault nomenclature after CROWELL, 1975: 10) in the area under study consists of a strip as wide as 32 km (Fig. 1), and contains a series of faults or strands which branch from and rejoin the San Andreas fault zone (DIBBLEE 1968).

\*) Address of author: C. Schubert, Department of Geological Sciences, University of California, Santa Barbara, CA 93106, U.S.A., and Centro de Ecología, I.V.I.C., Apartado 1827, Caracas 1010A, Venezuela.

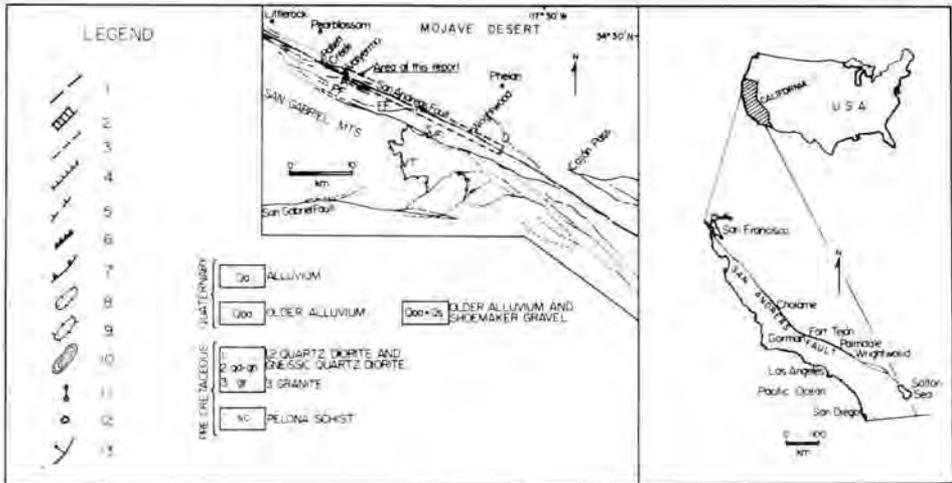


Fig. 1: Index map of the San Andreas fault, generalized fault map of the Littlerock-Cajón Pass region (from Geologic map of California, San Bernardino sheet, Division of Mines and Geology, 1967). The index map shows the approximate rupture length of the 1857 earthquake (SHEP, 1978a). Symbols on the generalized fault map: FF: Fenner fault; PF: Punchbowl fault; SJF: San Jacinto fault; VT: Vincent thrust. Symbols on the neotectonic map: 1. fault exposed in basement rocks; 2. fault zone in basement rocks; 3. fault trace; 4. fault scarp; 5. poorly developed fault scarp; 6. thrust; 7. landslide scarp; 8. depression; 9. ridge; 10. sag pond; 11. spring; 12. trees affected by earthquake; 13. cuesta (arrow in dip direction).

DIBBLEE pointed out the contrast in pre-Tertiary basement rocks across the San Andreas fault zone. To the south, it consists of Precambrian gneiss, schist, and mylonite, intruded by Precambrian to Mesozoic granitic rocks (anorthosite, gabbro-norite, ferruginous syenite, porphyritic granodiorite), and Mesozoic quartz diorite and quartz monzonite. To the north, the pre-Tertiary basement consists of massive Mesozoic quartz monzonite with Paleozoic roof pendants. The Punchbowl fault (called Nadeau fault to the northwest of the study area), which branches from the San Andreas fault northwest of Palmdale, and follows it in parallel fashion southward, shows no evidence of recent activity, and is interpreted as an old strand of the San Andreas fault, active in Late Pliocene-Pleistocene time (EHLIG 1975). DIBBLEE (1968) also included the San Gabriel and San Jacinto faults in the San Andreas fault system, and concluded that the cumulative right-lateral slip along these faults, southeast of Gorman, is between 80 and 160 miles (130 and 260 km), since Oligocene time. Right-lateral slip along the San Andreas fault and related faults, based on stratigraphic criteria, is listed in Table 1, which shows that uncertainty in displacement measurements increases with age of the stratigraphic unit used, and also the discrepancy between different authors.

The most detailed study of the San Andreas fault zone in the Valyermo area and west is that by BARROWS (1979), whose map covers the western third of the map area of this report (Fig. 2). The reader is referred to BARROWS' report for the detailed stratigraphy and offset history in that segment. The active trace of the San Andreas fault was mapped and briefly described by LAWSON & OTHERS (1908: 44, Maps 9 and 10). Some of the essential geomorphic features were recognized by these authors and they remarked on the relative scarcity of evidence of recent earthquake-induced features (their report was concerned with evidence of rupture due to the 1906 San Francisco earthquake).

Most of the recent evidence of displacement along the San Andreas fault has been attributed to the 1857 Fort Tejon earthquake (WOOD 1955). A detailed survey of the geomorphic features related to this earthquake was published by SIEH (1978a), who estimated that it had a probable Richter magnitude of  $8\frac{1}{4}$  (8.2 as calculated by the regression formula of MARK & BONILLA (1977) assuming a rupture length of 400 km). The geomorphic effects of the earthquake have been recognized between Cholame and Wrightwood (Fig. 1), and rightlateral offset ranges between 3 and 9.5 m. This stretch has been seismically quiet since then, with the exception of the 1916 Fort Tejon earthquake. Microseismicity also has shown low levels, except recently near Palmdale (SIEH 1978a). Microseismicity increases southeast of Wrightwood to a level of one to several events/day/24 km radius (BRUNE & ALLEN 1967).

A detailed study of marsh deposits along the San Andreas fault at Pallett Creek (Fig. 2), approximately 3.2 km west of Valyermo, revealed that eight significant events occurred in this area since the sixth century A. D., with average recurrence intervals of 160 years (SIEH 1978b).

In this report I describe the neotectonic features of the San Andreas fault in the Valyermo-Wrightwood segment, a segment in which these type of features have not been studied in detail. Aerial photographs were extensively used to trace the neotectonic features identified in the field; offset were measured on aerial photographs and by compass and pacing.

### Neotectonic morphology

Geomorphological evidence for active strike-slip faulting includes such features as scarps, trenches, sag ponds, offset drainage lines, and fault planes with slickensides. Most of these have been recognized and used since the 1906 San Francisco earthquake (LAWSON & OTHERS 1908). The principal drawback in using these features is the difficulty in dating them and, consequently, of dating the fault activity that produced them. As pointed out by ALLEN & OTHERS (1965), the most important aspect which affects geomorphic fault features is climate. These authors concluded that the "freshness" of these features may be more a function of location than age. In southern California, fault scarps that cut alluvium and offset streams have been assigned to the Holocene; however, evidence has been accumulating which indicates that many scarps are much older, dating even to pre-Wisconsinan time (ALLEN & OTHERS 1965). Therefore, the use of geomorphic features in mapping active faults can be used only locally for relative dating. Lacking radiometric dates, only detailed local studies of the climatic effect on topographic features in different rocks can provide a relative time depth (see, for example, WALLACE 1977; BUCKNAM & ANDERSON 1979).

In the Valyermo-Wrightwood segment of the San Andreas fault, which is the southeastern end of the fault stretch which ruptured during the 1857 earthquake, no evidence has been reported of more recent surface activity since then (SIEH 1978a). Seismic activity, as mentioned earlier, has also been low since 1857. Therefore, it can be assumed that the neotectonic morphological features with the freshest appearance in the 30 km long stretch of the fault studied, particularly those showing the minimum displacement (3 to 12 m; SIEH 1978a), were probably produced during the 1857 earthquake.

The neotectonic map (Fig. 2) shows the geomorphic features which are associated with the active trace of the San Andreas fault. These consist of fault scarps, tectonic depressions and ridges, sag ponds, benches, trenches, shutteridges, offset drainages, and triangular facets. All of these are typical geomorphic features which have been recognized and



described along the whole extent of the San Andreas fault. In addition, other fault-induced features, such as vegetation contrasts, peat bogs, springs, and trees affected by earthquakes, are shown on the map.

Fault scarps and trenches, and tectonic depressions are the most common fault-induced geomorphic features associated with the San Andreas fault. The typical fault scarp is rectilinear or slightly curved, with a scarp face between 1 m and more than 20 m high, and face dips of  $20^\circ$  to  $35^\circ$ , north and south. Evidences of erosional degradation can be found in rounded scarp crests, gullying, and landslide scars, which modify the scarp. Frequently, there are two scarps forming a step-like, or bench-like feature. The fault trenches consist of linear depressions, usually 10 m to more than 30 m wide, 2 m to more than 20 m deep, bounded by scarp-like features. Evidences of degradation are similar to those described for scarps. Uninterrupted lengths of scarps and trenches range between a few hundred meters and 4 km. Springs and lines of springs are frequently found within the trenches. Associated with trenches and scarps, there are tectonic depressions filled with alluvium, or containing a marsh, a peat bog, or a pond (sag pond). An excellent example of the latter is Jackson Lake. Other sag ponds have been modified by man to serve as water reservoirs (Caldwell and Twin Lakes). The depressions range from a hole several meters wide and deep, to 0.5 km long and tens of meters deep. Invariably, they are bounded, at least on one side, by a scarp.

Outcrops of fault gouge are common, particularly in the segment between All Nations Camp and Big Pines. East of Appletree Flat, there is a canyon cut in fault gouge, where the relationship between a fault plane and the fault gouge is exposed (Fig. 3 A). At this locality, Pelona schist is in fault contact with sheared, cataclastic granitic rock, which passes into a white, flour-like, fault gouge. The cataclasis is similar to that described by PALMER & OTHERS (1979). At other localities, such as east of Mile High Ranch, sheared granitic rock crops out as ridges within the fault trench.

Other surficial indications of the San Andreas fault trace are triangular facets, developed mainly on the southern side of the fault, in the steep northern flank of the San Gabriel Mountains (in quartz diorite, gneiss, and Pelona schist); vegetation contrasts, visible on aerial photographs; and saddle-like gaps and notches (Big Pines and east of Wrightwood, at the head of Lone Pine valley).

Along the whole segment of the San Andreas fault mapped, the fault consists of one-well defined trace, marked by the features described above, and several traces which diverge and rejoin the main trace and are parallel or subparallel to it. These strands are marked by fault gouge zones and/or lithologic contrast across them. The Fenner fault, a prominent fault zone up to about 100 m wide, joins the San Andreas fault from the south at Jackson Lake. This fault clearly separates a quartz diorite-gneiss body to the west from Pelona schist to the east. The fault is characterized by a greenish-gray cataclastic zone, with no evidence of recent displacement.



Fig. 2: Neotectonic map of Valyermo-Wrightwood region, southern California. — B: bench; BC: beheaded creek; D: depression; DD: displaced drainage; FG: fault gouge; MMSP: man-modified sag pond; OD: offset drainage; OR: offset ridge; P: peat bog; SP: sag pond; SR: shut-teridge; T: trench; TF: triangular facet; VC: vegetation contrast. Base map: U. S. Geological Survey 15' Quadrangle Maps (Valyermo, Mescal Creek, Mt. San Antonio, and Telegraph Hill). Aerial photographs: U. S. Geological Survey, G. S.-VBZL No. I-189 to -191, I-194 to -198, I-225 to -227.

### Offset along the San Andreas fault

Right-lateral displacement along the San Andreas fault in the Valyermo-Wrightwood segment, is shown by displaced and offset drainage lines, shutterridges, and offset ridges. The difference between offset and displaced drainage was defined by PATTERSON (1979: 130—131): offset drainage is due to strike-slip faulting; displaced drainage (or deflected drainage) may be due to offset, diversion, subsequent erosion, alluviation, lateral corrasion, or damming. Offset drainage may degenerate to displaced drainage due to subsequent erosion and/or alluviation. In the Valyermo-Wrightwood region, this genetic differentiation could only be made in the case of drainage which quite obviously had been affected by strike-slip displacement, such as a series of creeks which flow northward from the San Gabriel Mountains, between Mile High Ranch and All Nations Camp, and which have no continuation north of the fault trace, because they end abruptly against shutterridges. The characteristics of stream channel offsets were discussed in detail by WALLACE (1968).

SIEH (1978a, Table 1, no. 143 to 152) obtained ten offset measurements in the San Andreas fault segment described here. These measurements ranged between  $2.0 \pm 0.6$  m and  $13.4 \pm 0.9$  m of right-lateral slip, associated with the 1857 Fort Tejón earthquake. According to SIEH's qualitative criteria, the lower estimates generally correspond to poor or fair determinations. This suggests, as shown by WALLACE (1968), that offsets of the order of magnitude of the width of an offset channel are difficult to measure. My own observations in the Valyermo-Wrightwood region confirm this. No clear drainage offsets or displacements of less than about 20 m were found. Figure 3B shows the geomorphic relationships due to offset of a creek at the head of Shoemaker Canyon. At this locality, a creek flowing north from Pinyon Ridge was offset by the San Andreas fault and was later captured by Shoemaker Creek. The right-lateral offset measured is approximately 211 m, which is certainly due to repeated offset events (44 to 47 events, assuming that the average displacement of 4.5 to 4.8 m, calculated by SIEH 1978a is typical). The fact that no unequivocal displacement of less than about 20 m was observed, suggests that erosion and/or alluviation has proceeded at such a rate since the 1857 Fort Tejón earthquake as to obliterate clear drainage offsets due to that event. Only the evidence cited by SIEH (1978a) is indicative of offset related to the 1857 earthquake.

A number of shutterridges and offset ridges were found along the San Andreas fault, particularly in the central part of the mapped segment. All of these consist of pre-Tertiary rocks and indicate right-lateral slip of several hundreds of meters. The shutterridges frequently dammed north-flowing creeks and caused ponding of alluvium.

On the neotectonic map (Fig. 2), a number of possible trees affected by earthquakes are shown. At all these localities, conifers have been tilted, similar to those described by LA MARCHE & WALLACE (1972). The effect on trees by the 1857 Fort Tejón earthquake in the Wrightwood area has been studied by MEISLING & SIEH (1979).

From BARROWS' (1979) detailed mapping of Quaternary formations in the Valyermo area, it is clear that outcrops of Older Alluvium (Late Pleistocene?) on the south side of the fault trace, are found west of Caldwell Lake; within the fault trace, a possible outcrop of this formation is found just northeast of All Nations Camp. This suggests an apparent right-lateral offset of 3.5 km since Older Alluvium time. More detailed observations have to be made, in particular, measurements of displaced linear piercing structures, to confirm this line of evidence.

No unequivocal evidence of vertical displacement was observed in the mapped area. Several surfaces were observed on aerial photographs, on top of Pinyon Ridge (south

of the San Andreas fault) and Ball Flat (north of the fault), which may represent a Quaternary (?) erosional surface. The difference in elevation of this surface across the fault is more than 100 m (south side up).

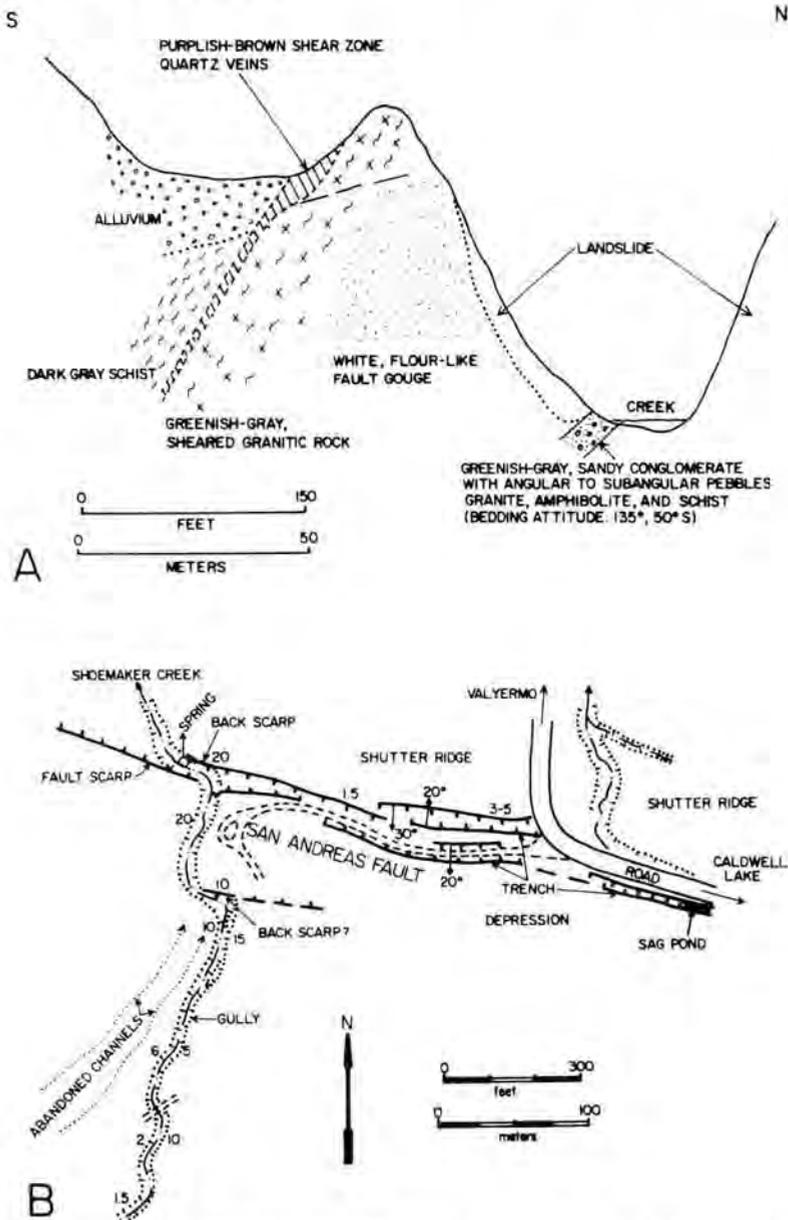


Fig. 3: A) Schematic section across the San Andreas fault approximately 0.8 km east of Appletree Flat (see Fig. 2). This is the same locality mentioned in IACOPI (1971: 75). B) Geomorphological sketch map just east of Shoemaker Canyon head. Shoemaker Creek has captured a creek flowing north, across the San Andreas fault, after the latter the creek by approximately 211 m. The numbers without denomination represent the approximate heights of the fault scarps or gully walls.

### Conclusions

In the Valyermo-Wrightwood segment of the San Andreas fault, the geomorphic evidence suggests that right-lateral offset ranges from a minimum of 20 m (probably due in part to the 1857 Fort Tejón earthquake) to several hundreds of meters (displaced drainage and shutteridges). The distribution of Older Alluvium (Late Pleistocene?) suggests a possible apparent cumulative right-lateral offset of 3.5 km. Future studies should include stratigraphic, palynological, and radiocarbon techniques, particularly in peat bogs and sag ponds, to determine a chronology of seismic events. Detailed stratigraphic studies of Quaternary rocks should be oriented towards finding structures suitable for determining fault offset.

### Acknowledgements

Field work in the Valyermo-Wrightwood region was made possible by a sabbatical leave from Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas, Caracas, and by the Department of Geological Sciences, University of California, Santa Barbara. It was partially supported by U. S. Geological Survey Grant No. 14-08-0001-17676 (J. C. CROWELL, Principal Investigator). I thank J. C. CROWELL, A. G. SYLVESTER, K. E. SIEH, C. R. ALLEN, and T. DAVIS for useful discussion. A. G. SYLVESTER and T. DAVIS introduced me to the San Andreas fault. J. C. CROWELL and A. G. SYLVESTER reviewed and improved an earlier version of the manuscript. My stay in Santa Barbara would not have been possible without the generous hospitality of BARBARA VOORHIES.

Tab. 1: Stratigraphically determined right-lateral offset (km) along the San Andreas and related faults, Valyermo-Wrightwood region, California

	San Andreas fault	Punchbowl-Nadeau faults
Creek channell, before 1857 (4)	0.16	
Displaced stream gaps (Holocene) (4)	> 1.6	
Young gravels (Holocene) (1)	1.5	
Older Alluvium (Late Pleistocene ?) (4, 6)	1.1—3.2	
	3.5	
Post-Shoemaker gravel (Late Pleistocene ?) (1)	3—5	
Late Pleistocene (1)	16	
Shoemaker Gravel (Pleistocene) (1)	7—8	
Harold Formation (Pleistocene) (1, 4)	3.2—8.0	
	15	
Pleistocene (3)	32—40	
Quaternary rocks (1)	8	
Juniper Hills Formation (Plio-Pleistocene ?) (1)	20—21	
Anaverde Formation (Pliocene) (4)	56	
Punchbowl Formation (Upper Miocene) (4)	48	
Tertiary units (1)	16	
Post-Paleocene (5)		50
Pre-Tertiary basement rocks (2, 3)	80—96	48
	128—256	
	208	
	240	

Sources: 1. BARROWS (1975, 1979); 2. DIBBLEE (1968); 3. EHLIG (1975); 4. NOBLE (1954); 5, SAGE (1975); 6. This report.

## References

- ALLEN, C. R., ST. AMAND, P., RICHTER, C. F. & NORDQUIST, J. M. (1965): Relationship between seismicity and geologic structure in the southern California region. — *Seism. Soc. Am. Bull.*, **55**: 753—797; Berkeley.
- BARROWS, A. G. (1975): The San Andreas fault zone in the Juniper Hills quadrangle, southern California. — In: CROWELL, J. C., ed.: *San Andreas fault in southern California*. — Calif. Div. Mines and Geol., Sp. Rep. 118: 197—202; Sacramento.
- (1979): Geology and fault activity of the Valyermo segment of the San Andreas fault zone, Los Angeles County, California. — Calif. Div. Mines and Geol., Open File Rep. 79-ILA: 1—49; Sacramento.
- BUCKNAM, R. C. & ANDERSON, R. E. (1979): Estimation of fault scarp ages from a scarp-height — slope-angle relationship. — *Geology*, **7**: 11—14; Boulder.
- BRUNE, J. & ALLEN, C. R. (1967): A micro-earthquake survey of the San Andreas fault system in southern California. — *Seism. Soc. A., Bull.*, **57**: 277—296; Berkeley.
- CROWELL, J. C. (1975): The San Andreas fault in southern California. — In: CROWELL, J. C., ed.: *San Andreas fault in southern California*. — Calif. Div. Mines and Geol., Sp. Rep. 118: 7—27; Sacramento.
- DIBBLEE, T. W. (1968): Displacements on the San Andreas fault system in the San Gabriel, San Bernardino, and San Jacinto Mountains, southern California. — In: DICKINSON, W. R. & GRANTZ, A., eds.: *Proceedings of conference on problems of San Andreas fault system*. — Stanford Univ. Pubs. Geol. Sci., **11**: 260—277; Stanford.
- (1975): Tectonics of the western Mojave Desert near the San Andreas fault. — In: CROWELL, J. C., ed.: *San Andreas fault in southern California*. — Calif. Div. Mines and Geol., Sp. Rep. 118: 155—161; Sacramento.
- EHLIG, P. L. (1975): Basement rocks of the San Gabriel Mountains, south of the San Andreas fault, southern California. — In: CROWELL, J. C., ed.: *San Andreas fault in southern California*. — Calif. Div. Mines and Geol., Sp. Rep. 118: 177—189; Sacramento.
- IACOPI, R. (1971): *Earthquake country*. — 160 p., Menlo Park (Lane Books).
- LA MARCHE, V. C. & WALLACE, R. E. (1972): Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas fault, northern California. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 2665—2676; Boulder.
- LAWSON, A. C. & OTHERS (1908): *The California earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission*. — 461 p., Washington (Carnegie Institution of Washington).
- MARK, R. K. & BONILLA, M. G. (1977): Regression analysis of earthquake magnitude and surface fault length using 1970 data of BONILLA and BUCHANAN. — *U. S. Geol. Surv., Open File Rep.* 77—614: 1—8; Menlo Park.
- MEISLING, K. E. & SIEH, K. E. (1979): The effect of the 1857 Fort Tejon earthquake on trees near Wrightwood and Frazier Park, California. — *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, **11**: 478; Boulder.
- NOBLE, L. F. (1954): The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajón Pass, California. — *Calif. Div. Mines Bull.*, **170**: 37—48; Sacramento.
- PALMER, D. F., ANDERSON, J. L. & OSBORNE, R. H. (1979): Petrogenesis of cataclastic rocks within the San Andreas fault zone of southern California. — *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, **11**: 491; Boulder.
- PATTERSON, R. G. (1979): Tectonic morphology and neotectonics of the Santa Cruz island fault, Santa Barbara County, California. — M. A. thesis, 141 p., Santa Barbara (University of California).
- SAGE, O. (1975): Sedimentological and tectonic implications of the Paleocene San Francisquito Formation, Los Angeles County, California. — In: CROWELL, J. C., ed.: *San Andreas fault in southern California*. — Calif. Div. Mines and Geol., Sp. Rep. 118: 162—169, Sacramento.
- SIEH, K. E. (1978a): Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. — *Seism. Soc. Am. Bull.*, **68**: 1421—1448; Berkeley.
- (1978b): Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. — *Jour. Geophys. Res.*, **83**: 3907—3939; Washington.

- WALLACE, R. E. (1968): Notes on stream channel offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. — In: DICKINSON, W. R. & GRANTZ, A., eds.: Proceedings of conference on geologic problems of San Andreas fault system. — Stanford Univ. Pubs. Geol. Sci., **11**: 6–21; Stanford.
- (1977): Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. — Geol. Soc. Am. Bull., **88**: 1267–1281; Boulder.
- WOOD, H. O. (1955): The 1857 earthquake in California. — Seism. Soc. Am. Bull., **45**: 47–67; Berkeley.

Manuscript received on 15. 1. 1982.

## Die jungpleistozänen Äolianite in der südlichen Küstenzone von Israel

### Ein Beitrag zur zeitlich-räumlichen Klimaentwicklung

KARL BRUNNACKER, AVRAHAM RONEN & WOLFGANG TILLMANN<sup>\*)</sup>

Eolian feature, wind transport, clay loess, paleoclimatic development, paleopedology, soil profile, Upper Pleistocene, Würm Glacial, heavy mineral association, size distribution, shoreline, mediterranean region, periglacial area, correlation. Israel, El-Arisch-Gaza-Region, North Alps

**Kurzfassung:** Zwischen Gaza und Beer Sheva treten äolische Ablagerungen auf mit küstennahem Sand (Kurkar), landeinwärts sandigem Tonlöß und schließlich Tonlöß. Gemäß der faziellen Anordnung und der Schwermineralassoziation war die eiszeitliche Küstenzone Lieferquelle des äolischen Materials. Es wurde in Zeiten der Meeresregression ausgeweht. In Zeiten der Transgression haben sich makromorphologisch sehr kräftige Böden (Hamra) gebildet, nämlich ein Bodenkomplex, der das letzte Interglazial und das frühe Würm umfaßt, ferner ein „mittelpaläolithischer Boden“. Etwas weiter nördlich ist zudem ein „epipaläolithischer Bodenkomplex“ vorhanden. Ein Vergleich mit dem Periglazialraum nördlich der Alpen zeigt prinzipiell die nämliche Entwicklung, wobei absolute Datierungen von Höhlensintern und Travertinen ein zeitliches Grundgerüst liefern.

#### [Young Pleistocene Aeolianites in the Southern Coastal Plain of Israel A Contribution to the Temporal and Spatial Climatic Development]

**Abstract:** Aeolian deposits appear between Gaza and Beer Sheva with near shore sand (Kurkar), landwards sandy clay-loess and finally clay-loess. According to the facial arrangement and the heavy mineral association the source of origin of the aeolian material was the coastal zone of the last glacial time. It has been drifted during the regression of the sea. Macro-morphologically very stable soils (Hamra) have been built during the transgression. This "Middle paleolithic soil complex" comprises the last Interglacial and the Early Würm. In addition an "Epipaleolithic soil complex" has been preserved a little further north. A comparison with the periglacial area north of the Alps shows fundamentally the same development, whereby absolute datings of „Höhle-sinters“ and travertines supply the main events of the time scale.

### 0. Einführung

Vor allem in den wärmeren Mittelmeer-Ländern, aber auch andernorts, folgen sandige Äolianite den Küstenlinien. Demgemäß treten in Israel mehrere küstenparallel verlaufende „Kurkar“-Rücken auf. Sie stehen im Verband mit „Hamra“-Böden. Nur lokal, südlich von Haifa, ist im Liegenden der jüngsten Kurkar-Folge ein Beach-rock bekannt. Nach S hin nimmt die karbonatische Verfestigung der Äolianite deutlich ab. Dennoch sprechen wir auch dort der Einfachheit halber von Kurkar-Rücken und -Decken. Die Hamra ist als makromorphologisch kräftig ausgebildeter roter bis brauner Boden entwickelt. Tirsoiden Böden kommen hinzu. Teilweise handelt es sich um Bodenkomplexe, aufgebaut aus mehreren, unmittelbar übereinanderfolgenden Hamra- und Tirs-Böden.

<sup>\*)</sup> Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. K. Brunnacker, Dr. W. Tillmanns, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Straße 49, D-5000 Köln 1. — Prof. Dr. A. Ronen, University of Haifa, Haifa/Israel.

Die Untersuchungen wurden gemeinsam vom Lehrstuhl für Eiszeitenforschung in Köln in Zusammenarbeit mit A. RONEN und seinen Mitarbeitern von der University of Haifa, dankenswert unterstützt durch die Stiftung Volkswagenwerk, durchgeführt. Nachfolgend wird als Teil des Vorhabens die Löß-Fazies im S der Küstenzone dargestellt, wo RANGE (1925) Löß im Raum Beer Sheva erwähnte. Klimatisch ist dieser Bereich durch nachstehende Klimadaten gekennzeichnet:

	Jahresmittel		
	Temperatur	Niederschlag	Zahl der Trockenmonate
Gaza (Kurkar-Zone)	20,1° C	388 mm	7,5
Beer Sheva (Löß-Bereich)	19,5° C	227 mm	8
El Arish (lößfreier Bereich)	19,5° C	97 mm	12

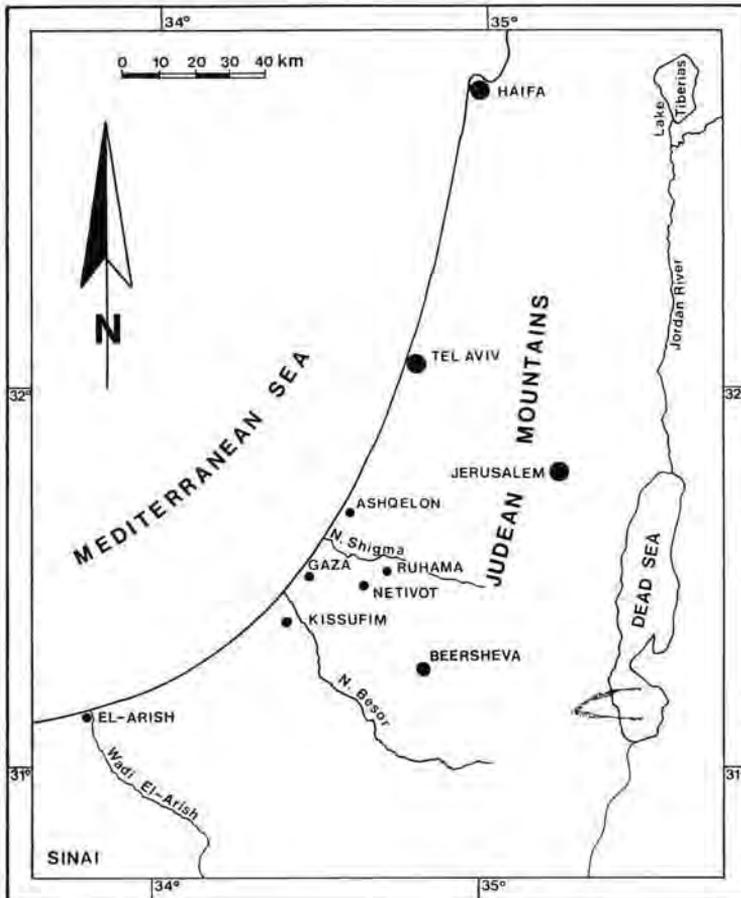


Abb. 1: Geographischer Überblick.

## 1. Profilausbildung

Im mittleren (und z. T. im nördlichen) Küstenbereich ist folgende Gliederung der jüngeren Kurkar-Bildungen in Superposition vorhanden:

- Kurkar III (im terrestrischen Bereich nur lokal)
- Epipaläolithischer Bodenkomplex
- Kurkar II
- Mittelpaläolithischer Boden
- Kurkar I
- Beach-rock

Der liegende Beach-rock hat ein Th/U-Alter um 80 000 Jahre (nach freundlicher Bestimmung durch Kollegen HENNIG, Univ. Köln). Er vertritt damit das Neotyrren (STEARNS & THURBER 1965).

Im südlichen Abschnitt der Küstenzone lassen sich landeinwärts (zwischen Gaza und Beer Sheva) drei Bereiche ausscheiden, nämlich die Zone der Kurkar-Rücken, die Verzahnungszone von Kurkar mit Löß und schließlich die Löß-Zone (Abb. 1). Daneben gibt es im gesamten Gebiet nicht verfestigte subrezente bis rezente Flugsande.

### 1.1. Kurkar-Zone

Die Vorkommen liegen küstennah und gehören vorwiegend in die Gruppe der jüngeren Kurkare. Im Gebiet nördlich und nordöstlich von Gaza sind fünf mit Entfernung von der Küste zunehmend ältere Kurkar-Kerne auszumachen (Abb. 2). Ihre maximale Höhe steigt von rd. 30 m NN (Rücken 1 im W) auf rd. 125 m NN im E (Rücken 5) an.

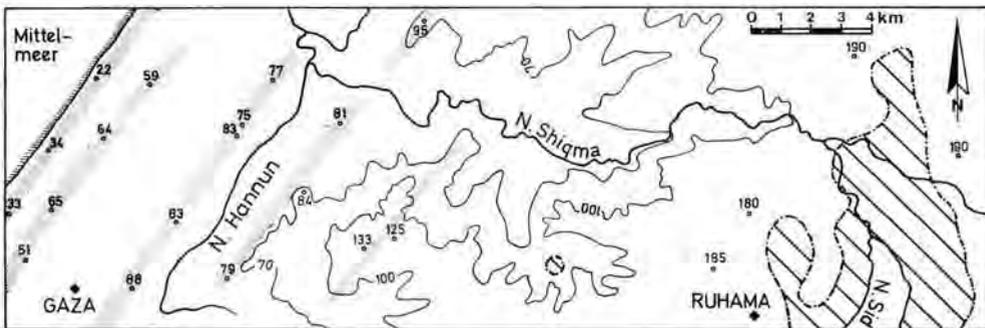


Abb. 2: Kurkar-Rücken (gerastert) in der südlichen Küstenzone von Israel (75 = Höhenangabe in m NN; Schrägschraffur = Löß-Verbreitung).

Die karbonatischen, unterschiedlich stark verfestigten, z. T. groben Sande der Kurkar-Rücken sind durch eine mit dem Alter der Rücken zunehmende Zahl von Böden (maximal 5 sandige Hamras im Rücken 5) gegliedert. Der Verfestigungsgrad der Kurkar-Sande nimmt von W nach E mit dem Alter generell zu.

## 1.1.1. Profilbeschreibung

Typisch für die Profilausbildung in dieser Zone ist der Aufbau des küstennächsten Rückens:

## Gabaliya (nördlich Gaza)

e) bis 700 cm	Kurkar, sehr schwach verfestigt
d) 35 cm 100 cm	humoser, brauner Sand Kurkar, sehr schwach verfestigt
c) 35 cm 50 cm	humoser, brauner Sand Kurkar, sehr schwach verfestigt
b) 40 cm 100 cm 100— 800 cm	humoser, brauner Sand brauner Sand Kurkar, sehr schwach verfestigt
a) 50 cm 200 cm	schwach humoser, brauner Sand Kurkar, sehr schwach verfestigt

## N-Grenze Gaza-Distrikt

b) bis 150 cm 300—1000 cm	rötlicher Boden grobkörniger Kurkar, leicht verfestigt
a) bis 40 cm bis 100 cm 200 cm	humoser, brauner Sand brauner Sand (z. T. verlagert, mit Gehäusen terrestrischer Mollusken) grobsandiger Kurkar, leicht verfestigt

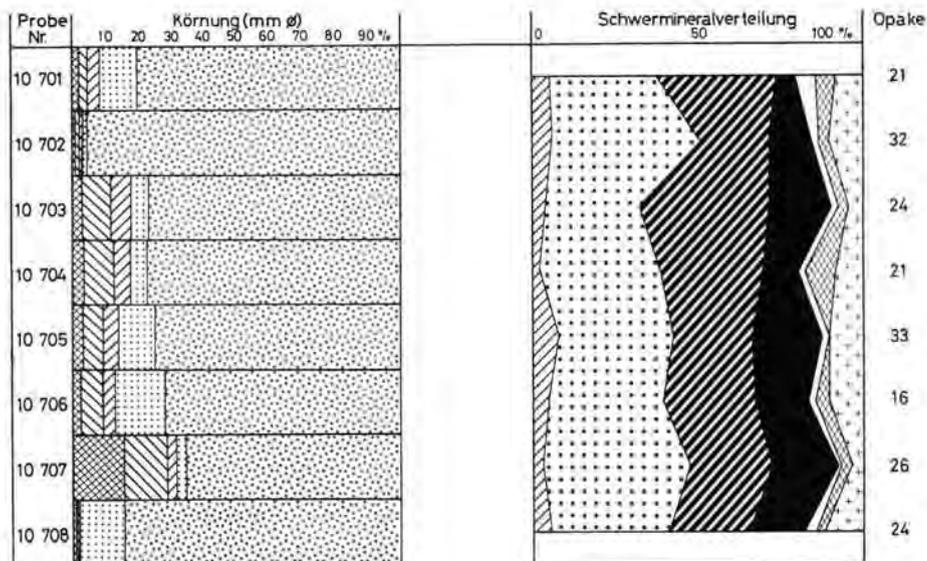
In diesem südlichen Bereich ist das Grundprinzip der Kurkar-Ausbildung der mittleren und nördlichen Küstenzone z. T. durch die Bodenausbildung modifiziert. Die Altersstellung beider Profile ist damit allein aus der Sicht der Profilausbildung nicht genau festlegbar, wenngleich die in Abb. 10 gebrachte Einstufung naheliegend ist.

Generell ist im südlichen Kurkar-Bereich im Vergleich zum nördlichen Gebiet eine geringere Verfestigung vorhanden, was neben niedrigeren Kalkgehalten mit dem während der Eiszeiten trockeneren Klima zusammenhängt (BRUNNACKER 1979). Die fossilen Böden im Kurkar sind z. T. als Braunerden entwickelt, d. h. ein Ah-Horizont ist sehr häufig vorhanden, unter ihm liegt ein brauner Bv-Horizont. Man sollte erwarten, daß bei trockenerem Klima eher rote Böden vorkommen. Im N und im zentralen Bereich findet man solche rote Hamra ohne Ah-Horizont, im S hingegen z. T. eine braune Hamra mit Ah-Horizont. Dieser Befund entspricht den Beobachtungen im epipaläolithischen Bodenkomplex nördlich Tel Aviv insofern, als unter humosen Horizonten der Bv-Horizont bräunlich gefärbt ist. Die Färbung des Bv-Horizontes steht hier mit dem überlagernden Humushorizont in Zusammenhang (pH-Wert).

## 1.1.2. Petrographie

Zur schwermineralogischen Charakterisierung dieser Sande wurden aus den einzelnen Kurkar-Rücken Stichproben entnommen. Die Proben (Abb. 3) zeigen eine insgesamt einheitliche Schwermineralführung, die durch eine instabile Schwermineral-Assoziation mit durchschnittlich 85 % bestimmt wird. Der Anteil metamorpher Schwerminerale (Staurolith, untergeordnet Disthen und Andalusit) schwankt um 5 %. Der Anteil stabiler

Schwerminerale (vorwiegend Zirkon) liegt um 10 0/0. Innerhalb der instabilen Schwerminerale dominiert die Epidotgruppe mit durchschnittlich 35 0/0, gefolgt von grüner Hornblende mit rd. 25—30 0/0 und Pyroxenen mit 15—20 0/0. Der Anteil des Granats liegt konstant bei 5 0/0, der Anteil der Opaken am Gesamtschwermineralspektrum zwischen 16 und 33 0/0. Nur in der Probe 10701 aus Rücken 5 beträgt der Pyroxenanteil weniger als 10 0/0.



## Schwerminerale:

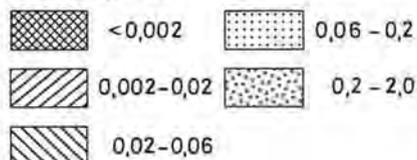
Körnung (in mm  $\phi$ )

Abb. 3: Körnung und Schwermineralassoziation in der Kurkarzone.

## 1.1.3. Deutung

Qualitativ und quantitativ stimmen die Schwermineralspektren aus den Kurkar-Rücken mit den aus rezenten Küstensanden von EMERY & NEEV (1960) beschriebenen Spektren überein. Nach den genannten Autoren handelt es sich bei den marinen Sanden um küstenparallel verfrachtete Nil-Sande. Für die Sande der Kurkar-Rücken muß, die Folgerungen aus der Lage der Rücken und deren Schrägschichtung bestätigend, ein Liefergebiet angenommen werden, das im Bereich der eiszeitlichen Küstenzone gelegen hat.

## 1.2. Verzahnungszone von Kurkar mit Löß

Konventionellerweise werden die äolischen Decken in der Umgebung von Beer Sheva als Löß bezeichnet. Doch gibt es Verzahnungen mit Kurkar-Decken, wie das folgende Profil zeigt.

### 1.2.1. Profilbeschreibung

Der Kibbuz Kissufim liegt rd. 15 km südlich von Gaza und rd. 10 km von der Küste entfernt. Das flachwellige Gelände fällt generell sanft nach NW zum Mittelmeer und, nächst dem Aufschluß, nach NE von 100 auf rd. 50 m NN im Einzugsgebiet des Nahal Besor ab. Zu diesem heute meist trockenen Tal ist ein Wadi-System orientiert, in welchem Fundschichten erschlossen sind, die Artefakte von Typ des Jungacheuléen führen (RONEN et al. 1972). Hier wurde das folgende Profil aufgenommen (Abb. 4):

#### Kissufim

i)	1	50 cm	hellbrauner Sand (Profilversatz um 100 cm)
h)	2	80 cm	hellgraubrauner, schluffiger Feinsand
	3	40 cm	hellbraungrauer, schluffiger Feinsand, brockig, Humus in Spuren (?)
	4	60 cm	hellgraubrauner, feinsandiger Schluff
g)	5	30 cm	schwach humushaltiger, graubrauner, schluffiger Sand, schwach bröckelig, einzelne Kalkkonkretionen (bis 1 cm $\phi$ )
	6	50 cm	humushaltiger, dunkelbraungrauer, schluffiger Sand, schwach bröckelig, zahlreiche Kalkkonkretionen (bis 1 cm $\phi$ )
	7	30 cm	sehr schwach humushaltiger, graubrauner Sand, zahlreiche Kalkkonkretionen (bis 1 cm $\phi$ )
	8	40 cm	hellgraubrauner Sand, zahlreiche Kalkkonkretionen (bis 3 cm $\phi$ )
f)	9	60 cm	hellbrauner Sand, schwach hellgrau-fleckig (bis 4 cm $\phi$ )
	10 bis 100		hellgraubrauner Sand, sehr schwach hellgraufleckig (bis 3 cm $\phi$ )
	11	30 cm	hellgraubrauner Sand, hellgrau-fleckig (bis 5 cm $\phi$ ), zahlreiche Kalkkonkretionen (3 cm $\phi$ ), lagig angeordnet, unten 5 cm dicker rötlichbrauner Saum, an der Basis einzelne Gerölle (3 cm $\phi$ )
e)	12	30 cm	rötlichbrauner, lehmig-sandiger Ton, prismatisch-brockig, sehr viele Kalkkonkretionen (bis 4 cm $\phi$ )
	13	55 cm	rötlichbrauner, lehmig-sandiger Ton, stark prismatisch-brockig, Tonbelag auf den Bodenkörpern, einzelne Kalkkonkretionen (bis 3 cm $\phi$ )
d)	14	40 cm	rötlichbrauner, lehmiger Ton, graustichig, prismatisch-brockig, zahlreiche Kalkkonkretionen (bis 5 cm $\phi$ )
	15	60 cm	rötlichbrauner, schwach lehmiger Ton, graustichig, stark prismatisch-brockig, Tontapeten auf den Bodenkörpern, einzelne Kalkkonkretionen (3 cm $\phi$ )
	16	45 cm	brauner, sandiger, lehmiger Ton, grobprismatisch (einzelne Kalkkonkretionen (bis 2 cm $\phi$ ))
	17	80 cm	brauner, toniger, schluffiger Sand, schwach grobprismatisch, sehr wenige Kalkkonkretionen (bis 2 cm $\phi$ )
c)	18	40 cm	dunkelbrauner, toniger, schluffiger Sand, prismatisch-brockig, zahlreiche Kalkkonkretionen (bis 3 cm $\phi$ )
	19	50 cm	brauner, schwach toniger, schluffiger Sand, schwach rostfleckig, einige Kalkkonkretionen (bis 2 cm $\phi$ )
b)	20		
	21	über	
	22	200 cm	hellrötlichbrauner Sand, sehr wenige Kalkkonkretionen (bis 2 cm $\phi$ )
a)	23	über	
	24	150 cm	hellgelbgrauer Sand, sehr wenige Kalkkonkretionen (bis 2 cm $\phi$ )

Unter Einbezug der in Abb. 4 dargestellten Analysen ergibt sich die nachfolgende Interpretation:

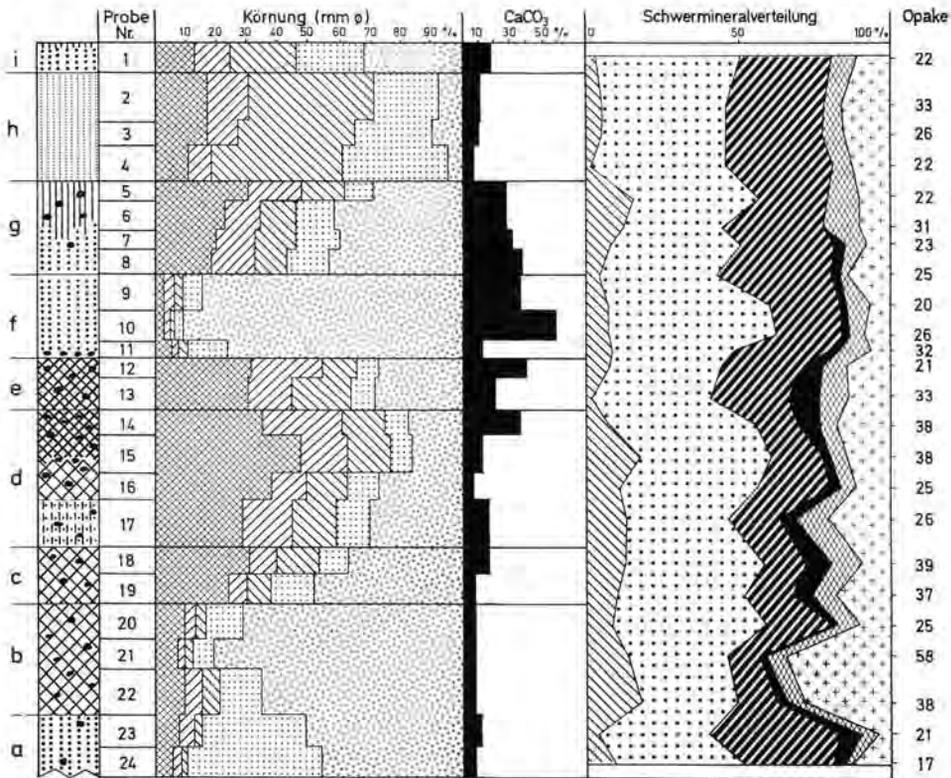


Abb. 4: Profil Kissufim (Legende Abb. 3).

Die Basis wird durch einen Kurkar-Sand (a) gebildet, der kaum verfestigt ist. Abgeschlossen wird er durch eine sandige, rote Hamra ohne Gefügemerkmale, die sich in parautochthoner Lage befindet und die Artefakte führt (b). — Die folgenden Deckschichten werden durch tonigen Sand eingeleitet, mit Abschluß durch eine braune Hamra (c). — Ein körnungsmäßig als sandiger Tonlöß interpretierbares Material wird durch eine tonige, rote Hamra überprägt (d). — Die folgende geringmächtige Deckschicht entspricht in der Körnung der unterlagernden Schicht. Sie ist durch eine rotbraune Hamra völlig überformt (e). — Darüber lagert Kurkar (f), der in seiner Mächtigkeit erheblich schwankt. In den dadurch erzeugten Reliefdepressionen lagert Verschwemmungsmaterial. Es ist durch einen tirsoiden Boden überprägt (g). — Dann folgt Material mit der Körnung eines Lösses (h). — Hangenden Abschluß bildet jüngster bis rezenter Flugsand (i).

Zur zeitlichen Einstufung bringen die Artefakte in der untersten Hamra (b) generelle Hinweise. Wesentlicher ist aber beim heutigen Kenntnisstand die sedimentologisch-pedologische Interpretation des Profils. Demnach wird der liegende Kurkar (a) in die vorletzte Kaltzeit eingeordnet. Seine abschließende Hamra (b) entspricht dem letzten Interglazial. Die erhebliche pedogene Prägung der folgenden Böden (c—e) zeigt auf die frühe Würm-Eiszeit. Ähnlich dem mittelpaläolithischen Boden weiter im N folgt über Kurkar ein tirsoider Boden (f—g). Darüber kommt lößartiges Material (h), entsprechend dem Kurkar II. Der oberste Flugsand leitet zur Gegenwart über (i).

### 1.2.2. Petrographie

Damit stellt sich die wesentliche Frage der Liefergebiete dieser letzteiszeitlichen Sedimente, nämlich verschiedene Lieferquellen oder ein einheitliches Liefergebiet, das wegen der Verzahnung mit Kurkar-Sand letztlich nur die eiszeitliche Küstenzone gewesen sein kann. Dazu wurde das Profil schwermineralogisch untersucht (vgl. Abb. 4):

Über das gesamte Profil hinweg dominieren instabile Schwerminerale (vorwiegend Epidot und Hornblenden, untergeordnet Granat und Pyroxen) mit durchschnittlich 75 %/o. Metamorphe Schwerminerale (vorwiegend Staurolith, untergeordnet Disthen, selten Sillimanit und Andalusit) sind im gesamten Profil konstant mit rd. 10 %/o vertreten. Stabile Schwerminerale (vorwiegend Zirkon, untergeordnet die Rutilgruppe, selten Turmalin) sind mit durchschnittlich 15 %/o vertreten. Nur im hangenden Teil des Kurkars und der überlagernden Hamra steigt der Anteil der Stablen auf max. 35 %/o an, einhergehend mit einer Reduzierung der instabilen Schwerminerale und hier im besonderen der Hornblende. In den das Profil abschließenden Löß- und Flugsand-Decken fehlen bei sonst gleichem Schwermineralspektrum die Pyroxene. Die Zahl der Opaken steigt in den pedogen überprägten Profilabschnitten bis auf maximal 58 %/o der Gesamt-Schwerminerale an.

### 1.2.3. Deutung

Abgesehen von der erheblich wechselnden Körnungsverteilung ist insofern kein prinzipieller Unterschied zur Kurkar-Zone nördlich Tel Aviv vorhanden, als die eingeschalteten Böden sich völlig gleichen. Allerdings treten in Kissufim über den mittel- und epipaläolithischen Boden der nördlichen Zone hinaus insgesamt fünf Paläoböden auf, von denen die unteren vier zu einem Komplex zusammengeschlossen sind. Damit ist eine sehr große Ähnlichkeit mit dem Profil von Kitros in Nord-Griechenland gegeben (BRUNNACKER et al. 1969). Schwierig ist es aber hier wie dort, zu einer stratigraphischen Interpretation zu kommen. Wenigstens im ersten Ansatz, unabhängig von Kitros, ist es im Kissufim möglich, das oberste lößartige Glied (h) mit dem Kurkar II gleichzusetzen (Abb. 10).

Aufgrund des über das gesamte Profil einheitlichen Schwermineralspektrums ist für die Sedimente ein einheitliches Liefergebiet anzunehmen. Dafür kommt einmal die Küstenzone infrage, zum andern vorwiegend karbonatische, mesozoische und känozoische Sedimente im Hinterland der Küstenebene. Schwermineralanalysen zu beiden Liefergebieten finden sich u. a. bei EMERY & NEEV (1960). Dies wird durch die laufenden Untersuchungen von W. BOENIGK (mündl. Mitt.) bestätigt. Demnach dominieren in den Sedimenten des Hinterlandes stabile Schwermineral-Assoziationen, wohingegen die Strandsande und Küstendünen überwiegend instabile Schwerminerale mit Hornblende, Epidot und augitischen Pyroxenen zeigen. Letztere Assoziation steht qualitativ in voller Übereinstimmung mit dem vorgestellten Schwermineralprofil von Kissufim und den küstennahen Kurkar-Rücken. Insgesamt geringfügige quantitative Abweichungen zu den von EMERY & NEEV (1960) vorgestellten Analysen sind durch Granularvariation und Verwitterungsauslese bedingt. So finden sich in den äolischen Sedimenten gegenüber der Hornblende erhöhte Epidotgehalte. Der besonders in der intensiv pedogen überprägten Hamra (b) erhöhte Anteil an stabilen Schwermineralen ist — worauf auch SLATKINE & POMERANCLUM (1958) hinweisen — durch Verwitterungsauslese bedingt. Damit wiederum korrespondiert hier die hohe Zahl an Opaken. Doch zeigt sich in den Böden oberhalb Nr. b darüber hinaus trotz der scheinbar intensiven pedogenen Prägung kein gravierender Einfluß der Verwitterungsauslese.

### 1.3. Löß-Zone

Aus diesem Bereich werden die Profile von Ruhama und Netivot im Negev behandelt.

## 1.3.1. Ruhama

Der Kibbuz Ruhama liegt rd. 25 km östlich von Gaza (Abb. 1). Das flachwellige, badlandartige Gelände fällt von etwa 150 m NN nach SW zum Nahal Dorot ab. Die Lokalität Ruhama ist durch Artefaktfunde bekannt geworden.

## 1.3.1.1. Profilaufbau

Das Profil wurde in einem Aufschluß des badland-Bereiches aufgenommen (Abb. 5).

## Ruhama

f)	1	20 cm	Schluff, tonig (Löß), grau gelb bis schwach gelbbraun, karbonatisch, molluskenführend
	2	160 cm	wie oben, mit Kalkpigmenten bis 1 cm $\phi$
e)	3	150 cm	Ton, schluffig, rot-dunkelbraun, kurzprismatisch bis bröckelig, Tontapeten auf den Bodenkörpern schwach entwickelt, karbonatisch, mit Kalk-Lagen, -linsen und -konkretionen im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich besonders entlang den Bodenkörpern
	4	50 cm	
	5 bis 6	800 cm	Ton, siltig, dunkelbraun, prismatisch bis bröckelig, karbonatisch, im Millimeter-Bereich unterschiedlich stark sandstreifig (gelbbraun), mit Fe-Mn-Pigmenten (maximal 1 cm $\phi$ ), Tontapeten auf den Bodenkörpern schwach
	7		
d)	8	100 cm	Ton, siltig, rötlich-braun, braune Tontapeten auf den Bodenkörpern stärker entwickelt, mit Fe-Mn-Belegen auf den Bodenkörpern und karbonatischen Konkretionen bis 1 cm $\phi$
	9		
	10		
c)	11	100 cm	Sand, tonig-siltig, rötlich-braun, bröckelig, schwach karbonatisch
	12		
b)	13	100 cm	Ton, sandig-siltig, dunkelbraun, kurzprismatisch bis bröckelig, mit dunkelbraunen Tontapeten auf den Bodenkörpern, bereichsweise schwach karbonatisch, mit Fe-Mn-Pigmenten bis 0,5 cm $\phi$
	14		
	15	80 cm	Ton, sandig-siltig, graubraun, mit rostroten bis rostbraunen Fein-Mittelsandlinsen im Zentimeter-Bereich, kalkfrei, schwach prismatisch-bröckig, dunkelbraune Tontapeten auf den Bodenkörpern schwach entwickelt
-----			
Artefakt-Fundschicht über der Hamra und bis 30 cm in den hangenden Abschnitt hineinreichend			
a)	16	30 cm	Fein-Grobsand, tonig, wie unten, ohne Kalkkonkretionen, schwach grau fleckig
	17	üb. 150 cm	Fein-Grobsand, tonig, rötlich bis schwach bräunlich, z. T. rot pigmentiert in gelbbrauner Matrix, schwach prismatisch-bröckig, mit Fe-Mn-Konkretionen im Millimeter-Bereich, Tontapeten nur vereinzelt und schwach entwickelt, mit Kalkkonkretionen bis 1 cm $\phi$ , sonst kalkfrei
	18		

Liegendes: Kurkar (nicht aufgeschlossen)

Auch in Ruhama liegt an der Basis ein durch Hamra überprägter Kurkar (a). Oben treten Vernässungserscheinungen auf, die auf die Wirkungen der feuchten Reliefdepression deuten, in der sich nachfolgend in sumpftartigem Milieu tonreiches Material als Folge von Einschwemmungen abgelagert hat (b). Die Artefakte und Knochen liegen an der Grenze von a zu b. Darüber folgt Kurkar-Sand, der nachträglich durch eine Hamra überprägt wurde (c). Eine hangende Tonlöß-Decke wurde ebenfalls völlig durch Hamra überprägt (d). Dann folgt ein mächtiges Paket von Tonlöß mit leichter synsedimentärer pedogener Gefügeprägung. Abgeschlossen wird es durch eine weitere Hamra (e). Löß mit höherem Schluffgehalt bildet das jüngste Glied (f).

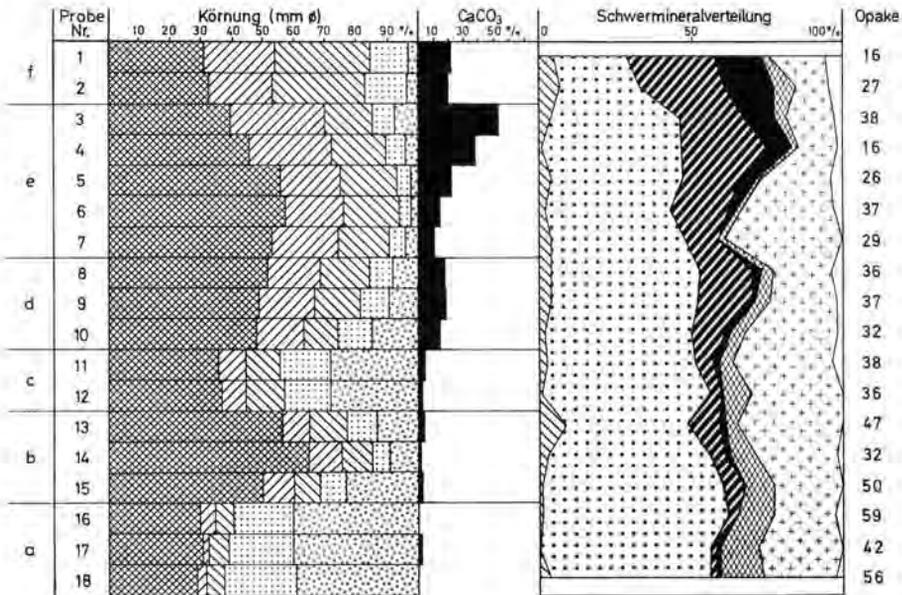


Abb. 5: Profil Ruhama (Legende Abb. 3)

Aus der Sicht der Bodenfolge ist noch eine große Ähnlichkeit mit Kissufim vorhanden, was auf eine entsprechende zeitliche Stellung weist. Wesentlich aber ist, daß in zunehmendem Maße sandige Einschaltungen zugunsten eines Tonlösses zurücktreten. Die Zunahme des Tongehaltes war schon in Kissufim bemerkbar, jedoch war dort noch ein hoher Sandanteil vorhanden, der nun in Ruhama weitgehend ausfällt. Das oberste Glied (g in Ruhama, h in Kissufim) ist jeweils durch schluffreichen Löss gekennzeichnet.

### 1.3.1.2. Petrographie

In allen untersuchten Proben (Abb. 5) dominieren instabile Schwerminerale (vorwiegend Epidot, daneben grüne Hornblende, untergeordnet Granat und Pyroxen) um 65 %. In den beiden hangenden Profilteilen nimmt der Anteil an grüner Hornblende und Pyroxen von durchschnittlich 10 auf 30 % deutlich zu, gleichzeitig nimmt der Anteil der Epidotgruppe von durchschnittlich 55 auf 35 % ab. Der Anteil der Metamorphen (vorwiegend Staurolith und Disthen, selten Sillimanit und Andalusit) bleibt mit Werten um 10 % über das gesamte Profil konstant. Die stabilen Schwerminerale (Zirkon, Rutilgruppe und Turmalin) zeigen bei durchschnittlichen Gehalten um 25 bis 30 % in den beiden hangenden Profilabschnitten eine deutliche Abnahme, die mit einem Ansteigen insbesondere des Pyroxenanteils zusammenfällt. Die Zahl der Opaken ist besonders im liegenden Profilteil (Hamra) mit maximal 59 % relativ hoch; allgemein finden sich geringe Opakenzahlen in den pedogen wenig oder nicht beeinflussten Profilteilen.

### 1.3.1.3. Deutung

Das über das gesamte Profil qualitative einheitliche Schwermineralspektrum zeigt für die Sedimente ein Liefergebiet an, das — wie beim Profil Kissufim bereits erläutert — im Bereich der Küstenzone zu suchen ist. Bezeichnend für Ruhama ist die Zunahme von grü-

ner Hornblende und Pyroxen bei gleichzeitiger Abnahme des Anteils der Epidotgruppe und der Stablen in den hangenden Profilabschnitten. Bei insgesamt gleicher Korngrößenverteilung kann die Granularvariation hier zur Erklärung nicht herangezogen werden.

Die niedrigen Anteile an Pyroxen und grüner Hornblende im liegenden Profilabschnitt (Hamra a—b) dürften durch eine Verwitterungsauslese bedingt sein. In Übereinstimmung damit steht der hohe Anteil an Opaken und die weitgehende Entkalkung der Sedimente dieses Bereiches. Die folgenden Profilabschnitte sind durch zunehmende Karbonatgehalte und abnehmende Opakenzahlen ausgezeichnet. Da diese Abschnitte z. T. nicht oder nur schwach pedogen überprägt sind, kann eine Verwitterungsauslese keine Erklärung für die — im Vergleich zu den Liefergebieten — relativ niedrigen Anteile an grüner Hornblende und Pyroxen in den mittleren Profilabschnitten bieten. Dieser Befund ist dahingehend zu interpretieren, daß die das Profil aufbauenden Sedimente z. T. nicht direkt aus der Küstenzone geliefert wurden, sondern durch Umlagerung aus der näheren Umgebung zu beziehen sind. Ihr Schwermineralspektrum zeigt aber, daß auch diese umgelagerten Sedimente primär aus der Küstenzone geliefert wurden. Die ansteigenden Anteile an grüner Hornblende und Pyroxen in den hangenden Profilabschnitten deuten für diese eine zunehmende Beteiligung von direkt aus der Küstenzone geliefertem Material an.

### 1.3.2. Netivot

Das Profil Netivot wurde von BRUINS (1976) eingehend beschrieben, worauf verwiesen sei. Es ist als Anschnitt an der Straße Gaza—Beer Sheva rd. 2 km westlich der Abzweigung nach Ashqelon bei der Ortschaft Netivot aufgeschlossen (Abb. 1). Das Profil liegt in einem flachwelligen Gelände um 150 m NN, das nach SW zum Nahal Bohu, nach NW zum Nahal Hannun abfällt. Von der Küste ist es rd. 18 km entfernt.

#### 1.3.2.1. Profilaufbau

Der rd. 400 m lange Aufschluß zeigt eine rd. 12 m mächtige Abfolge von rotbraunem, schluffigen Ton (Löß), die durch sechs ausgeprägte, bis 120 cm mächtige Anreicherungs-horizonte von Karbonaten (vgl. BRUINS 1976) gegliedert wird (Abb. 10). Der rotbraune, schluffige Ton weist ein prismatisch-brockiges Gefüge auf und zeigt auf den Bodenkörpern schwache Tontapeten.

Auf der Grundlage der Karbonathorizonte unterteilt BRUINS (1976) den Tonlöß, wobei die liegende SCH 6-Schicht dem letzten Interglazial entspricht. Die folgende SCH 5- bis 2-Horizonte vertreten die Würm-Eiszeit, und SCH 1 gehört in das Spät- bis Postglazial. Doch besteht zu dieser Interpretation insofern ein prinzipieller Unterschied, als BRUINS die Karbonathorizonte den trockeneren Zeiten und wir, entsprechend BRUNNACKER (1974), als Indikatoren für etwas feuchtere Sedimentationspausen ansehen.

#### 1.3.2.2. Petrographie

Die aus der Sicht der Korngrößenverteilung homogen ausgebildeten Sedimente zeigen auch schwermineralogisch eine über das gesamte Profil weitgehend gleiche Verteilung (Abb. 6). In den Spektren dominieren instabile Schwerminerale (Epidotgruppe, grüne Hornblende, Pyroxen, untergeordnet Granat) mit durchschnittlich 75 %. Metamorphe Schwerminerale (Staurolith, Disthen) sind mit weniger als 5 % vertreten. Bei den Stablen, die mit durchschnittlich 25 % vertreten sind, dominiert Zirkon. Bei den Instabilen nimmt der Pyroxenanteil von im Mittel 10 % im Liegenden auf 25 % im Hangenden zu, die Anteile der Epidotgruppe (um 30 %) und der grünen Hornblende (um 25 %) bleiben weitgehend konstant. Die Zunahme der Pyroxene ist mit einer Abnahme der stabilen Schwerminerale gekoppelt. Die Anteile der Opaken liegen insgesamt um 25 %, nur in den Karbonatanreicherungs-horizonten SCH 5 und SCH 3 erreichen sie mit 38 % hohe Werte.

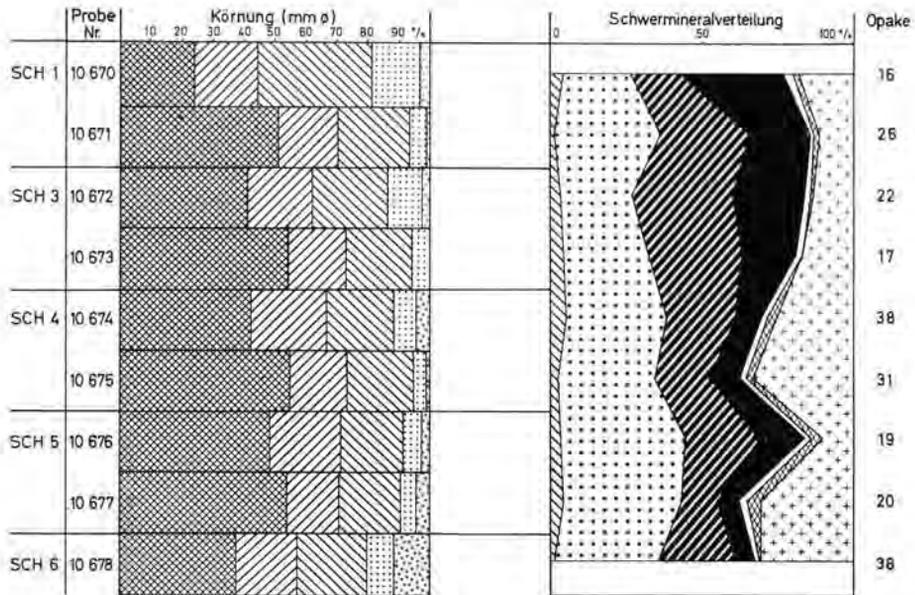


Abb. 6: Profil Netivot (vgl. BRUNNACKER 1976; Legende Abb. 3).

### 1.3.2.3. Deutung

Im Vergleich zu den Profilen Kissufim und Ruhama zeigt das Profil Netivot hohe Anteile an Pyroxen und grüner Hornblende. Die qualitative und quantitative schwermineralogische Zusammensetzung fällt damit weitgehend mit der solcher Profile zusammen, die aus dem Küstenbereich beschrieben werden. Demnach sollten die Sedimente entweder direkt aus dem Küstenbereich oder aber von durch Verwitterungsvorgänge nicht beeinflussten Äolianiten der Umgebung abzuleiten sein. Derartige, früher schon aus dem Küstenbereich gelieferte Äolianite haben sicher — wie auch rezent — im Negev zur Verfügung gestanden. Gegen eine solche Aufarbeitung älterer Äolianite spricht allerdings der über das gesamte Profil hinweg homogene hohe Tongehalt.

Aufgrund der Abnahme der Stablen bei gleichzeitiger Zunahme der Pyroxene zu den hangenden Profilschnitten hin darf angenommen werden, daß die liegenden Profilschnitte bis zum Karbonatanreicherungs-horizont SCH 3 relativ stärker pedogen überprägt sind.

## 1.4. Ergebnis

Lithologisch werden die beschriebenen Profile im wesentlichen aus äolischem Sand und Löß unterschiedlicher Fazies aufgebaut, wobei von der Küste landeinwärts sich ein Fazieswechsel von Sand über sandigen Tonlöß zu Tonlöß und schluffreichem Löß vollzieht. Die Sandfazies reicht in den Einzeldecken unterschiedlich weit in das Binnenland hinein. Schwermineralogisch sind keine signifikanten Unterschiede, etwa infolge Granularvariation oder verschiedener Liefergebiete, erkennbar.

Die Paläoböden, welche das Hauptkriterium für die Gliederung und Konnektierung der Profile sind, sind im allgemeinen makromorphologisch kräftig ausgebildet. Jedoch zeigen sich nur im liegenden Hamra-Boden, der in das letzte Interglazial eingestuft wird,

deutliche Auswirkungen der Schwermineralverwitterung durch Zunahme der Opaken und Reduktion der Instabilen.

Dieser liegende Boden und die darüber folgenden nächsten drei Böden lassen sich zu einem Pedokomplex zusammenfassen, d. h. die das Solum dieser Böden bildenden äolischen oder auch fluvialen Decken sind so geringmächtig, daß sie durch die jeweils nachfolgende Pedogenese völlig überprägt wurden. Im Einzelfall ist damit aber auch denkbar, daß die eine oder andere Decke ausfällt, so daß sich dann die Wirkungen einer älteren und einer jüngeren pedogenetischen Phase addieren. Aber auch in solchen Fällen wirkt sich dies auf das Bild der Böden kaum aus.

Die jüngste pedogenetische Phase dieses Komplexes wird dem Beach-rock südlich Haifa zeitlich gleichgesetzt (Abb. 10). Mit rd. 80 000 Jahren repräsentiert derselbe das Neotyrren. In seinem Hangenden liegen die eigentlichen Kurkar-Rücken, nämlich Kurkar I mit abschließendem mittelpaläolithischen Boden. Dieser Boden ist auch in dem hier behandelten Bereich, jedoch ohne Artefaktführung, vertreten. Im N folgt der Kurkar II. Abgeschlossen wird er z. T. durch den epipaläolithischen Boden bzw. -komplex. Die Äquivalente dieses Kurkars sind im besprochenen Gebiet ebenfalls vorhanden, z. T. mit schluffreichem Löß. Der abschließende Boden ist erodiert. Der geringmächtige Kurkar III ist auch im Norden nur lokal unmittelbar an der Küste vertreten.

## 2. Materialherkunft

Wie herausgestellt, ist von der Küste landeinwärts eine Änderung in der Körnung der äolischen Sedimente vorhanden. Dies legt generell eine Herkunft aus dem eiszeitlich-marinen Bereich nahe, in deren Folge sich eine mit der Entfernung zunehmende Kornverfeinerung einstellt. Doch steht einer solchen Interpretation die Auffassung von DAN & YAALON (1971) und YAALON (1969) entgegen. Demnach wurden die feinkörnigen Komponenten aus Wüstengebieten ausgeweht, insbesondere dem Sinai und Nordafrika. Zumindest also müßte demgemäß ein Gemisch aus einer marinen bis strandnahen Quelle und aus ariden Binnengebieten vorliegen. Dazu wurden im weiteren Umkreis der behandelten Profile Schwermineraluntersuchungen vorzugsweise an jungen fluvialen Sedimenten durchgeführt (Abb. 7—9).

### 2.1. Einzugsbereich des Wadi el Arish

Aus dem Einzugsbereich des Wadi el Arish (Abb. 1) wurden insgesamt 11 Sandproben schwermineralogisch untersucht (Abb. 7). Die Probennahme erfolgte

1. im Mündungsbereich des Wadi (sandige Schotter; Proben 10689 und 10690),
2. bei Bir el Lahfan (sandige Schotter; Probe 10691),
3. aus dem Nahal Lahfan zwischen Shezaf und Har Safun (sandige Schotter, Hochflutlehm und Dünensand; Proben 10692—10696) und
4. aus dem Nahal Nizzana (sandige Schotter und Dünensand; Proben 10697—10699).

In den Spektren dominieren instabile Schwerminerale (Epidotgruppe, grüne Hornblende und Pyroxen mit etwa gleichen Anteilen, untergeordnet Granat) mit im Mittel 80%. Metamorphe sind mit weniger als 5% vertreten. Der Anteil stabiler Schwerminerale ist mit durchschnittlich 15% in nahezu allen Proben gleich. Die Zahl der Opaken schwankt um 20%.

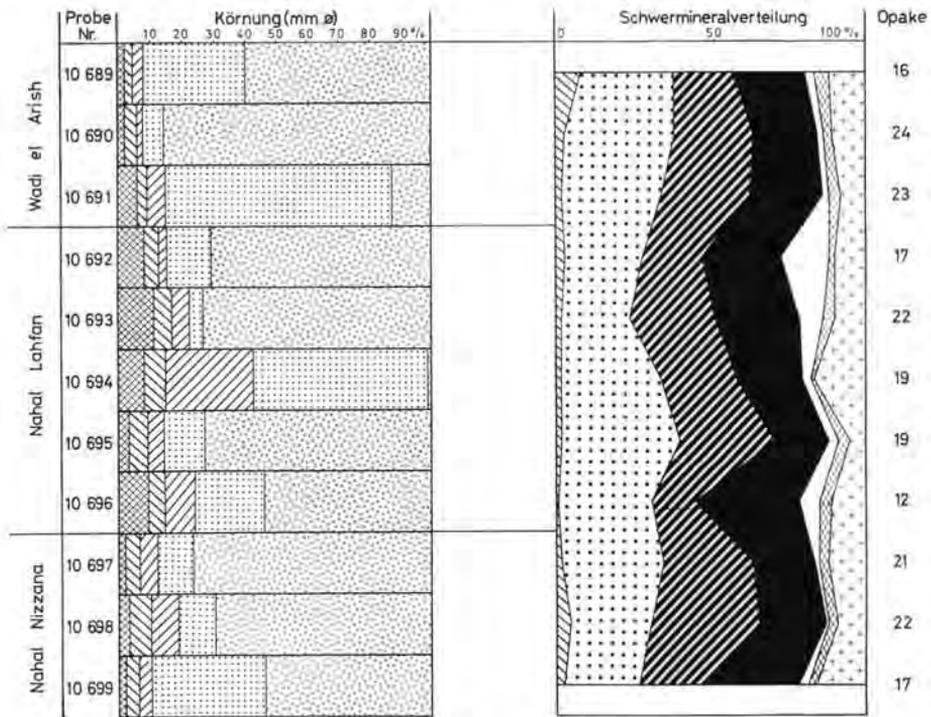


Abb. 7: Körnung und Schwermineralassoziationen im Einzugsbereich des Wadi El Arish (Legende Abb. 3).

Im Einzugsbereich des Wadi el Arish stehen kretazische und paläogene Sedimente an, die von mächtigen quartären Alluvionen und rezenten Dünen überlagert werden. Entsprechend Literaturdaten (VROMAN 1944; NACHMAIS 1969) führen die kretazischen und paläogenen Sedimente vorzugsweise stabile Schwerminerale. Damit fallen sie als Liefergebiete für die vorgestellten Schwermineralspektren aus. Die vorgefundenen instabilen Schwermineralspektren müssen damit aus aufgearbeiteten quartären Alluvionen und rezenten Dünen abgeleitet werden, die entsprechend ihrer Schwermineralführung letztlich wiederum aus der Küstenzone abzuleiten sind. Hinweise auf eine Granularvariation, wie sie bei Fluß- und Dünenanden zu erwarten wäre, sind nicht vorhanden. Dies mag ein Kriterium auf eine sich fortwährend wiederholende Mobilisierung des Sandmaterials fluvialer und äolischer Umlagerungsprozesse sein (vgl. YAALON & DAN 1974). Qualitativ und quantitativ zeigen die Spektren eine gute Übereinstimmung mit den hangenden Abschnitten des Profils Netivot, obwohl die dortigen Sedimente erheblich feinkörniger (Ton- und Schluffbereich) sind.

## 2.2. Einzugsbereich des Nahal Besor

Aus dem Einzugsbereich des Nahal Besor (Abb. 1) wurden insgesamt neun Sandproben schwermineralogisch untersucht (Abb. 8). Die Probennahme erfolgte

1. im Mündungsbereich bei Gaza (Ton und Sandprobe aus dem Flußbett; Proben 10679 und 10680),
2. bei Gevulot (sandige Schotter, Dünenand; (Proben 10681—10684),

3. bei Urim (sandige Schotter; Proben 10685 und 10686)  
und
4. beim Tel Gamma (sandige Schotter; Probe 10687).

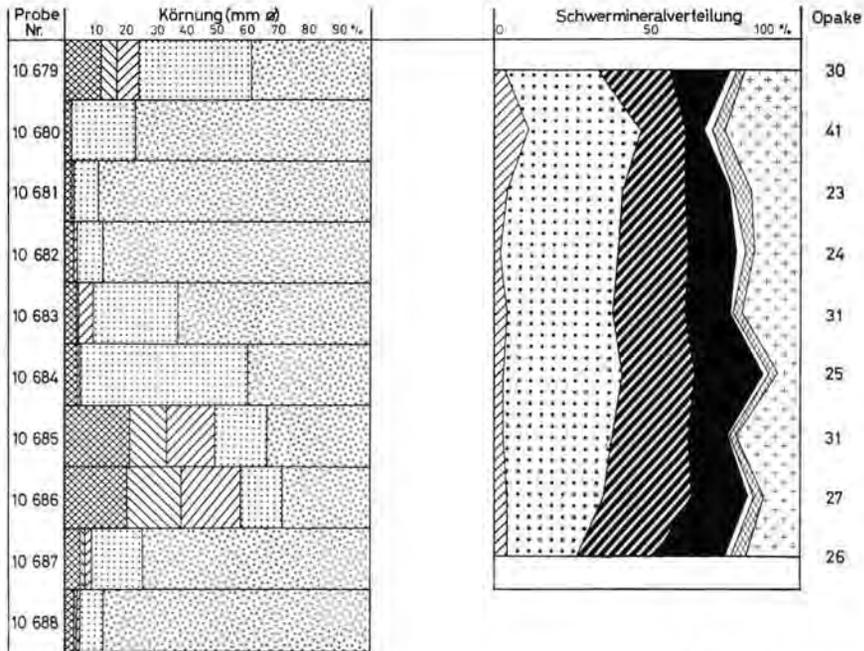


Abb. 8: Körnung und Schwermineralassoziationen im Einzugsbereich des Nahal Bezor (Legende Abb. 3).

Qualitativ und weitgehend auch quantitativ zeigen die Schwermineralspektren die gleiche Zusammensetzung wie die Proben aus dem Einzugsbereich des Wadi el Arish (Abb. 7). Bei den dominierenden instabilen Schwermineralen ist der Anteil der Pyroxene etwas geringer, der Anteil stabiler Schwerminerale ist geringfügig höher. Die Zahl der Opaken liegt mit durchschnittlich 30 % etwas höher als im Bereich des Wadi el Arish.

Im Einzugsbereich des Nahal Besor ist die Schwermineralführung der fluvialen und äolischen Sedimente ebenfalls aus aufgearbeiteten quartären Alluvionen und Dünensanden abzuleiten. Eine Aufarbeitung liegender paläogener und kretazischer Sedimente spielt zumindest quantitativ keine Rolle.

### 2.3. Einzugsbereich des Nahal Shiqma und des Nahal Sid

Am Prallhang des Nahal Shiqma wurden rd. 1 km südlich Tel Nagila (Abb. 1) drei Proben aus einem Schotter führenden, z. T. karbonatisch verfestigten Sand und diesen überlagernden, geröll-führenden Schwemmlöß entnommen (Proben 10712—10714 — Abb. 9). Der Gerölle führende Sand überlagert diskordant oligozäne kreidige Kalke.

Am Prallhang des Nahal Sid sind rd. 4 km östlich Ruhama (Abb. 2) 3 m Oligozän (Bat guvrin-Formation), überlagert von maximal 2 m Schotter führenden, karbonatisch verfestigten Sandsteinen und sandigen Schottern der plio-pleistozänen Ahuzam-Formation aufgeschlossen (Proben 10709—10711).

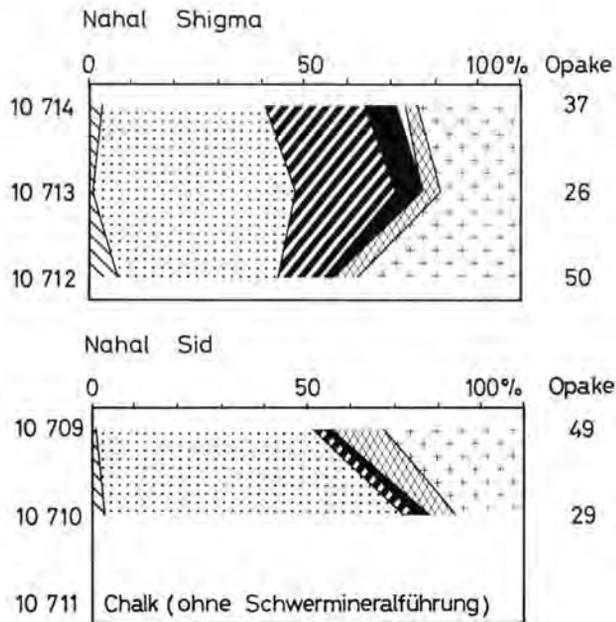


Abb. 9: Schwermineralassoziationen im Einzugsbereich des Nahal Shigma und des Nahal Sid (Legende Abb. 3).

Aus den Oligozän-Karbonaten konnten weder im Bereich des Nahal Sid noch des Nahal Shigma Schwerminerale separiert werden. Die Schotter führenden Sande der plio-pleistozänen Ahuzam-Formation (Proben 10709, 10710, 10712 — Abb. 9) zeigen ein Schwermineralspektrum, in dem instabile Schwerminerale mit Vorherrschaft der Epidotgruppe, daneben grüne Hornblende, Granat und Pyroxen mit Anteilen von 60—70 % dominieren. Der Anteil metamorpher Schwerminerale (Staurolith und Disthen) liegt um 10 %. Bei den stabilen Schwermineralen, deren Anteil um 30 % schwankt, dominiert Zirkon. Die Opakenzahl ist mit 30—50 % relativ hoch. Der Gerölle führende Schwemmlöß im Hangenden der Ahuzam-Formation (Profil Nahal Shigma, Proben 10713—10714) zeigt bei Dominanz der instabilen Schwerminerale höhere Gehalte an grüner Hornblende und Pyroxen. Der Anteil stabiler Schwerminerale geht auf durchschnittlich 20 % zurück. Die Opakenzahl ist geringer als im Liegenden.

Die oligozänen, marinen, karbonatischen Sedimente vermögen somit kaum oder keine Schwerminerale zu liefern. Die plio-pleistozänen, vorzugsweise klastisch ausgebildeten Sedimente der Ahuzam-Formation liefern vorzugsweise Schwerminerale der Epidotgruppe sowie stabile Schwerminerale. Über ihre Schwermineralführung dokumentieren diese Sedimente letztlich den Verzahnungsbereich einer sowohl marin wie auch terrestrisch beeinflussten Schüttung (NACHMAIS 1969). Der hangende, Geröll führende Schwemmlöß zeigt ein von instabilen Schwermineralen bestimmtes Spektrum, wie es letztlich aus den Sedimenten der Küstenzone abzuleiten ist. Die im Vergleich zu den Küstensedimenten relativ geringen Anteile an Pyroxenen dürften durch eine Verwitterungsauslese bedingt sein. Darauf deuten auch die relativ hohen Anteile an opaken Schwermineralen.

## 2.4. Ergebnis

Die untersuchten, pedogen nicht oder nur wenig überprägten quartären Sedimente im Bereich der Negev zeigen ein einheitliches, von Instabilen bestimmtes Schwermineralspektrum (Abb. 7—9). Die relativen Anteile der Epidotgruppe, von grüner Hornblende, Pyroxen und Granat sind in nahezu allen Proben gleich. Dies gilt sowohl für fluviatile als auch für äolische Sedimente.

Granularvariation und/oder Verwitterungsauslese machen sich in diesen Sedimenten praktisch nicht bemerkbar. Dies mag ein Hinweis auf wiederholte Umlagerungsprozesse und dadurch bedingte Homogenisierung der Sedimentkomponenten sein. Aufgrund der Schwermineralführung muß für die Sedimente ein einheitliches Liefergebiet im Bereich der Küstenzone gesucht werden. Eine Materialzufuhr aus dem von känozoischen und mesozoischen Sedimenten aufgebauten Negev-Hinterland kann wegen des geringen Anteils an stabilen Schwermineralen weitgehend ausgeschlossen werden. Nicht auszuschließen ist hingegen ein mehrphasiger Kreislauf mit Auswehung der Sedimente aus der Küstenzone, fluviatilem Rücktransport und erneuter Auswehung, worauf auch YAALON & DAN (1974) schon hingewiesen haben.

Entsprechend den vorgestellten schwermineralogischen Befunden und ihrer Ausdeutung muß auch für die lithologisch differenzierter aufgebauten und durch Bodenbildung gegliederten Profile Kissufim, Ruhama und Netivot letztlich ein Liefergebiet im Bereich der Küstenzone gesucht werden.

Dies kommt besonders deutlich im Profil Netivot zum Ausdruck, wo zumindest die hangenden Abschnitte ein mit den Sedimenten der Küstenzone qualitativ und quantitativ übereinstimmendes Spektrum zeigen. Lediglich in den tieferen Profilabschnitten deutet sich über die geringeren Anteile an grüner Hornblende und besonders der Pyroxene bei gleichzeitiger Zunahme der stabilen Schwerminerale eine — wenn auch nur schwache — Verwitterungsauslese an. Die über das gesamte Profil einheitliche Korngrößenverteilung (schluffiger Ton) legt nahe, daß mit den Sedimenten des Profils Netivot bei entsprechend größerer Entfernung vom Auswehungsgebiet die feinkörnigere Fazies der Küstenäolianite gefaßt ist.

Die Profile Ruhama und Kissufim zeigen in bezug auf ihren lithologischen und pedogenen Aufbau eine stärkere Differenzierung, die durch Korngrößenverteilung, Kalkgehalt, Schwermineralführung und Bodenhorizonte belegt ist. Gleichwohl ist durch die qualitative Schwermineralführung nachgewiesen, daß auch diese Sedimente primär aus dem Bereich der Küstenzone zu beziehen sind. Neben Verwitterungsauslese und Granularvariation sind quantitative Änderungen im Schwermineralspektrum dadurch bedingt, daß die Sedimente z. T. nicht direkt aus der Küstenzone geliefert wurden. Umlagerungsprozesse mit Mobilisierung von offensichtlich bereits pedogen überprägtem Material aus der näheren Umgebung spielen in einzelnen Profilteilen eine bedeutende Rolle. Damit muß ein gewisser Kreislauf unterstellt werden: randmariner Auswehungsgebiet — äolische Umlagerung mit Kornsaigerung — fluviabler Rücktransport — erneute Auswehung. Ob die randmarine Lieferquelle letztlich ihren Nachschub allein aus dem Nil-Delta infolge Strandversatz bezogen hat (vgl. SHUKRI 1950, 1951), bleibt offen mangels Vergleichsproben. Denkbar wäre jedenfalls für das jüngere Pleistozän auch eine Komponente aus den gebirgnahen Bereichen der Küstenebene, wo alte Sande teilweise deckenartig verbreitet sind. Doch müssen auch diese Sande letztlich eine Lieferquelle gehabt haben, welche Sande mit einem instabilen Schwermineralspektrum obiger Zusammensetzung bereitzustellen vermochten. Freilich ist damit eine direkte Staubzulieferung aus den Wüsten nicht völlig ausgeschlossen, aber dagegen spricht die Schwermineral-Vergesellschaftung und die Körnungsverteilung, die wenigstens für die Hauptmasse der äolischen Sedimente auf die eiszeitliche Küstenzone weist.

Doch ist die Kornverfeinerung landeinwärts nicht allein über eine äolische Saigerung erklärbar. Es spielt daneben der Faktor Materialbereitstellung eine Rolle. Wie die Bemerkungen zur Stratigraphie zeigen, wurde das Material aus dem jeweiligen Strandbereich während der Kaltphasen ausgeweht (vgl. auch LIETZ & SCHWARZBACH 1971). Darüber hinaus muß es sich aus Gründen der Pedostratigraphie bei der Materialbereitstellung um Regressionszeiten gehandelt haben, also trockene Stadiale. Die „Interstadiale“ waren hingegen Zeiten der Pedogenese.

Aber schon in der ersten Regressionsphase des frühen Würm läßt sich in Kissufim sandiger Tonlöß nachweisen. Dies bedeutet nicht grundsätzlich einen in sehr kurzer Zeit tief abgesunkenen Meeresspiegel, sondern im Prinzip nur die Trockenlegung toniger Meeressedimente. Die Grenze Sand zu Ton liegt heute vor der Küste Israels bei etwa minus 60 m NN (EMERY & BENTOR 1960). Doch sind dabei die Störungen zu bedenken, die durch anthropogene Eingriffe in die Umwelt des Festlandes ausgelöst werden. Deshalb kann man heute mit verstärkter Rücklieferung von Sand in den marinen Bereich rechnen, die sich bathymetrisch auswirkt. Entsprechende, aber klimatisch bedingte Mobilisierungen der Festlandsande mit fluvialer Rücklieferung zum Meer müssen auch für die relativ ariden Stadialzeiten mit absinkendem Meeresspiegel unterstellt werden (vgl. „Deluviallöß“ in BRUNNACKER 1974, 1980).

Die jeweilige Lage der marinen küstennahen Sande wurde in Regressionszeiten anfänglich rasch unterschritten und tonige Meeressedimente standen infolge Vererdung für die Auswehung als Agglomerate zur Verfügung. Im Verlauf der während der letzten Eiszeit zunehmenden Tendenz zur Absenkung des Meeresspiegels rückte die strandnahe Sandfazies ebenfalls in tiefere Niveaus hinab. Dabei hat sich diese selbstverständlich der jeweiligen Lage der regredierenden Küstenlinie angepaßt, doch mit einer gewissen Verzögerung, so daß letztlich auch bei tiefstem Meeresstrand Sand zur Auswehung kommen konnte. Neben dieser Strandzone standen selbstverständlich auch die Sande für eine Auswehung zur Verfügung, die aus dem Binnenland fluvial in die verbreiterte Küstenzone zurückgeführt wurden.

Damit muß die Kornsaigerung landeinwärts ebenfalls etwas modifiziert gesehen werden. Die Tonteilchen wurden als Agglomerate verweht. Bei der Körnungsanalyse werden sie aber aufgelöst in Einzelkörner, was zur Folge hat, daß der Anteil der Tonfraktion jetzt überproportional vertreten ist. Der sandige Tonlöß gehört bei einer solchen Betrachtung eher in den Mittel- bis Feinsandbereich, und der Tonlöß ist genetisch als schluffiger Löß zu bewerten:

Küste:	Binnenland:	
Kurkar-Sand	sandiger Tonlöß	Tonlöß
= Mittel-	= Fein- bis	= Schluff
Grobsand	Mittelsand	

### 3. Land-Meer-Beziehungen

Nur bei Meeresregressionen stand in der jeweiligen Strandzone genügend Material für die Auswehung zur Verfügung. Dies waren die Zeiten, in denen sich größere Inland-Eismassen aufgebaut haben. Damit gibt die behandelte Äolianit-Boden-Folge die jungpleistozänen Schwankungen des Meeresspiegels über das östliche Mittelmeer hinaus wieder.

Gegen Ende des letzten Interglazials setzte die Regression ein. Sie war in sich weiter gegliedert. So zeichnen sich frühe Schwankungen in Kissufim und Ruhama mit zwei (oder drei) Absenkungen und jeweils nachfolgendem Anstieg des Meeresspiegels ab. Dann wurde

während einer ersten tieferen Absenkung der Kurkar I gebildet mit nachfolgender Pause, welche durch den mittelpaläolithischen Boden gekennzeichnet ist. Der Kurkar II und seine z. T. sehr feinkörnigen Äquivalente vertreten die tiefste Absenkung. Die anschließende Ingression wird durch den epipaläolithischen Boden signalisiert. Der küstennahe, nur z. T. vertretene Kurkar III weist wiederum auf eine Unterbrechung der Ingression bei relativ hohem Meeresspiegel während der jüngeren Tundrenzeit hin. Allerdings darf daraus nicht geschlossen werden, daß die Auswehung entlang der jeweiligen Küstenlinie allzu streng an die Regressionen gebunden war; denn einzelne Profile (nördlich Tel Aviv: Hefziba und Natanya) zeigen vielleicht das Fortleben der Sandauswehungen mit nur kürzeren Unterbrechungen während des unterstellten Meeresspiegelanstieges an.

#### 4. Stratigraphie

Eine stratigraphische Korrelation einerseits mit der marinen Entwicklung und andererseits mit dem periglazialen Raum nördlich der Alpen liegt nahe. Jedoch stehen ihr erhebliche Schwierigkeiten entgegen, handelt es sich doch um ganz verschiedene Faziesbereiche. Deshalb ist erforderlich, soweit möglich, eine absolute Zeitskala zu benutzen. Für die jüngsten Abschnitte können Radiokarbon-Daten herangezogen werden. Für das ältere Jungpleistozän genügen dieselben jedoch nicht mehr, da die Differenz zwischen  $C^{14}$ -Jahren und Erdjahren zu groß wird, die Fehlerbreite der Daten sich vergrößert und schließlich die Grenze des Meßbereiches erreicht wird (vgl. GROOTES 1977). Hier bietet sich die  $Th^{230}/U^{234}$ -Methode an.

Abgesehen von einem Beach-rock mit einem Th/U-Alter um 80 000 Jahre liegt eine Reihe solcher Werte aus Travertinen und Höhlensintern aus Israel vor (SCHWARCZ et al. 1979, 1968). Darüber hinaus gibt es weit über tausend Th/U-Datierungen aus dem marinen und terrestrischen Raum. Sie werden derzeit von unserer Kölner Arbeitsgruppe statistisch für eine Publikation vorbereitet (HENNIG, GRÜN, CHAI und BRUNNACKER). Aus technischen Gründen wurden jedoch in Abb. 11 nur zusätzliche Werte von HENNIG (1979) aufgenommen (vgl. auch GRÜN, BRUNNACKER und HENNIG 1982). Auch die Daten von Strandterrassen und Riffen (z. B. BLOOM et al. 1974) werden in die angekündigte Zusammenstellung einbezogen, so daß sie ebenfalls an dieser Stelle im wesentlichen unberücksichtigt bleiben können — zumal hier ein weiteres Problem hereinspielt. Dennoch steht anhand der in Abb. 11 angeführten Werte bereits eine recht brauchbare Information für den Umkreis des letzten Interglazials und die Würmeiszeit zur Verfügung. Diese kann allerdings aus den oben genannten Gründen vorerst nur sehr eingeschränkt mit den Radiokarbon-Daten in Verbindung gebracht werden.

##### 4.1. Mediterraner Bereich

Abgesehen von Profilen des Typ Kitros wurden bei eigenen Untersuchungen über den Löß im mediterranen Raum (BRUNNACKER 1974) hochglaziale Lößabschnitte und deren regionale Differenzierung genauer zu fassen versucht — was Ziel der damaligen vorzugsweise paläoklimatisch orientierten Untersuchungen war.

Das letzte Interglazial und das frühe Würm sind nun durch die Untersuchungen zwischen Gaza und Beer Sheva ebenfalls gut bekannt (Abb. 10 u. 11). Sie zeigen einen Pedokomplex, der bis vier Paläoböden umfaßt und damit die früheren Befunde insofern bestätigt, als die, aber nur scheinbar intensiv ausgeprägten Böden des Hamra-Types in das frühe Würm hineinreichen und darüber hinaus erneut im mittleren Würm wie gegen Ende dieser Eiszeit auftreten. Pedostratigraphie ist keine Chronostratigraphie (BRUNNACKER 1979).

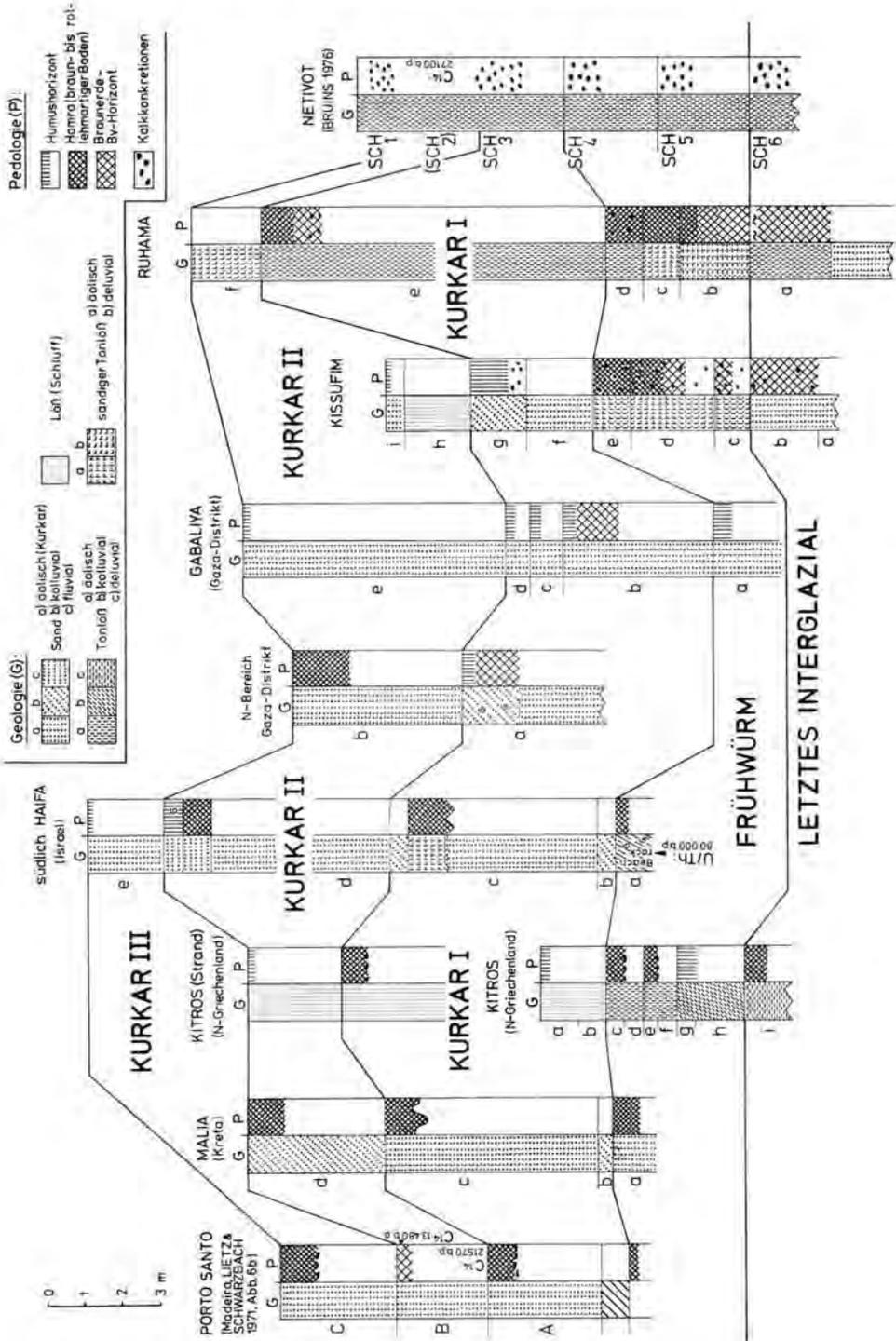


Abb. 10: Korrelation des Jungpleistozäns im mediterranen Raum.

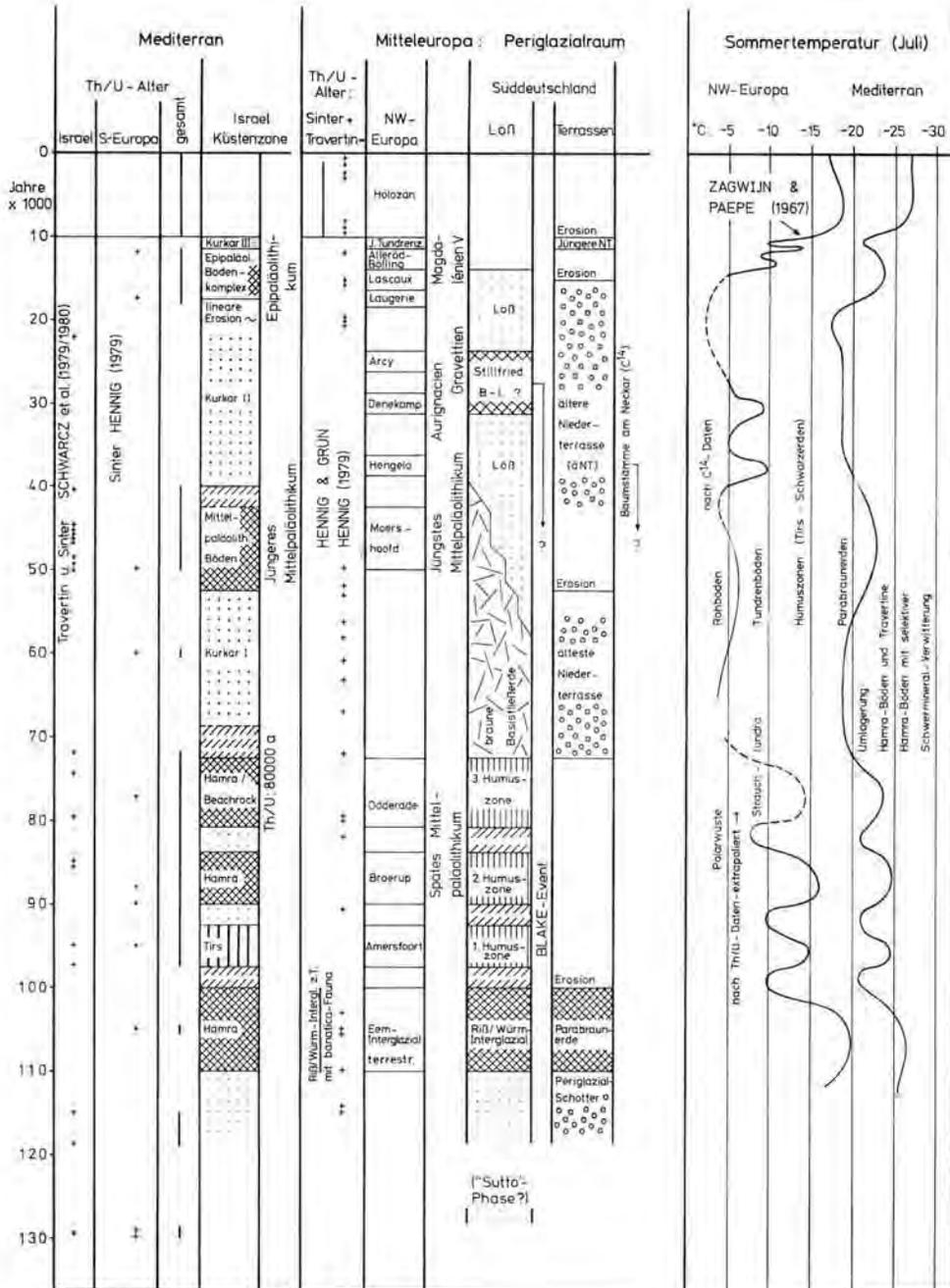


Abb. 11: Stratigraphische Korrelation des Jungpleistozäns: Mediterran — Mitteleuropa.

Th/U-Daten aus Kalkabsätzen in Israel häufen sich um 100 00 bis 80 000 Jahre sowie um 50 000 Jahre. Etwas feuchtere Bedingungen lassen sich daraus ableiten. Auf dieser Grundlage ergibt sich die in Abb. 11 gebrachte Einstufung.

#### 4.2. Mariner Bereich

Th/U-Daten von jungpleistozänen Strandterrassen stellen die Beziehung zur Tiefsee-Abfolge her. Fügt man die von SHACKLETON & OPDYKE (1973) bzw. EMILIANI & SHACKLETON (1974) herausgearbeitete Kurve über die Schwankungen des  $\delta O^{18}$  in unser Zeitschema, dann ergeben sich insofern Probleme, als das 5e-Stadium mit 125 000 Jahren älter ist als unser letztes Interglazial (bezogen auf Travertine). Doch ist dabei zu bedenken, daß zumindest im südöstlichen Mitteleuropa im Löß bzw. Schwemmlöß unmittelbar unter dem R/W-Boden bereits die hochinterglaziale *banatica*-Fauna bzw. die Süttö-Phase (Abb. 11) auftritt (BRUNNACKER et al. 1980). Die einzige, aber nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht sehr wahrscheinliche Alternative besteht darin, daß aus methodischen Gründen grundsätzliche Altersunterschiede zwischen den Bildungen des marinen und des terrestrischen Raumes bestehen.

#### 4.3. Periglazialraum

Im periglazialen Raum nördlich der Alpen gibt es verschiedene Faziesbereiche, die sich wohl zu einem stratigraphischen Verband zusammenfassen lassen, aber hinsichtlich der Einzelheiten noch immer erhebliche Korrelationsprobleme aufwerfen.

##### 4.3.1. Eem

In Nordwesteuropa kann vom Eem (rd. 10 000 Jahre Dauer — MÜLLER 1974) ausgegangen werden. Das marine Eem wird von MANGERUD et al. (1979) mit dem Stadium 5e der Tiefsee-Abfolge verknüpft. Hier steht die Frage im Raum, ob das marine und das terrestrische Eem wirklich stratigraphisch ident sind. Die aus dem Hangenden des Eem bekannten, pollenanalytisch erfaßten Interstadiale, nach oben ergänzt durch  $C^{14}$ -Werte, lassen sich prinzipiell mit der Abfolge in Israel zusammenfügen, wenn von der Zahl der Klimaschwankungen und deren Größenordnung ausgegangen wird (Abb. 11).

##### 4.3.2. Fließerde-Löß-Folge

Die reliefabhängige Fließerde-Löß-Paläoboden-Folge birgt auf den ersten Blick ebenfalls keine gravierenden Unterschiede gegenüber Israel, zumal der Blake-Event im untersten Bereich der Humuszonen des frühen Würm zu suchen ist (KUKLA & KOČI 1972). Brauchbare (?) Radiokarbon-Daten stehen zumeist in Zusammenhang mit Kulturschichten des jüngeren Paläolithikums im höheren Würm (vgl. BRUNNACKER & HAHN 1978).

##### 4.3.3. Travertine

Wesentliche Schwierigkeiten tauchen allerdings dann auf, wenn Th/U-Daten von solchen Travertinen einbezogen werden, die konventionellerweise dem Riß/Würm-Interglazial (z. B. in Bad Cannstatt — REIFF 1965) zuzuordnen sind. Nach neueren Befunden liegen derartige Alterswerte lediglich um und etwas über 100 000 Jahren. Bei den Höhlensintern ist hingegen die Streubreite größer und reicht bis etwa 50 000 Jahre (HENNIG 1979) (Abb. 11).

#### 4.3.4. Terrassen

Ebenso große Schwierigkeiten treten bei den Terrassen des Alpenvorlandes auf — ein Thema, das hier nur gestreift werden kann. Die Hochterrasse im Sinne von PENCK gehört sicherlich normalerweise in die Riß-Eiszeit. Doch gibt es bei München (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1962) und am Lech (TILLMANN'S et al. 1982) eine Unterteilung des Hochterrassenkörpers durch einen (aufgearbeiteten) Hochflutlehm mit z. T. interglazialer Auewald-Molluskenfauna. Darüber folgt ein Periglazialschotter mit bereichsweise erheblicher kryoturbater Überprägung und syndimentären Eiskeilen. Den Abschluß bildet ein Boden, der konventionellerweise dem Riß/Würm-Interglazial zugehört. Die Auffassung von FRENZEL (1973) wie auch von KUKLA (1977) über offene Zeitbeziehungen zwischen dem Riß/Würm-Interglazial und dem Eem-Interglazial ist damit nicht ganz abwegig.

Ein Punkt, der die Terrassenstratigraphie innerhalb des periglazialen Würm und die Befunde im mediterranen Bereich etwas annähert, ist der (lokale) Nachweis einer „ältesten“ Niederterrasse (TILLMANN'S et al. 1981), die jünger ist als das Frühwürm. Hinzu kommt die von LÖSCHER et al. (1980) beschriebene Anreicherung von Baumstämmen im Neckar-Schwemmfächer um 40 000 — 30 000 Jahre vor heute, also vor und zu Beginn der Ablagerung der älteren (= Haupt-) Niederterrasse (Abb. 11). Problemlos ist hingegen die Einstufung der jüngeren Niederterrasse in die Jüngere Tundrenzeit (THOSTE 1974; BRUNNACKER 1978).

Die prähistorischen Funde zeigen in Mitteleuropa einmal eine Häufung im frühen Würm, eine zweite im Bereich Moershoofd- bis Arci-Interstadial sowie schließlich eine dritte im Zeitbereich Bölling bis Jüngere Tundrenzeit (mdl. Mitt. von Kollegen BOSINSKI). Daraus darf gefolgert werden, daß die Zwischenzeiten für den Menschen zum Aufenthalt im periglazialen Raum Mitteleuropas nicht sonderlich lebensgünstig waren (Abb. 11).

### 5. Klimaentwicklung

Fernziel der stratigraphischen Vergleiche muß die Klärung der Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns sein. Dies gilt einmal für die Meer-Land-Situation als die Möglichkeit, die globale Entwicklung zu fassen. Sie wird letztlich über die Entwicklung auf den Festländern durch das Verhalten der Inlandeismassen angezeigt. Zum anderen steht auf den Festländern selbst die Überbrückung von Klimazone zu Klimazone im Vordergrund. Dabei kann davon ausgegangen werden, daß kältere Zeiten durch Solifluktion und Löß bzw. in dem behandelten Raum von Israel durch äolische und fluviale Vorgänge gekennzeichnet sind. Die wärmeren, vor allem etwas feuchteren Abschnitte auch innerhalb des Würm waren durch Pedogenese geprägt. Auf der Grundlage der Böden ist folgende Klassifikation möglich:

#### Küstenebene von Israel

1. Hamra mit deutlicher Schwermineralverwitterung; Kalkausscheidung in Form von Höhlensinter und Travertin = letztes Interglazial
2. Hamra ohne deutliche Schwermineralverwitterung; jedoch Sinter- und Travertin = wärmere Abschnitte des frühen und mittleren Würm
3. Hamra ohne Schwermineralverwitterung; ohne Sinter sowie ohne Travertin (vielleicht bisher nicht bekannt) = Spätglazial.

## Periglazialraum nördlich der Alpen

1. Parabraunerde und Höhlensinter sowie Travertin z. T. mit *banatica*-Fauna = letztes Interglazial
2. Humuszonen (Schwarzerden bis tirsoide Böden), Höhlensinter = frühes Würm
3. Dünne Sinterlagen in Höhlen = mittleres Würm
4. Tundrenböden (Gleye und braunerdeartige Böden) = besonders im höheren Würm.

Die grundsätzlichen Daten über die Temperaturdepression im Periglazialraum lassen sich von ZAGWIJN & PAEPE (1968) übernehmen. Noch an der Neretva in Jugoslawien ist anhand der Molluskenfauna eine entsprechende Erniedrigung nachweisbar (BRUNNACKER et al. 1969). Noch weiter südlich, im eumediterranen Bereich, lassen sich vorerst keine eigenen genaueren Befunde anführen, wenn von der Aussage abgesehen wird, daß dort die letzteiszeitlichen Molluskenfaunen auf ein rauhes Klima weisen. Deshalb wurden die Angaben von FARRAND (1971) übernommen, wonach im Vorderen Orient die letzteiszeitliche Temperaturdepression bei 5—7° C gelegen hat. Dem stehen im nördlich davon gelegenen Periglazialraum 12—15° C Temperaturerniedrigung gegenüber.

Auf dieser Grundlage ergibt sich der in Abb. 11 vergleichend dargestellte Klimaverlauf beider Räume, wobei allerdings im Periglazialraum die C<sup>14</sup>-Daten im Bezug auf die Th/U-Daten etwas zu jung erscheinen.

Ein weiteres Problem deutet sich für die Temperaturen im östlichen Mittelmeer an. Für das Hochglazial werden für dessen Oberflächenwasser rd. 18° C (im Winter) und 25° C (im Sommer) veranschlagt im Unterschied zum westlichen Mittelmeer mit 7° C bzw. 15° C (THIEDE 1980). Ähnlich geringe Temperaturabsenkungen werden für den Golf von Akaba genannt (REISS et al. 1980).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß viele gemeinsame Züge zwischen der eiszeitlich-mediterranen und der periglazialen Entwicklung vorhanden sind. Bezüglich der Einzelheiten taucht aber eine Reihe von Problemen auf, für die allein Lösungsansätze vorhanden sind. Dabei muß auch die Stellung des Stillfried B erneut überdacht werden.

Die höchst unterschiedliche Bodenausprägung nördlich und südlich der Alpen während der Würm-Eiszeit läßt sich durch folgende Gegebenheiten erklären:

1. Relativ gesehen war der eiszeitlich mediterrane Raum immer wärmer als der periglaziale Raum.
2. Die eiszeitliche Temperaturdepression im mediterranen Bereich war geringer als im Periglazialraum. Auch bei nur geringer Erwärmung wurden die Schwellenwerte im mediterranen Raum rascher überschritten, z. B. Bodenausbildung und Sinter, als im Periglazialraum.
3. Aus der Sicht des Klimatyps war der eiszeitlich-mediterrane Raum der gleiche wie heute (BRUNNACKER 1979).
4. Der Klimagang im Ablauf der Würm-Eiszeit zeigt sowohl nördlich wie südlich der Alpen gleichartige Züge. Allerdings wirkt sich im höheren Würm die eiszeitliche Temperaturdepression nördlich der Alpen stärker aus als südlich der Alpen.
5. Generell waren die Stadienzeiten trockenere Abschnitte. Die Interglaziale und Interstadiale sind hingegen als relativ feucht ausgewiesen. Der periglaziale Löß steht nördlich der Alpen im direkten Zusammenhang mit den trockenen Stadialen, besonders im höheren Würm. Im mediterranen Bereich besteht hingegen eine indirekte Beziehung zwischen den Äolianiten der Küstenzone und der Klimaentwicklung. Hier ist die eiszeitliche Küstenlinie Hauptlieferant für äolischen Sand bis Schluff. Die Auswehung erfolgte in den Regressionszeiten, also während des Aufbaues von Inlandeismassen und damit letztlich synchron der Phase der Lößbildung im Periglazialraum.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BLOOM, A. L., BROEKER, W. S., CHAPPELL, J. M. A., MATTHEWS, R. K. & MESOLELLA, K. J. (1974): Quaternary Sea Level Fluctuations on a Tectonic Coast: New  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  Dates from the Huon Peninsula, New Guinea. — *Quaternary Research*, **4**: 185—205, 5 Abb., 4 Tab.; Washington.
- BRUNS, H. J. (1976): The Origin, Nature and Stratigraphy of Paleosols in the loessial Deposits of the NW-Negev (Netivot, Israel). — Thesis Hebrew Univ. Jerusalem: 155 S.; Jerusalem.
- BRUNNACKER, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — *Geol. Jb.*, **76**: 129—150, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- (1974): Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 62—93, 10 Abb., 3 Tab.; Öhringen.
- (1978): Der Niederrhein im Holozän. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 399—440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1979): Zur Bodengeschichte des Jungquartärs im mediterranen Raum. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 33*: 109—117, 3 Abb.; Berlin - Stuttgart.
- (1980): Young Pleistocene Loess as an Indicator for the Climate in the Mediterranean Area. — *Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands*, **12**: 99—113, 6 Abb., 1 Tab.; Rotterdam.
- , ALTEMÜLLER, H.-J. & BEUG, H.-J. (1969): Das Profil von Kitros in Nord-Griechenland als Typusprofil einer mediterranen Lößprovinz. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 90—110, 14 Abb., 3 Tab.; Öhringen.
- , BASLER, D., LOŽEK, V., BEUG, H.-J. & ALTEMÜLLER, H.-J. (1969): Zur Kenntnis der Lössе im Neretva-Tal. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **132**: 127—154, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 10—14; Stuttgart.
- & HAHN, J. (1978): Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. — *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung — Festschr. z. 60. Geburtstag von Julius FINK*: 37—51, 2 Abb.; Wien (Hirt).
- , JANOSSY, D., KROLOPP, E., SKOFLEK, I. & URBAN, B. (1980): Das jungmittelpleistozäne Profil von Süttő 6 (Westungarn). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 1—18, 5 Abb., 2 Tab., Hannover.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfauna bei München. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **13**: 129—137, 4 Tab.; Öhringen.
- DAN, J. & YAALON, D. H. (1971): On the origin and nature of the paleopedological formations in the coastal desert fringe areas of Israel. — *Paleopedology*: 245—260; Jerusalem.
- EMERY, K. O. & BENTOR, Y. K. (1960): The Continental Shelf of Israel. — *Geol. Survey*, **26**: 25—42, 5 Abb.; Jerusalem.
- & NEEV, D. (1960): Mediterranean Beaches of Israel. — *Geol. Survey*, **26**: 1—24, 4 Abb., 1 Tab., 1 Anhang; Jerusalem.
- EMILIANI, C. & SHACKLETON, N. J. (1974): The Brunhes Epoch: Isotopic Paleotemperatures and Geochronology. — *Science*, **183**: 511.
- FARRAND, W. R. (1971): Late Quaternary Paleoclimates of the Eastern Mediterranean Area. — In: TUREKIAN, K. K.: *The late Cenozoic Glacial Ages*: 529—564, 12 Abb., 2 Tab.; New Haven.
- FRENZEL, B. (1973): Some Remarks on the Pleistocene Vegetation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 281—292, 1 Abb.; Öhringen.
- GROOTES, P. M. (1977): Thermal Diffusion Isotopic Enrichment and Radiocarbon Dating beyond 50.000 Years B. P. — *Rijks-Univers. Groningen, Proefschrift*: 221 S.; Groningen.
- GRÜN, R., BRUNNACKER, K. & HENNIG, G. J. (1982):  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten mittel- und jungpleistozäner Travertine im Raum Stuttgart. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F.*, **64**: 201—211, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENNIG, G. J. (1979): Beiträge zur  $\text{Th-}^{230}/\text{U-}^{234}$ -Altersbestimmung von Höhlensintern sowie ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit denen anderer Absolutdatierungsmethoden. — *Diss. Univ. Köln*: 173 S. + XXVII S., 27 Diagramme, Tab. A—G; Köln.
- KUKLA, G. J. (1977): Pleistocene land-sea correlations. — *Earth-Sci. Rev.*, **13**: 307—374, 21 Abb.; Amsterdam.
- KUKLA, G. J. & KOČI, A. (1972): End of the last Interglacial in the Loess Record. — *Quaternary Research*, **2**: 374—383, 7 Abb.; Washington.

- LIETZ, J. & SCHWARZBACH, M. (1971): Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madera-Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 89—109, 10 Abb.; Öhringen.
- LÖSCHER, M., BECKER, B., BRUNS, M. HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZING, K. & SCHEDLER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckar-Schwemmfächer bei Heidelberg. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 89—100, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- MANGERUD, J., SØNSTEGAARD, E. & SEJRP, H.-P. (1979): Correlation of the Eemian (interglacial) Stage and the deepsea oxygen-isotope stratigraphy. — *Nature*, **277**: 189—192, 3 Abb.; London.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — *Geol. Jb.*, **A 21**: 149—169, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- NACHMAIS, J. (1969): Source rocks of the Saqiye Group sediments in the Coastal Plain of Israel — a heavy mineral study. — *Israel J. of Earth-Sciences*, **18**: 1—16, 5 Abb., 6 Tab.; Jerusalem.
- RANGE, P. (1925): Das Diluvium Palästinas. — *Die Eiszeit*, **2**: 116—118; Leipzig.
- REIFF, W. (1965): Das Alter der Sauerwasserkalke von Stuttgart-Münster-Bad Cannstatt-Untertürkheim. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **47**: 111—134, 3 Abb., 3 Beil.; Stuttgart.
- REISS, Z., ALMOGI-LABIN, A., HALICZ, E., WINTER, A., WOLF, M. & ROSS, D. A. (1980): Late Quaternary Paleogeography of the Gulf of Aquaba (Elat), Red Sea. — *Quaternary Research*, **14**: 294—308, 7 Abb., 1 Tab.; Washington.
- RONEN, A., GILEAD, D., SHACHNAI, E. & SAUL, A. (1972): Upper Acheulean in the Kissufim Region. — *Proc. American Philosoph. Soc.*, **116**: 68—92, 33 Abb.; Philadelphia.
- SCHWARZ, H. P., BLACKWELL, B., GOLDBERG, P. & MARKS, A. E. (1979): Uranium series dating of Travertine from archaeological sites, Nahal Zin, Israel. — *Nature*, **277**: 558—560, 2 Abb., 1 Tab.; London.
- , GOLDBERG, P. D. & BLACKWELL, B. (1980): Uranium series Dating of Archaeological Sites in Israel. — *Israel J. of Earth-Sciences*, **29**: 157—165, 5 Abb., 1 Tab.; Jerusalem.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28—238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a  $10^5$  Year and  $10^6$  Year Scale. — *Quaternary Research*, **3**: 39—55, 9 Abb., 4 Tab.; Washington.
- SHUKRI, M. N. (1950): The mineralogy of some Nile sediments. — *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **105**: 511—534; London.
- (1951): Mineral analysis tables of some Nile sediments. — *Bull. Inst. Fouad 1. — Desert*, **1**: 39—67; Cairo.
- SLATKINE, A. & POMERANBLUM, M. (1958): Contributions to the study of the Pleistocene in the coastal plain of Israel: Unstable heavy minerals as criteria of depositional environment. — *Geol. Survey of Israel*, **19**: 11 S., Jerusalem.
- STEARNS, Ch. E. & THURBER, D. L. (1965):  $\text{Th}^{230}$  -  $\text{U}^{234}$  dates of the late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. — *Quaternaria*, **7**: 29—42, 2 Tab.; Roma.
- THIEDE, J. (1980): The late Quaternary marine Paleoenvironments between Europe and Africa. — *Palaeoecology of Africa*, **12**: 213—225, 5 Abb.; Rotterdam.
- TILLMANN, W., LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & BRUNNACKER, K. (1982): Die Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **64**: 79—99, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. — *Diss. Univ. Köln*: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- VROMAN, J. (1944): The petrology of sandy sediments of Palestine. — *Bull. Geol. Dept. Hebrew Univ.*, **5**: 1—11, 1 Fig., 1 Tab.; Jerusalem.
- WINTLE, A. G. & BRUNNACKER, K. (1982): Ages of volcanic tuff in Rheinhessen obtained by thermoluminescence dating of the loess in which they occur. — *Die Naturwissenschaften*, **69**: 181—182, 1 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- YAALON, D. H. (1969): Origin of desert loess (abs.). — In: *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*; 8th INQUA Cong., **2**: 755; Paris.
- & DAN, J. (1974): Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert fringe areas of Israel. — *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl. Bd. **20**: 91—105, 2 Abb., 2 Phot.; Berlin.
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129—146, 6 Abb.; Öhringen.

## Untersuchungen zur Chronostratigraphie mariner Terrassen in Mittelitalien

### - $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-Datierungen an fossilen Mollusken -

ULRICH RADTKE, GERD J. HENNIG & AUGUSTO MANGINI \*)

Chronostratigraphy, marine terrace, electron spin resonance,  $\text{Th } 230\text{-U}234$ -Isotop, beachrock, epeirogeny, bivalves, fossiliferous localities, sampling, shoreline, Pleistocene.  
Latium, Mignoe Marta Region.

**Kurzfassung:** Durch die ESR-Altersbestimmungsmethode (Elektronenspin Resonanz) sowie die  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierung fossiler Muscheln bei Tarquinia (Latium) konnte die stratigraphische Einordnung tektonisch verstellter thyrrenzeitlicher mariner Terrassen geklärt werden. Zwischen den Flüssen Mignone und Marta liegt die Terrasse des Euthyrren I (100 000—120 000 BP) heute in einer Höhe von 40—45 m ü. M. und die Küstenlinie des Euthyrren II (200 000—220 000 BP) ca. 65 m ü. M. Sie liegen damit deutlich höher als alle bisher gefundenen euthyrrenzeitlichen Terrassen in Mittelitalien.

#### [Cronostratigraphical Investigations of Marine Terraces in Central Italy — $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ESR ages of Fossil Shells —]

**Abstract:** The subject of this study was the cronostratigraphical coordination of the marine terraces' genesis with the Quaternary stratigraphy. The marine terraces of this region developed by the interference of a strong tectonic uplift and glacio-eustatic fluctuations of the sea-level. The terraces were sampled between the rivers Mignone and Marta. Electron Spin Resonance (ESR) and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dating of fossil sea shells demonstrated the genesis of two Euthyrrenian terraces. Two different shorelines can be identified; the first at 40—45 m a.s.l. (Euthyrren I, 100.000—120.000 BP), the second at 65 m a.s.l. (Euthyrren II, 200.000—220.000 BP).

#### [Ricerche sulla cronostratigrafia assoluta dei terrazzi marini nell'Italia centrale Datazioni su Molluschi con i metodi del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et ESR]

**Riassunto:** Il punto centrale delle ricerche riguardava il coordinamento della cronostratigrafia assoluta dei terrazzi durante lo sviluppo del quaternario. In questa zona i terrazzi marini risultano dall'interferenza della tettonica di emersione e della eustasia glaciale. Lunga una faglia a quota 65 m s.l.m. fra i fiumi Mignone e Marta presso Tarquinia c'era il mare eutirreniano. Abbiamo trovato due livelli marini, ma i due non sono molto caratteristici. La prima a quota 40—45 m s.l.m. è difficilmente visibile dal punto della morfologia e la seconda, a quota 65 m s.l.m., è ostacolata dalle faglie. I due livelli sono costituiti dai sedimenti più vari, però sono essenziali attraverso la panchina. I molluschi di questa panchina furono analizzati con i metodi del  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  et ESR (Electron Spin Resonance) e hanno fornito i risultati che esistono due livelli del mare eutirreniano: "Eutirreniano I" (100.000—120.000 anni) a 40—45 m s.l.m. e "Eutirreniano II" (200.000—220.000 anni) a 65 m s.l.m. Questo dimostra la grande influenza della tettonica che è molto efficiente anche dopo 120.000 anni.

### 1. Einleitung

Im Rahmen einer größeren Arbeit über quartärmorphologische Probleme in den Marmmen wurde hier in einem kleinen Teilgebiet exemplarisch versucht, die grundsätzliche Problematik der chronostratigraphischen Einordnung tektonisch verstellter mariner Ter-

\*) Anschrift der Autoren: U. Radtke, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, Universitätsstr. 1, 4000 Düsseldorf 1. — Dr. G. J. Hennig, Klüsserather Str. 16, 5000 Köln 51. — Dr. A. Mangini, Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 6900 Heidelberg.

rassen in das Quartär aufzuzeigen. Hilfsmittel für eine absolute Datierung waren die, trotz vereinzelter Kritik, bewährte  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Methode sowie die erstmals in Italien an Mollusken angewandte ESR-Methode.

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen den Flüssen Mignone und Marta und bildet einen Teil des Küstentieflandes der Maremmen zwischen Civitavecchia (Latium) und dem Monte Argentario (Toscana).



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Verzeichnis der Probenfundorte.

**A** = 32 T QM 266.743, Blatt 142 I SO, 10 m ü. M.; **B** = 32 T QM 253.789, Bl. 142 I SO, 12 m ü. M.; **C** = 32 T QM 229.816, Bl. 142, IV NE, 16 m ü. M.; **D** = 32 T QM 263.808, Bl. 142, I SO, 30 m ü. M.; **E** = 32 T QM 224.877, Bl. 142 IV NO, 43 m ü. M.; **F** = 32 T QM 299.762, Bl. 142 I SO, 31 m ü. M.; **G** = 32 T QM 305.762, Bl. 142 I SO, 38 m ü. M.; **H** = 32 T QM 305.762, Bl. 142 I SO, 39 m ü. M.; **J** = 32 T QM 309.768, Bl. 142 I SO, 65 m ü. M.; **K** = 32 T QM 303.777, Bl. 142 I SO, 64 m ü. M.; **L** = 32 T QM 253.829, Bl. 142 I NO, 64 m ü. M.; Rechts- und Hochwerte nach UTM; alle Blätter aus CARTA D'ITALIA, Maßstab 1 : 25 000.

Die Küstentiefländer stellen relative Senkungsgebiete dar, die durch pliozäne und quartäre Meerestransgressionen eine spezifische morphologische Überprägung erfuhren. Im Gegensatz zum Küstentiefland von Metapont mit seiner klassischen elfstufigen Terrassentreppe, die ohne große Bruchtektonik gebildet wurde, vgl. BRÜCKNER (1980), handelt es sich hier um ein Gebiet mit einer komplizierten Tektogenese im kleinräumigen Wechsel, die altimetrische Angaben über Meeresspiegelhochstände nur auf relativ kleinem Raum gültig sein läßt. Durch zeitweiligen Stillstand bzw. Senkung des Gebietes entwickelten sich wahrscheinlich nur 5—6 quartäre Meeresterrassen, von denen hier die jüngeren näher untersucht werden sollen. In den Gebieten mit der geringsten Hebungsrates findet man deshalb hauptsächlich geologische Terrassen, die morphologisch nicht zu unterscheiden sind. Zusätzlich erschwert wird eine Geländekartierung durch zum Teil mächtige Tuff- bzw. Schwemmtuffdecken, die die morphologischen Konturen verwischen und Höhenunterschiede nivellieren.

## 2. Ergebnisse älterer Untersuchungen

Das Gebiet zwischen den Flüssen Mignone und Marta wurde in der Vergangenheit schon mehrmals auf seine quartäre Entwicklung hin untersucht. So gliedert erstmals GIGNOUX (1913) zwischen 15 m und 35 m ü. M. eine thyrrren- und zwischen 40 m und 60 m ü. M. eine sizilzeitliche Terrassenfläche aus. H. LEHMANN (1958) findet eine 12—15 m Terrasse, die er dem Versil zuordnet, sowie zwei thyrrrenzeitliche Terrassen bei 17—27 m ü. M. und 32—37 m ü. M. BONADONNA (1967) stellte seine 39—48 m Terrasse in das Mindel/Riß-Interglazial (was nach ihm dem „Tarquiniano“, 400 000—700 000 BP entspricht) und die Küstenlinie im Bereich von 15—20 m ü. M. in das Thyrrren i.e.S. PASKOFF & SANLAVILLE (1976) gliedern in Latium drei thyrrrenzeitliche Terrassen bei 18—22 m ü. M. (200 000—230 000 BP, „1st Strombus raised beach“), bei 10—15 m ü. M. (127 000 BP, „2nd Strombus raised beach“) und bei 2—3 m ü. M. (65 000—90 000 BP, „3rd Strombus raised beach“) aus. Erstmals wies DAI PRA (1978, 1981) auf die Möglichkeit tektonischer Vertikalverschiebungen hin und unterschied eine 2—3 m ü. M. hoch gelegene Neothyrrren-terrasse (ca. 70 000 BP), eine bis 65 m ü. M. reichende Euthyrrren-terrasse (nach ihm ca. 140 000 BP) sowie eine Küstenlinie bei 125 m ü. M., die er in das Paläothyrrren (älter als 300 000 BP) stellt. Die zeitliche Datierung erhielt er lediglich durch Analogieschlüsse.

Aus den bisher geschilderten untereinander kaum vergleichbaren Untersuchungen, deren Hilfsmittel zur chronostratigraphischen Einordnung hauptsächlich Altimetrie und Paläontologie waren, wird deutlich, daß in einem geologisch so komplexen Gebiet relative Datierungen schwerlich zum Ziel führen. Dagegen liefern absolute Daten eine klare Chronostratigraphie, die im folgenden mit Hilfe von  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - (HENNIG, MANGINI) und ESR- (RADTKE) Simultan-Datierungen erstmals für das Untersuchungsgebiet vorgestellt wird.

## 3. Absolute Datierungen

### A. Die $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Methode

Die  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Methode basiert auf der Tatsache, daß sich in natürlichen Wässern in aller Regel nur sehr geringe Mengen an Thorium finden, hingegen vergleichsweise große Gehalte an Uran. Die  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Verhältnisse sind in solchen Wässern daher üblicherweise äußerst klein — ihr Aktivitätsverhältnis liegt zumeist weit unter 0,01. Sekundäre Carbonatformationen, welche aus solchen Wässern entstehen, besitzen daher zunächst ebenfalls diese geringen  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse. Dies gilt sowohl für anorganische Car-

bonatformationen (Höhleinter, Travertine) wie auch für solche biogenen Ursprungs, also etwa Mollusken, Foraminiferen oder Korallen, unabhängig davon, ob es sich hierbei um Calcite oder Aragonite handelt.

In all diesen Carbonaten zerfällt nun allmählich das  $^{234}\text{U}$  mit seiner Halbwertszeit von 244 000 Jahren in das  $^{230}\text{Th}$  (Halbwertszeit 75 200 a), so daß das  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis langsam ansteigt. Dieser Anstieg läßt sich aufgrund der radioaktiven Zerfallsgesetze exakt berechnen, so daß jedem  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Verhältnis ein genauer Alterswert zugeordnet werden kann. Nach rund 400 000 Jahren befinden sich beide Isotope,  $^{230}\text{Th}$  und  $^{234}\text{U}$ , im radioaktiven Gleichgewicht, d. h. beide zeigen dann dieselbe  $\alpha$ -Aktivität ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} \approx 1$ ). Daher kann man mit Hilfe der  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Methode rund zehnmal weiter zurückdatieren als das mit der Radiokohlenstoff-Methode möglich ist (Datierungsgrenze ca. 40 000 Jahre).

Eine wichtige Voraussetzung für die Anwendbarkeit der  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungsmethode ist ein „geschlossenes System“, d. h. in diesem Fall, daß weder Uran noch Thorium aus den Carbonaten verloren gegangen sind noch von diesen nach ihrer Entstehung aufgenommen wurden. Diese Voraussetzung ist zumindest im Falle von Mollusken nicht immer erfüllt, insbesondere wenn Indizien für eine Aragonit/Calcit-Rekristallisation vorliegen.

Die Bestimmung des  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Verhältnisses erfordert eine recht diffizile chemische Abtrennung und Reinigung der beiden Elemente Uran und Thorium, die an anderer Stelle ausführlich beschrieben ist (HENNIG 1979).

Tab. 1: Übersicht über die ermittelten  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten.

Probe ( <i>Glycimeris</i> spec.)	U-Gehalt (ppm)	$\frac{\text{U-234}}{\text{U-238}}$	$\frac{\text{Th-230}}{\text{U-234}}$	Th-Gehalt (ppb)	$\frac{\text{Th-230}}{\text{Th-232}}$	Alter (kA)
A1	0,55±0,01	1,21±0,04	0,64±0,03	100±20	4,2± 0,5	106±15
B1	1,24±0,03	1,64±0,05	1,24±0,06	624±77	12,4± 1,6	>300
C1	4,30±0,05	1,15±0,02	0,26±0,02	370±10	3,5± 0,4	35± 2
E1	1,60±0,05	1,68±0,05	0,70±0,03	287±37	20,0± 2,0	113± 8
G1	1,68±0,04	1,37±0,03	0,64±0,02	121±15	40,0± 5,0	105± 6
G2	1,52±0,02	1,34±0,02	0,58±0,02	20±10	59,2±12,0	94± 9
H1	2,98±0,07	1,36±0,03	0,64±0,02	178±27	45,0± 7,0	101± 6
L1	0,94±0,03	1,44±0,05	0,85±0,03	30±10	38,6± 5,0	212±38

## B. Die ESR-Methode

Das ESR-Datierungsverfahren beruht auf der Strahlenschädigung eines Materials. Die in einem Kristall entstehenden radiogenen Störstellen sind der Strahlendosis proportional. Die Störstellen sind nur mit einem einzelnen, paramagnetischen Elektron abgesättigt und absorbieren im hochfrequenten Magnetfeld eine ganz diskrete Energie. Diese induzierten paramagnetischen Defekte werden mit ESR gemessen, und das ESR-Absorbtionssignal ist also ein Maß für die Anzahl der paramagnetischen Zentren. In die Berechnung des ESR-Alters gehen neben der Gesamtdosis der natürlichen Strahlung (Archäologische Dosis = AD) die Höhe der externen und der internen Strahlungsdosis ein. Die externe Dosis wurde mittels eines  $\text{CaSO}_4$ -Thermolumineszenz-Dosimeters (IKEYA & RADTKE, in Vorbereitung) gemessen. Die interne Dosis errechnet man aus den unterschiedlichen U-, Th- und K-Gehalten der Probe sowie ihren unterschiedlichen Isotopen-Ausgangs- und Aktivitätsverhältnissen unter Berücksichtigung des unterschiedlichen Energiegehaltes der  $\alpha$ -,  $\beta$ - und  $\delta$ -Strahlung (WINTLE 1978).

Für ESR-Datierungen eignen sich neben Calciten, die z. B. in Mollusken und Stalagtiten vorkommen, u. a. auch Knochen oder Zähne (IKEYA & TOSHIKATSU 1980). Die Obergrenze einer sicheren Datierung wird mit rund  $10^7$ a angegeben (IKEYA & OHMURA 1981), doch wird von den Autoren eine deutlich niedrigere Grenze für Mollusken als realistischer erachtet. Die Fehlergrenze liegt bei ca.  $\pm 15\%$ . Bezüglich einer eingehenden Diskussion des Verfahrens wird auf folgende Arbeiten verwiesen (IKEYA 1978, HENNIG et al. 1981; APERS et al. 1980).

Tab. 2: Gegenüberstellung der ESR- und  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Alter (in kA)

Probe <i>Glycimeris</i> <i>spec.</i> )	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	ESR ( $\pm 15\%$ )	Probe ( <i>Glycimeris</i> <i>spec.</i> )	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	ESR ( $\pm 15\%$ )
A1	106 $\pm$ 15	94	G1	105 $\pm$ 6	111
A2	—	104	G2	94 $\pm$ 9	92
A3	—	(193)	G3	—	113
B1	>300	kein Ergebnis	G4	—	119
C1	(35 $\pm$ 2)	77	H1	101 $\pm$ 6	83
C2	—	98	H2	—	99
D1	—	94	J1	—	193
D2	—	103	J2	—	175
E1	113 $\pm$ 8	103	K1	keine Ergebnisse	
E2	—	91	L1	212 $\pm$ 38	202
F1	—	102	L2		259
F2	—	91			

## 4. Diskussion der Ergebnisse

### A. Die 40—45 m-Küstenlinie

Die aufgrund der absoluten Datierungen ausgeschiedenen zwei Terrassenflächen lassen sich morphologisch kaum unterscheiden und werden von DAI PRA (1978, 1981) als eine Fläche kartiert. Beide zusammen bilden eine schiefe Ebene, die sich vom Meeresspiegelniveau relativ kontinuierlich bis in eine Höhe von ca. 65 m ü. M. erstreckt. Ab 45 m Meereshöhe wird der Anstieg zwar etwas steiler, doch gibt es keine signifikanten Hinweise, wie Kliff, Düne etc., auf den Verlauf einer ehemaligen Küstenlinie. Bei Lokalität F (vgl. Abb. 1) und Lokalität G lassen sich deutlich zwei übereinander liegende unterschiedlich alte quartäre Terrassenkörper erkennen. In allen anderen Aufschlüssen sind nur Reste eines Terrassenkörpers erkennbar, teilweise mit Erosionsdiskordanz unmittelbar über dem pliozänen Untergrund, z. B. bei Lokalität A, wo grauer Ton, und bei Lokalität C, wo gelber Sand das Liegende bilden.

Die marinen quartären Ablagerungen werden charakterisiert durch z. T. fossilreiche Sande und Schotter, die mehr oder weniger stark verfestigt sind. Das Terrassenabschlußsediment bildet lithologisch gesehen durchweg ein Beachrock (Lokalname „Panchina“), d. h. ein hart verfestigter, z. T. fossilreicher Kalksandstein mit meist sehr heterogener Korn-

größenzusammensetzung, der sich im Spritzwasserbereich des Meeres bildet. Die untersuchten Molluskenproben (ausschließlich *Glycymeris spec.*) entstammen sämtlich dieser Panchina, die sich von Lokalität A und C kontinuierlich bis ca. 40–45 m ü. M. verfolgen läßt. Die ermittelten absoluten Daten (Lokalität A, D, E, F, G, H; vgl. Abb. 1 sowie Tab. 1 und 2) beweisen, daß dieses Sediment zwischen 100 000 und 120 000 BP gebildet wurde und somit dem Euthyrrren I zuzuordnen ist; bezüglich der Terminologie wird auf BRÜCKNER (1980) verwiesen.

Insgesamt widersprechen die ermittelten Daten deutlich den Ergebnissen von BONADONNA (1967), nach dem die 39–48 m-Küstenlinie ein Alter von 400 000–700 000 BP haben soll, und belegen eine (theoretische) Hebungsrates von durchschnittlich 0,38 m pro Jahrtausend.

### B. Die 65 m-Küstenlinie

Die nächsthöhere fossile Küstenlinie verläuft in einer Höhe von ca. 65 m ü. M. Ihre Charakterisierung erscheint morphologisch eindeutig, da sie sich scheinbar kliffartig ausgebildet hat. Dieses Aussehen wird aber tatsächlich durch eine sich hier befindliche Verwerfung hervorgerufen, die die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der quartären und pliozänen Schichten gestört hat.

Einen deutlichen Hinweis auf ein Transgressionsmaximum liefert eine Düne bei Lokalität L in einer Höhe von ca. 70 m ü. M., so daß im 65 m-Bereich ein deutlicher Meeresspiegelhochstand belegt werden kann. Ob es sich um das Maximum dieses Transgressionszyklus handelt, kann damit natürlich nicht bewiesen werden; ehemals höher gelegene Zeugen könnten durch tektonisch initiierte stärkere erosive Prozesse zerstört worden sein.

Im Bereich der 65 m-Küstenlinie bildet wieder ein fossilreicher Beachrock das Abschlußsediment. Die bei den Lokalitäten F und G erwähnten, sich im Liegenden, also unter dem Beachrock des Euthyrrren I befindlichen Terrassenkörper gehören höchstwahrscheinlich auch zum ehemaligen Komplex des heute in einer Höhe von 65 m ü. M. liegenden fossilen Strandes. Bei Lokalität F konnte dies durch ein ESR-Alter belegt werden, bei Lokalität G war das Probematerial nicht verwertbar.

Die ermittelten absoluten Daten liegen durchweg im Bereich von 190 000–220 000 BP und stellen diesen Meeresspiegelhochstand deutlich in das Euthyrrren II. Dies steht im Gegensatz zu DAI PRA (1978, 1981), der hier seine erste Küstenlinie sieht und diese in das Euthyrrren I (bei ihm ca. 140 000 BP) stellt.

Somit ergibt sich für den Bereich der 65 m-Küstenlinie eine durchschnittliche Hebungsrates von 0,29 m pro Jahrtausend in den letzten 200 000–220 000 Jahren, d. h. das Maximum der tektonisch bedingten Vertikalverschiebung lag nach der Ablagerung der Sedimente des Euthyrrren I.

### C. Die 125 m-Küstenlinie

Das erstmals von DAI PRA (1978, 1981) ausgegliederte Paläothyrrren-Niveau (d. h. das Maximum des Sedimentationszyklus, der dem des Euthyrrren unmittelbar voranging) konnte leider nicht genauer datiert werden, da die Mollusken des Beachrock durch eine starke Mangankontamination für eine ESR-Analyse unbrauchbar waren. Erste mineralogische Untersuchungen lassen aber die Vermutung zu, daß es sich bei dieser 125 m-Küstenlinie um ein älteres, präpaläothyrrrenes Transgressionsmaximum handelt.

Abschließend kann gesagt werden, daß in Zukunft noch manches chronostratigraphische Problem durch den Einsatz neuer absoluter Datierungsmethoden der Lösung nähergebracht werden kann. Speziell durch die ESR-Analyse ist die Möglichkeit gegeben, eine große Anzahl von Proben ohne einen viel größeren Arbeitsaufwand zu untersuchen und somit zu statistisch abgesicherteren, zufallsunabhängigen Ergebnissen zu kommen.

### Schriftenverzeichnis

- APERS, D. J., DEBUYST, R., DEJEHET, F. & LOMBARD, E. (1980): A propos d'un essai de datation par RPE de concrétions calcaires originaires de grottes. — *Radiochem. Radionucl. Lett.*, **45**: 427—440, 2 Abb., 4 Tab.; Budapest.
- BONADONNA, F. P. (1967): Studi sul Pleistocene del Lazio. III. Linee di costa lungo il litorale di Tarquinia (Lazio settentrionale). — *Geol. Rom.*, **6**: 121—135, 8 Abb., 1 Tab.; Rom.
- BRÜCKNER, H. (1980): Marine Terrassen in Süditalien. Eine quartärmorphologische Studie über das Küstentiefland von Metapont. — *Düsseld. Geogr. Schr.*, **14**: 235 S., 42 Abb., 30 Fot., 21 Tab., 1 Karte; Düsseldorf (Selbstverlag des Geogr. Inst.).
- CONATO, V., ESU, D., MALATESTA, A. & ZARLENGÁ, F. (1980): New data on the Pleistocene of Rome. — *Quaternaria*, **12**: 131—174, 15 Abb.; Rom.
- & DAI PRA, G. (1981): Livelli marini Pleistocenici e Neotettonica fra Civitavecchia e Tarquinia (Italia Centrale). — *Geol. Rom.*, **19**: 14 S., 2 Abb., 3 Tab.; Rom. — [Im Druck.]
- DAI PRA, G. (1978): Linea di costa tirreniana del litorale laziale dal Fiume Tevere a Tarquinia. — *Geol. Appl. e Idrog.*, **13**: 1—10, 1 Abb.; Bari.
- GEYH, M. A. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. — **XI** + 276 S., 42 Abb., 12 Tab.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- GIGNOUX, M. (1913): Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. — *Ann. Univers. Lyon, nouvelle série*, **I**: XXIV + 693 S., 42 Abb.; Lyon, Paris.
- HENNIG, G. J. (1979): Beiträge zur  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Altersbestimmung von Höhlensintern sowie ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit denen anderer Altersdatierungsmethoden. — *Diss. Univ. Köln*: 173 S., 27 Abb., 9 Tab.; Köln.
- , HERR, W., WEBER, R. & XIROTRIS, N. I. (1981): ESR-dating of fossil hominid cranium from Petralona Cave, Greece. — *Nature*, **292**: 533—536, 2 Abb., 3 Tab.; London.
- IKEYA, M. (1978): Electron Spin Resonance as a method of dating. — *Archaeometry*, **20**: 147—158, 6 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- & TOSHIKATSU, M. (1980): Electron Spin Resonance dating of animal and human bones. — *Science*, **207**: 977—979, 3 Abb.; Washington D. C.
- & OHMURA, K. (1981): Dating fossil shells with Electron Spin Resonance. — *Jour. Geol.*, **89**: 247—251, 3 Abb.; Chicago.
- LEHMANN, H. (1958): Bericht über den Abschluß der Studien über die Maremmen. — *DFG*, 25 S.; Bonn. — [Unveröff.]
- PASKOFF, R. & SANLAVILLE, P. (1976): Le quaternaire marin de la Toscane et du Latium. — *Ann. Geogr.*, **468**: 242—245.
- WENTLE, A. G. (1978): A thermoluminescence dating study of some Quaternary calcite: potential and problems. — *Can. Jour. Earth Sci.*, **15**: 1977—1985, 5 Abb., 3 Tab.; Montreal.

Manuskript eingegangen am 25. 3. 1982.



## Ergebnisse paläomagnetischer Messungen an der plioleisztozänen Sedimentfüllung des Oberen Messenischen Beckens/Peloponnes (Griechenland)

DIETRICH HEYE, ILIAS MARIOLAKOS & HORST SCHNEIDER \*)

Morphology, geophysical method, paleomagnetism, sedimentary body, basin, borehole section, Upper Pliocene, Pleistocene, Peloponnesus, Upper Messinian Basin

**Kurzfassung:** Die paläomagnetische Vermessung von 5 Kernbohrungen aus der Sedimentfüllung des Oberen Messenischen Beckens erwies die Verwendbarkeit der benutzten Methode (HEYE) und erbrachte für alle Bohrungen Sedimentalter, die bis mindestens in die Matuyama-Epoche reichen.

Schwierigkeiten bei der Parallelisierung der verschiedenen Bohrungen können durch tektonisch bedingte Absenkungen und damit verbundene unterschiedliche Sedimentationsraten interpretiert werden.

### [Results of Paleomagnetic Measurements at Pliopleistocene Sediments in the Upper Messinian Basin / Peloponnesos (Greece)]

**Abstract:** Paleomagnetic measurements of the cores of 5 borholes in the sedimentary filling of the Upper Messinian Basin demonstrated the applicability of the used method (HEYE) and yielded for all boreholes sediment ages reaching at least into the Matuyama Epoch. Difficulties in correlating the sequences of the different boreholes may be explained by tectonic subsidence related to variable rates of sedimentation.

### Einleitung

Das Obere Messenische Becken in der südlichen Peloponnes (Abb. 1) ist eine der zahlreichen Beckenlandschaften Griechenlands, die durch eine mächtige quartäre und gegebenenfalls auch noch neogene Sedimentfüllung gekennzeichnet sind, und die besonders intensiver landwirtschaftlicher Nutzung unterliegen.

Die offensichtlich von jeglicher mariner Beeinflussung freien Sedimente des Oberen Messenischen Beckens enthalten Grundwasserreserven, die, zusammen mit Karstwasservorkommen, für die Wasserversorgung der Ortschaften wie auch für die Bewässerung der landwirtschaftlichen Nutzflächen von größerer Bedeutung sind. Zwecks Erschließung dieser Reserven wurden im Jahre 1978 mehrere Bohrungen im Auftrag des griechischen Landwirtschaftsministeriums niedergebracht. Einige dieser Bohrungen liegen als Kernbohrungen vor, so daß auch eine petrographische und stratigraphische Bearbeitung des Untergrundmaterials ermöglicht wurde. Demnach besteht die Beckenfüllung aus einer rasch wechselnden Folge von grob- bis feinkörnigen detritischen Sedimenten von vorherrschend rotbrauner bis grauer Farbe. Die Korngrößen variieren von grobem Kies bis zum Ton.

Im September 1979 konnten an den Kernen von fünf Bohrungen im Kernmagazin des Landwirtschaftsministeriums in Kalamata paläomagnetische Messungen vorgenommen

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. D. Heye, Stilleweg 33, 3000 Hannover. — Doz. Dr. I. Mariolacos, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Panepistimiopolis, Zografou, Athen (1760). — Prof. Dr. H. Schneider, Fachrichtung Geologie, Universität, 6600 Saarbrücken.

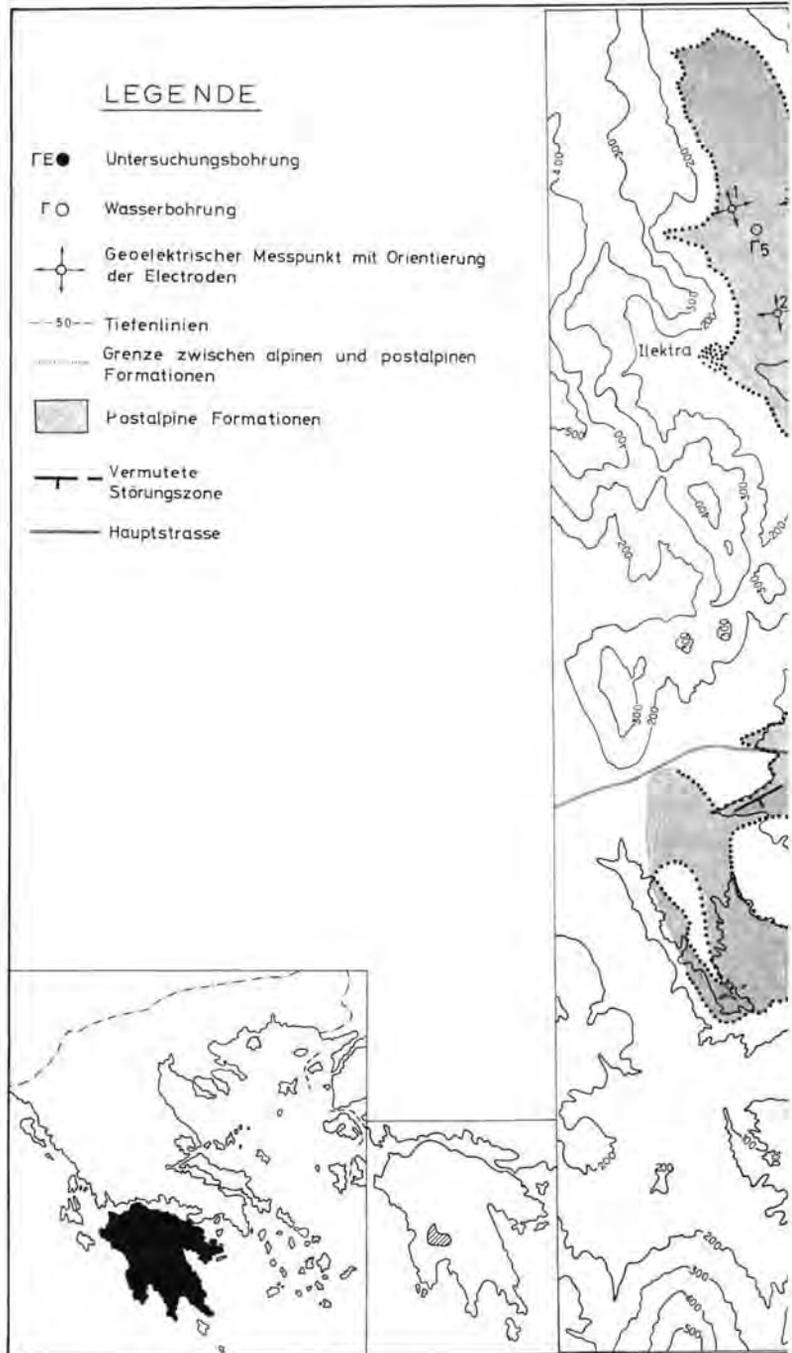
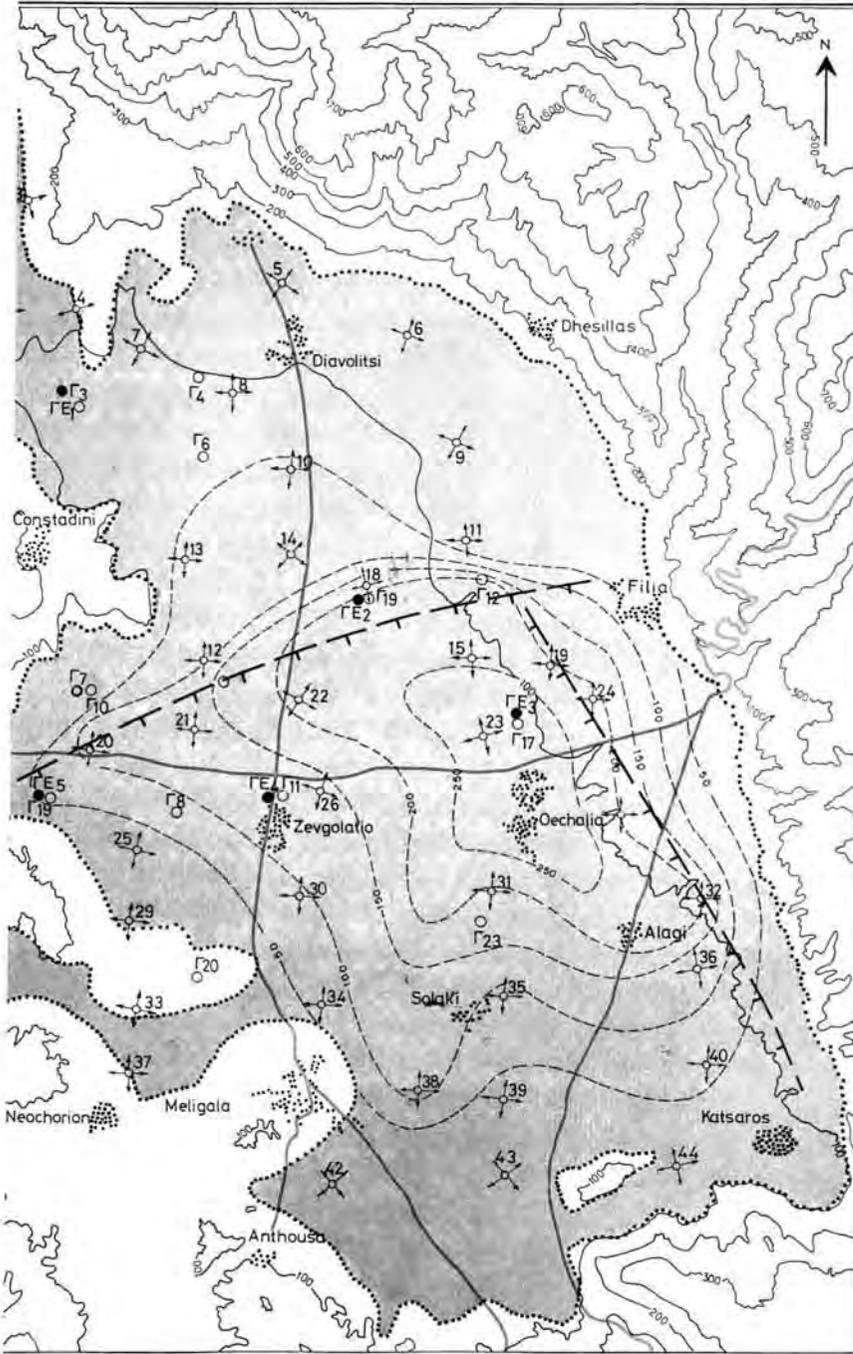


Abb. 1: Lage des Oberen Messenischen Beckens/Peloponnes und der darin angelegten Meßpunkte und Bohrungen sowie Morphologie des alpidischen Untergrundes.



werden. Die Lage der untersuchten Bohrungen ist auf der beigegeführten Skizze (Abb. 1) eingetragen. Insgesamt wurden 278 Kernproben gemessen, wobei wegen der verschiedenen Probenzahlen pro Bohrung zustande kamen.

### Angewandtes Meßverfahren

Für die paläomagnetische Untersuchung der Bohrkerne wurde eine transportable Meßeinrichtung eingesetzt, deren technischer Aufbau bereits an anderer Stelle beschrieben wurde (HEYE & MEYER 1972; HEYE 1972). Ein wesentlicher Unterschied zu den an Geländeproben üblichen paläomagnetischen Messungen ist bei Messungen an Bohrkerne durch die andersartige Probenentnahme bedingt. Wenn man Proben im Gelände an der Oberfläche oder in Aufschlüssen entnimmt, so kann man mit einem Kompaß die Nordrichtung in der Probenlage feststellen und markieren. Bei einer nachfolgenden Messung kann man dann die horizontale Magnetisierung (Deklination) messen und je nach Vorzeichen der Magnetisierung auf eine Normal- oder Revers-Magnetisierung schließen.

Bei der Kernung mit einem rotierenden Bohrgestänge ist eine Nordrichtung und eine Probenorientierung jedoch nicht überliefert. Eine Messung der Deklination ist deshalb nicht möglich.

Wenn an Bohrkerne aber mit Sicherheit Ober- und Unterseite bekannt sind, so besteht hier die Möglichkeit zur Messung der Inklination, woraus dann eine Normal- oder Revers-Magnetisierung der Probe zu ermitteln ist. Die Messung der Inklination und der Deklination zur Ermittlung der Magnetisierungsrichtung stehen völlig gleichwertig nebeneinander, und es ist kein physikalischer Grund bekannt, einer der beiden Methoden den Vorrang zu geben.

Auf diese verbleibende Möglichkeit wurde im vorliegenden Fall zurückgegriffen. Für die Messung wurden die Proben in eine drehbare Halterung so eingespannt, daß die Inklination auf das Vorhandensein einer Normal- oder Revers-Magnetisierung untersucht wurde. Bei diesem Verfahren bestand auch die Möglichkeit einer Abmagnetisierung der Proben im Wechselfeld bis zu einem Feld von 200 Oerstedt, wobei die Härte der Magnetisierung geprüft wird und eine eventuell vorhandene viskose Magnetisierung beseitigt werden kann. Für allgemeinere Betrachtungen zur Paläomagnetik junger Sedimente sei auf die Arbeit von BRUNNACKER & BOENIGK (1976) verwiesen.

### Ergebnisse und ihre Diskussion

In den Proben war die Magnetisierung überwiegend gut meßbar. Es traten Revers-Bereiche genauso häufig auf wie Normal-Bereiche, was dafür spricht, daß die ursprüngliche Magnetisierung vom Zeitpunkt der Sedimentation erhalten geblieben ist.

Was die Abfolge der Magnetisierungseinrichtungen in den einzelnen Kernzügen betrifft, so läßt sich in vier der fünf Bohrungen eine relativ gute Übereinstimmung feststellen (Abb. 2): unter einer normal magnetisierten Oberflächenschicht von wenigen Metern beginnt bei ihnen eine reverse Zone bis etwa 20 m Teufe. Darunter wechseln Normal- und Revers-Bereiche von 10 bis 20 Meter Mächtigkeit ab. In einem Kernzug (Bohrung 3) jedoch liegt ein hiervon abweichendes Bild vor. Hier tritt im oberen Teil ein Normal-Abschnitt bis in eine Teufe von ca. 53 m auf; es folgt dann ein Revers-Abschnitt bis etwa 70 m Teufe, darauf ein kurzer Normal-Abschnitt bis zur Teufe von 73,5 m und schließlich bis zur Endteufe von 180 m wieder ein Revers-Abschnitt. Diese Normal-Revers-Abfolge aus Bohrung 3 läßt sich sehr gut mit der allgemeinen Magnetiskala korrelieren bis zu einem Zeitpunkt von maximal  $1,6 \times 10^6$  Jahren, d. h. also bis mitten in die Matuyama-Epoche (Abb. 2).

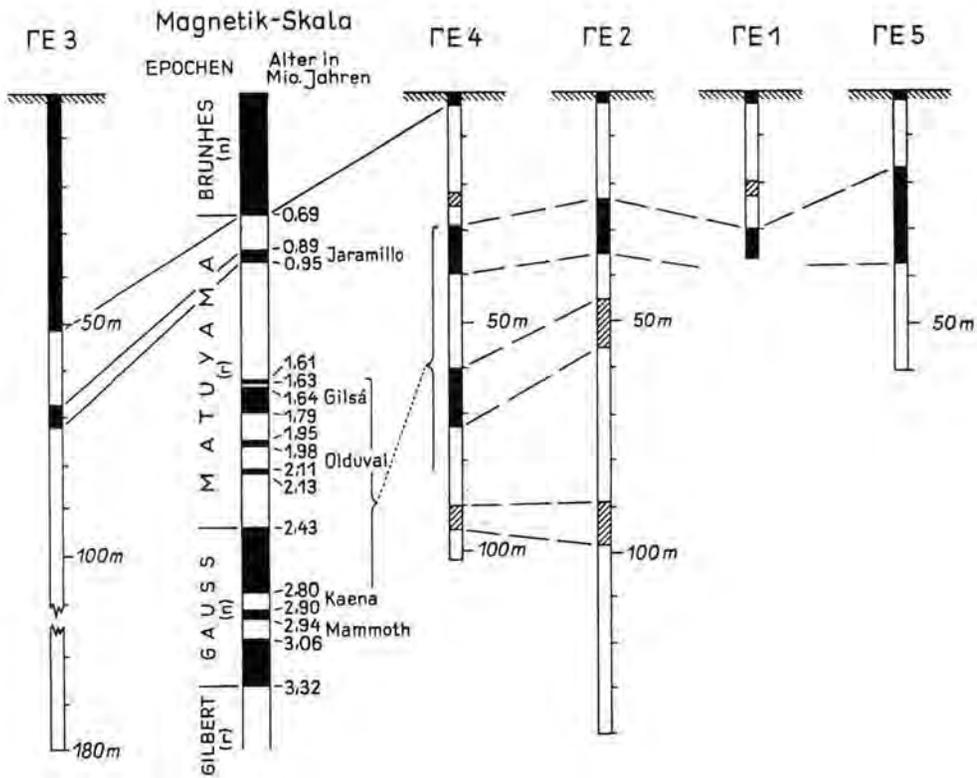


Abb. 2: Parallelisierungsvorschlag der paläomagnetischen Meßergebnisse an den fünf untersuchten Bohrungen aus dem Oberen Messenischen Becken.

Während so in Bohrung 3 das Jamarillo-Event deutlich nachweisbar ist, läßt sich in den Bohrungen 1 und 4 zwar in entsprechender Lage eine Normal-Magnetisierung messen; sie ist jedoch durch Einschaltung von kleinen Kernabschnitten mit fraglicher Polarität nicht so eindeutig wie in Bohrung 3 und daher auf Abb. 2 nur schraffiert herausgehoben. Das gleiche trifft auch zu für einzelne tiefer gelegene Abschnitte in den Bohrungen 2 und 4.

Größere Schwierigkeiten ergeben sich bei der geologisch-stratigraphischen Interpretation der Bohrungen 1, 2, 4 und 5 und insbesondere bei der Erklärung ihrer Abweichung von der Bohrung 3. Aufgrund der gegebenen geologischen Verhältnisse ist es zunächst schwer zu erklären, wieso die Brunhes-Epoche, die immerhin rund  $7 \times 10^5$  Jahre umfaßt, in den übrigen vier Bohrungen durch nur wenige Meter Sediment repräsentiert sein sollte. Eine derart geringe Sedimentationsrate in einem tektonischen Einbruchsbecken ist kaum vorstellbar. Andererseits lassen sich auch für eine größere Erosionsphase, die einen Großteil der jungen Sedimente wieder ausgeräumt hätte, zunächst kaum Argumente finden mit Ausnahme vielleicht der Bohrung 5, die im westlichen Hangbereich angesetzt wurde, und wo also ein Hangabtrag vorstellbar ist. Eine meerwärts gerichtete fluviale Abtragung ist für das Pleistozän nicht nachweisbar. Die heutige Entwässerung des Oberen Messenischen Beckens erfolgt durch den Mavrozunemas, den Oberlauf des Pamisos, der in die Bucht von Kalamata mündet. Er besitzt offensichtlich keine höher gelegenen Terrassen.

Die Interpretation der im Vergleich zu den übrigen Bohrungen großen Sedimentationsraten in Bohrung 3 bereitet ebenfalls Schwierigkeiten. Unter Heranziehung morpho-tektonischer Beobachtungen, die z. T. auf der Oberflächenkartierung der Beckenränder, z. T. auf geoelektrischen Messungen beruhen, läßt sich jedoch der folgende Erklärungsversuch geben:

Der „alpidische“ Untergrund des Beckens, wie er sich aus den geoelektrischen Messungen ergibt (Abb. 1), liegt in der Umgebung des Standorts von Bohrung 3 (zwischen Malta und Zevgolatio) in einer Teufe bis zu 260 m unter Flur und zeigt einen Bereich starker junger Sedimentfüllung. Deren Zustandekommen wird auf tektonische Vorgänge zurückgeführt, die vermutlich an der Wende Pliozän/Pleistozän mit zwei größeren Störungen einsetzen, nachdem im Jungtertiär das Becken bereits morphologisch angelegt worden war. Von den beiden Störungen durchsetzt eine das Beckenzentrum von E nach W, die zweite verläuft am Beckenoststrand in NNW—SSE-Richtung. Im Zusammenhang mit diesen Störungen dürfte es zu einer Kippung des Untergrundes nach N und damit zur Ausbildung einer Depression im Bereich der E—W-Störung gekommen sein. Diese Depression wurde dann durch intensive Sedimentation ausgeglichen.

Die Betrachtung der durchschnittlichen Sedimentationsraten kann diese Annahme unterstützen. In Bohrung 3 läßt sich für die Brunhes-Epoche eine Sedimentationsrate von 7,6 cm/1000 Jahre berechnen. In den übrigen Bohrungen läge sie bei Annahme einer fehlenden nachträglichen Erosion jedoch nur bei Bruchteilen von Zentimeter pro 1000 Jahre. Auch für den Abschnitt unterhalb des Jamarillo-Events in Bohrung 3 liegen die Sedimentationsraten weit höher als in den übrigen Bohrungen. Diese Beobachtung läßt sich dahingehend interpretieren, daß die oben postulierte Absenkungsbewegung im Bereich der Bohrung 3 besonders hohe Beträge im Altpleistozän erreichte. Zugleich ist denkbar, daß die Sedimentation bis in das Holozän bevorzugt in dieser tektonisch bedingten Niederung erfolgte und dabei auch Material aus den benachbarten Beckensedimenten eingeschwemmt wurde. Hierdurch ließe sich auch die geringe Mächtigkeit der Brunhes-zeitlichen Ablagerungen in den übrigen vier Bohrungen erklären.

### Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K. & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 1—17; Öhringen/Württ.
- COX, A. (1969): Geomagnetic reversals. — *Science*, **163**, 23: 237—245; Washington D. C.
- HEYE, D. (1972): Ein Meßverfahren zur paläomagnetischen Untersuchung von Lockersedimenten im Gelände. — *Z. Geophys.*, **38**: 1055—1057; Würzburg.
- & MEYER, H. (1972): Ein Meßverfahren zur paläomagnetischen Messung an Tiefseesedimentkernen an Bord eines Schiffes. — *Z. Geophys.*, **38**: 937—947; Würzburg.

Manuskript eingegangen am 3. 2. 1982.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	32	63—80 3 Abb., 2 Taf.	<i>Hannover 1982</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

## Studien zu jungpleistozänen und holozänen Sedimenten und fossilen Böden im Küstengebiet von West-Galizien (NW-Spanien)\*

KARL-ULRICH BROSCHE \*\*)

Absolute age, <sup>14</sup>C dating, sedimentary rock, brown soil, paleosol, pit section, Weichsel Glacial, Denekamp Interstadial, Upper Holocene, pollen diagramm, abrasion, shoreline.  
Coruna Province, La Guardia Bayona Region, Galicia Massif

**Kurzfassung:** Aus dem Küstenraum West-Galizien (NW-Spanien) werden von mehreren Lokalitäten Sedimentfolgen beschrieben, die einen ähnlichen Aufbau zeigen. Neue <sup>14</sup>C-Datierungen ( $43\,500 \pm 2\,000$  BP;  $41\,500 \pm 2\,200$  BP;  $28\,000 \pm 450$  BP;  $26\,450 \pm 230$  BP;  $18\,030 \pm 160$  BP) lassen zusammen mit drei weiteren <sup>14</sup>C-Daten von NONN (1966, 1969) und FRANZ (1967) erstmals eine vollständige würmzeitliche Sedimentfolge etwa seit dem Moershoofd-Interstadial erkennen, die eine weite Verbreitung aufweist. Es werden mehrere Umdeutungen der Sedimente gegenüber FRANZ (1967) vorgenommen: Braunerden auf silikatischem Gestein und daraus entstandenen Schuttdecken erweisen sich als die typischen holozänen und jungpleistozänen Böden ab dem Denekamp-Interstadial.

### [Investigations on Younger Pleistocene and Holocene Sediments and Fossil Soils in the Coastal Part of West-Galicia (NW-Spain)]

**Abstract:** The author describes shore sediment sequences with a similar structure from several sites in southwest Galicia (northwest Spain). New C<sup>14</sup> dates ( $43\,500 \pm 2\,000$  BP,  $41\,500 \pm 2\,200$  BP,  $28\,000 \pm 450$  BP,  $26\,450 \pm 230$  BP,  $18\,030 \pm 160$  BP), together with a further three C<sup>14</sup> dates from NONN (1966, 1969) and FRANZ (1967) show the first complete widely spread Würmian stratigraphic sequence since the Moershoofd interstadial. In comparison with FRANZ (1967) several new interpretations of the sediments are made: braunerden formed from both the silicate rock and the rock's waste mantle are recognized as the typical Holocene and late Pleistocene soils from the Denekamp interstadial.

### 1. Einleitung: Problemstellung, Literaturüberblick, Untersuchungsgebiet

In der folgenden Studie werden zwei Aufschlüsse in Nordwestspanien (Südwest-Galizien) behandelt: die Sedimente bei La Guardia an der Mündung des Rio Miño und die Kliffsedimente bei Mougas (nördl. La Guardia), die beide den Kliffsedimenten bei Maria de Oya (Playa de Oya, nördl. La Guardia) weitgehend entsprechen.

\*) Dem Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin danke ich für die finanzielle Unterstützung der Reise im Jahre 1977. Meiner Frau Regina danke ich herzlich für die Hilfe während der Profilaufnahmen. Herrn Prof. Dr. Mook, Groningen, bin ich für die Datierung mehrerer Proben zu Dank verpflichtet, Herrn Prof. Dr. Kaiser, Berlin, danke ich für die Vermittlung der dazu notwendigen Mittel.

\*\*) Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. Karl-Ulrich Brosche, Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin, 1000 Berlin 41, Grunewaldstraße 35.

Während es sich bei dem zuerst genannten Profil um einen Aufschluß handelt, den der Verfasser fand, wurde das Profil bei Mougas bereits bei FRANZ (1967), NONN (1966, 1969) und VAN CAMPO & NONN (1966)<sup>1)</sup> behandelt bzw. kurz erwähnt.

Ausgangspunkt der Analyse der Profile stellen einerseits eigene veröffentlichte Ergebnisse zur Bodengeographie in Nord-Galizien und auf der Iberischen Halbinsel dar (BROSCHÉ 1978: 161—167; BROSCHÉ & WALTHER 1977), in deren Verlauf mehrere <sup>14</sup>C-Datierungen durchgeführt wurden, andererseits aber die m. E. z. T. nicht überzeugenden Deutungen einiger nordwestspanischer Küstenprofile durch FRANZ (1967). Zu überprüfen sind dabei in erster Linie folgende Thesen bzw. Probleme:

- 1) Ist die Unterscheidung von AC-Böden, die FRANZ (1967) „Atlantische Ranker“ nennt, und „brauner Böden“ (FRANZ 1967: 49) gerechtfertigt, oder handelt es sich dabei um einen einzigen Boden, nämlich um eine Braunerde?
- 2) Läßt sich die Bildung „brauner Böden“, für deren Genese FRANZ (1967: 49) das Riß-Würm-Interglazial oder ein Würm-Interstadial annimmt, zeitlich genauer eingrenzen?
- 3) Läßt sich die mehrfach von FRANZ (1967: 35, 43, 45, 49, 50) angenommene Tektonik in Gestalt eines Absinkens der Küste belegen?
- 4) Sind alle von FRANZ (1967: 40) aufgeführten Kolluvialmassen wirklich Kolluvien? Fehlen wirklich sämtliche Indizien eines eiszeitlichen Bodenfrosts in diesem Gebiet, wie FRANZ (1967: 35) meint?

Im Anschluß an diese bereits von FRANZ (1967) aufgeworfenen Probleme interessieren ferner die Fragen: Welcher Bodentyp ist auf silikatischem Ausgangsmaterial (Granit, Gneis) in Galizien der typische holozäne Oberflächenboden? Welche interstadialen oder interglazialen Bodentypen lassen sich aufgrund der Deutung und Datierung der Profile wahrscheinlich machen? Wie alt sind die Sedimente, die durch die Küstenprofile bei La Guardia und Mougas aufgeschlossen sind, und welche Aussagen lassen sie bezüglich des Alters der 0,5—2 m hohen Felssockel (Abrasionssockel — „*rasas*“), auf denen sie liegen, zu?

## 2. Das Profil bei La Guardia

### 2.1. Beschreibung, Deutung und Datierung der jüngeren Schichtserie

Bei La Guardia an der Playa de Fedorento (vgl. Topogr. Karte von Spanien 1 : 50 000, Bl. 298 — La Guardia) wurde im Sommer 1977 ein vollständiges Profil von Sedimenten aufgenommen, nachdem hier durch die Anlage eines Restaurants und eines großen Parkplatzes sehr gute frische Aufschlüsse geschaffen worden waren. Dieses Profil wird weder von FRANZ (1967) noch von NONN (1966, 1969) behandelt. Es ähnelt in seiner Sedimentabfolge sehr dem Profil von Mougas (am km-Stein 67 an der Straße La Guardia—Vigo) und an der Playa de Oya (nördl. La Guardia) und kann als charakteristisch für Kliffprofile in dem ca. 40 km langen Küstenabschnitt La Guardia—Bayona angesehen werden<sup>2)</sup>. Durch das Vorkommen von Holzkohlestückchen in vielen Schichten eignet sich das

<sup>1)</sup> Herrn Prof. Dr. H. Nonn, Straßburg, danke ich herzlich für die Überlassung eines nicht veröffentlichten Manuskriptes „M. van Campo & H. Nonn (1966)“ und für mehrere sachliche Informationen vom 8. 11. 1977. Für einige wesentliche Hinweise und kritische Anmerkungen danke ich den Herren Dr. Lang, Prof. Dr. Roeschmann und Dr. Streif (alle Hannover).

<sup>2)</sup> Alle Sedimente wurden nur makromorphologisch aufgenommen und nicht im Labor analysiert, was den Wert mancher bodengenetischer Aussagen in dieser Arbeit einschränkt. Trotz dieses Mangels scheint mir die erstmalige Beschreibung, Deutung und Datierung (La Guardia) bzw. die neuerliche Behandlung des Kliffprofils von Mougas sinnvoll zu sein, da durch deren Vergleich unter Heranziehung mehrerer neuer <sup>14</sup>C-Daten eine Reihe von neuen Ergebnissen erzielt werden können.

Küstenprofil von La Guardia besonders gut für absolute Datierungen. Sämtliche hier zu behandelnden Sedimente liegen auf dem Unterteil eines konkaven Hanges im Granitsockel, der von 1—3 m ü. M. zunächst allmählich, später jedoch steiler ansteigt bis zu einer ca. 50 m ü. M. gelegenen Terrasse (Taf. 1, Fig. 1) und untere Abb. in Planche XVI bei NONN 1966). Die Klärung der Altersverhältnisse der Sedimente kann somit zugleich die Frage beantworten helfen, ob der Felssockel, auf dem sie liegen, ein innerwürmzeitliches, älteres oder jüngeres Alter aufweist und ob an dieser Lokalität tektonische Bewegungen vorliegen. In diesem Zusammenhang sei bereits erwähnt, daß NONN (1966: 287) eine 20—35 m ü. M. liegende Küstenterrasse zwischen Bayona und La Guardia in das Mindel-Riß-Interglazial (niveau-tyrrhénien I) stellt.

Die obere Schichtenfolge (Abb. 1: Schichten 1—8 und Taf. 1, Fig. 2) wurde im nördlichen Teil der Playa de Fedorento, die untere Folge der Schichten 8—16 etwas weiter südlich davon aufgenommen (Taf. 1, Fig. 3, Abb. 2). Den obersten, ca. 6—7 m ü. M. lie-

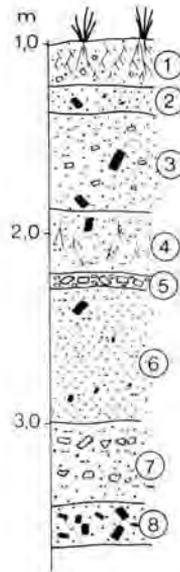


Abb. 1: Küstenprofil bei La Guardia (nördl. der Mündung des Rio Miñho). Profil identisch mit Taf. 1, Fig. 2.

- 1 Grauschwarze, stark humose Granitgrus-Kolluvialmassen.
- 2 Dunkelbrauner Sand mit helleren braunen und dunklen Flecken, holzkohlehaltig.
- 3 Schwarzbrauner, stark humoser, schluffiger Sand mit Grus, holzkohlehaltig,  $^{14}\text{C}$ -Datum: 26 450  $\pm$  230 BP, GrN - 8323.
- 4 Hellbrauner, schluffiger Sand (2,5 Y 5/4), Grenze zu Schicht 3 fließend.
- 5 Rotbraunes, z. T. hellbraunes Grusband, z. T. auskeilend.
- 6 Brauner, schluffiger, oben dichter Sand (2,5 Y 4/4 oben, 2,5 Y 4/2—4 unten), oben Holzkohle führend.
- 7 Wechsellagerung von Granitgrus, Quarzbrocken und olivbraunen sandigen Schluffen. Schutt Komponenten mit Limonitkruste.
- 8 Schwarzgrauer, humoser Sand mit viel Holzkohle, grau- und rostfleckig (erschürft).

genden Teil des Profils, das in einer von Bergen umrahmten Bucht liegt, bilden grauschwarze, wahrscheinlich stark humose Grus-Kolluvialmassen (1), die durch von Mauern festgehaltene Kulturterrassen eine morphologische Gliederung an ihrer Oberfläche erfahren haben. Hinter einer Steinmauer (Taf. 1, Fig. 2, rechts oben) können diese kaum eine Schichtung zeigenden Kolluvialmassen über 1 m mächtig sein, am oberen Teil der nächst tieferen Kulturterrasse ist das humose Gruskolluvium dagegen sehr geringmächtig (Taf. 1, Fig.

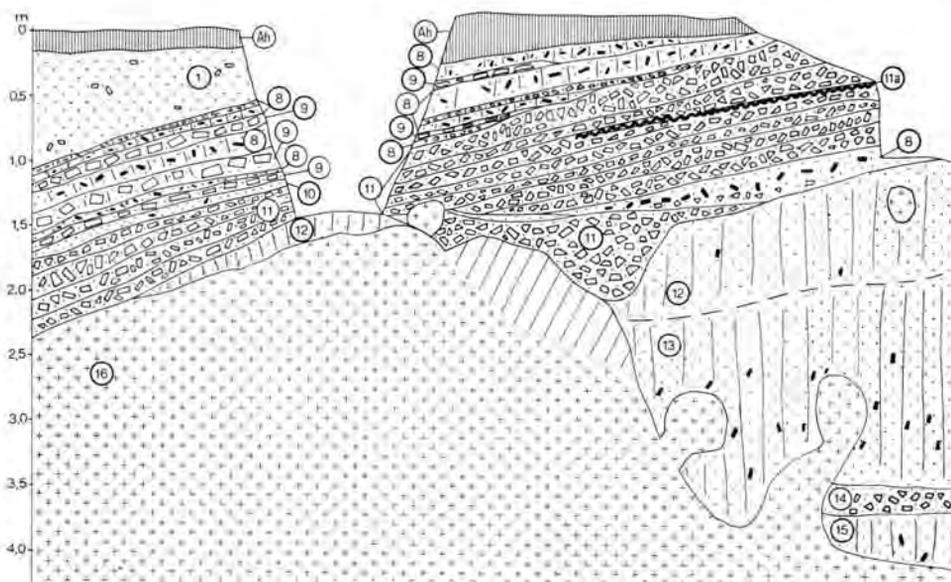


Abb. 2: Hauptprofil mit den älteren Sedimenten bei La Guardia in der Playa de Federonto ( $5^{\circ} 12' 40''$ ,  $41^{\circ} 54' 30''$ , Top. Karte 1 : 50 000, Bl. 298).

- 1 Schwarzgraue Grus- und Kolluvialmassen.
- 8 Grauschwarzer, humoser Sand mit vielen Holzkohlestückchen; in mehreren Schichten, von Grus und Schutt getrennt auftretend.  $^{14}\text{C}$ -Alter:  $28\ 000 \pm 450$  BP, GrN - 8320 für Probe, die in den unteren beiden Straten von Schicht 8 rechts des Wegeinschnitts (Fig. 3) gesammelt wurde.
- 9 Grober Granitgrus und Quarzkies, z. T. mit Holzkohle.
- 10 Hellgrauer Schluff mit Holzkohle — schlickartiges Sediment von FRANZ (1967: 39 f.).
- 11 Grauer, schwach geschichteter Granitgrus mit Steinbesatz, Matrix sandig, schwach holzkohlehaltig, an Basis stark holzkohlehaltig.  $^{14}\text{C}$ -Datum von Basis:  $41\ 500 \begin{matrix} + 2200 \\ - 1700 \end{matrix}$  BP (GrN - 8321).
- 11a Limonitkruste.
- 12 Fast pechschwarzes, sandig-grusiges Sediment, stark humos, wenig Holzkohle enthaltend.
- 13 Braunschwarze, ungeschichtete, sandig-grusige Folge des Salzanmoores, mit viel Holzkohle.  $^{14}\text{C}$ -Alter:  $43\ 500 \begin{matrix} + 2000 \\ - 1600 \end{matrix}$  BP (GrN - 8322).
- 14 Rotbraunes Granitgrusband.
- 15 Dunkelbrauner humoser Sand, ungeschichtet, mit Holzkohle.
- 16 Anstehender Granit mit gegliederter Oberfläche.

2, über Meßlatte unter Grasnarbe, Abb. 1, Schicht 1). Ein stark durchwurzelter  $\text{A}_{11}$ -Horizont ist auf dem Kolluvium entwickelt. Darunter folgt ein dunkelbrauner Sand mit z. T. helleren braunen und dunkleren Flecken, der kleine Holzkohlestückchen enthält (2). Als Schicht 3 läßt sich ein holzkohlehaltiger, schwarzbrauner, wahrscheinlich stark humoser, schluffiger Sand ausgliedern, der einen Grusbesatz aufweist. In ihm aufgesammelte Holz-

kohlestückchen ergaben ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $26\,450 \pm 230$  BP (GrN-8323)<sup>3)</sup>. Dieser geht nach unten zu mit fließender Grenze über in hellbraunen schluffigen Sand (2,5 Y 5/4 — light olive brown — Schicht 4), der von FRANZ (1967: 39, 40 f. — Horizont IV) im Profil Mougas und in anderen Küstenprofilen als brauner fossiler Boden angesehen wird. Dieser braune schluffige Sand, der farblich an Rohlöß erinnert, weist Gruspartikel des die Umgebung aufbauenden Granits und nadelstichtartige Löcher auf. Wurzelröhren mit 1—4 cm Durchmesser, die ihn durchziehen, sind mit schwarzem Humusmaterial aus dem Hangenden aufgefüllt — ein Merkmal, das auch FRANZ (1967: 39) von einem vergleichbaren Profilabschnitt am Profil Mougas) erwähnt. Das nach unten zu grobkörniger werdende Paket enthält nur im oberen Teil wenige Holzkohlestücke.

Schon an dieser Stelle sei eine Deutung der Horizonte 3 und 4 vorgenommen; es handelt sich bodengenetisch wahrscheinlich um eine Einheit, und zwar um eine fossile Braunerde mit den Horizonten  $A_{11}$ — $B_v$ , u. a. auch weil von der Schicht 3 aus, auf dem eine Vegetation stockte, Wurzelgänge in die braune Schicht 4 hineinreichen.

Im Granitgebiet nördlich La Guardia, aber auch in ganz Galizien, findet man Braunerden mit einem ähnlichen  $B_v$ -Horizont, ebenfalls mit einem allmählichen Übergang vom  $A_{11}$ - zum  $B_v$ -Horizont, weit verbreitet auf Gneis- oder Granit Ausgangsmaterial — ein Umstand, den FRANZ (1967) bei der Deutung seiner Profile übersehen hat (s. u.).

Als Ausdruck einer vorübergehenden morphologischen Aktivitätsphase ist die Schicht 5 — ein z. T. rotbraunes, z. T. hellbraunes Grusband — zu werten, das bis 5 cm mächtig wird, z. T. auskeilt. Darunter folgt als Schicht 6 ein 60 cm mächtiger brauner, schluffiger, oben sehr dichter Sand (2,5 Y 4/4 = oberer Teil; 2,5 Y 4/2-4 = unterer Teil). Er ist oben feiner (aufgrund einer Verwitterung?), unten dagegen gröber (grusiger). Im oberen Teil enthält er wenige winzige Holzkohlestückchen. Diesen braunen Sedimentkomplex spricht FRANZ (1967: 39—40) im Profil von Mougas als zweiten fossilen braunen Boden an. Die Genese dieses Sedimentes, das ohne Zweifel wie alle übrigen Sedimente dieses Profils durch Abspülung von den benachbarten Hängen in die Bucht verlagert wurde, bleibt m. E. an dieser Lokalität unklar.

Als Schicht 7 tritt im Liegenden eine Wechselfolge von groben Komponenten (im Durchmesser 1,0—1,5 cm dicken Grusstücken und im Durchmesser 3—5 cm dicken Quarzen) und olivbraunen, schluffig-sandigen Zwischenlagen auf. Diese sind z. T. grau- und rostfleckig. Die Gesteinsbruchstücke weisen z. T. eine rote Kruste (Limonitkruste?) auf. In einem Schurf konnte hier ca. 3 m über dem Meeresspiegel unter dem Parkplatzboden ein schwarzgrauer humoser Sand mit viel Holzkohle (8) erschlossen werden, der z. T. auch grau- und rostfleckig ist und offenbar wie das hangende Sedimentpaket einer Pseudovergleyung, vielleicht auch einer Vergleyung, ausgesetzt war.

Dieses schwarzgraue humose Sediment (8) tritt auch im 20 m südlich gelegenen Profilteil in mehreren Lagen wieder auf (Abb. 2, Taf. 1, Fig. 3). Die übrigen älteren Schichten (Abb. 2, Schichten 9—15), die im südlichen Profil entwickelt sind, wurden im nördlichen Profilteil, das in der Tiefenlinie einer fossilen, muldenförmigen Talform liegt, entweder später wegerodiert oder gar nicht erst ausgebildet.

## 2.2. Beschreibung, Deutung und Datierung der älteren Schichtserie

Betrachten wir nun die ältere Schichtserie 8—16 (Abb. 2), die auf der Schulter der erwähnten muldenartigen Talform zutage tritt und hier sanft nach S ansteigt (Taf. 1, Fig. 3).

<sup>3)</sup> Das  $^{14}\text{C}$ -Alter der Holzkohlestückchen gibt selbstverständlich nur unter der Voraussetzung das  $^{14}\text{C}$ -Alter der Schicht, in der sie aufgesammelt wurden, wieder, daß die zur  $^{14}\text{C}$ -Datierung verwendeten sedimentierten Holzkohlestückchen alle aus der zur Sedimentationszeit wachsenden Vegetation stammen und nicht — mindestens teilweise — aus älteren Schichten umgelagert wurden. Alle Schlußfolgerungen, die aus  $^{14}\text{C}$ -Daten hier und an anderen Stellen des Aufsatzes gezogen werden, beruhen auf dieser Prämisse.

Unter schwarzgrauen Grus- und Kolluvialmassen (1) tritt in mehreren Schichten das oben schon erwähnte grau-schwarze, humose, sandige Material (8) auf, das sehr viel Holzkohlestückchen enthält (Abb. 2). Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung, die an Holzkohlestückchen aus den unteren beiden Teilschichten von Schicht 8 gewonnen wurde, ergab ein radiometrisches Alter von  $28\,000 \pm 450$  BP (GrN - 8320). Zwischen diese humosen sandigen Lagen zwischengeschaltet sind als Schicht 9 grober Granitgrus und Quarzkies, der z. T. auch Holzkohlestückchen enthält. Nach einem dünnen hellgrauen, feinen, holzkohlehaltigen Sediment (10), das eventuell dem von FRANZ (1967: 39 f.) vom Profil Mougas erwähnten schlickartigen Material entspricht, folgt als mächtige Schicht 11 ein grauer, schwach geschichteter Granitgrus mit viel Steinbesatz. Eine Limonitkruste (11 a) gliedert diesen Komplex stellenweise. Die Matrix ist ein grauer Sand. Zum Teil wechseln im rechten Teil Grusbänder mit Steinbesatz und graue (schlickige?) sandige Feinsedimente, wobei einige Kiesbänder rostfarbig sind. Holzkohle ist in diesem Paket gewöhnlich schwach vertreten, tritt jedoch an der Basis von Schicht 11 in einem Band gehäuft auf. Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung an Holzkohlestückchen an der Basis der Schicht 11 ergab ein radiometrisches Alter von  $41\,500 \pm \begin{matrix} 2200 \\ 1700 \end{matrix}$  BP (GrN - 8321).

Der Profilschnitt der Schichten 8—11 zeichnet sich also durch große morphologische Aktivität am Hange aus. Diese Formungsaktivität hat z. T. sogar zur Bildung kleiner Rinnen geführt (vgl. Abb. 2), die später wieder mit grobem Schutt und grusigem Sand zugefüllt wurden.

Auch die liegende Folge der Schichten 12—15 entspricht im wesentlichen der Ausbildung der Schichten, die FRANZ (1967: 39 f.) vom Profil Mougas beschreibt: Als Schicht 12 folgt ein fast pechschwarzes sandig-grusiges Sediment, das wenige Holzkohlestückchen enthält und wahrscheinlich stark humos ist. Ein Granitblock ist in dieses Sediment eingebettet (oben rechts in Schicht 12). FRANZ (1967: 40 — Horizont X) deutet dieses schwach salzhaltige, stark humose Sediment als Salzanmoor, das nach ihm offenbar als Verlandungsserie bei einem höheren Stande des Meeresspiegels gebildet wurde (vgl. unten S. 75). Er fand es an mehreren Lokalitäten. In allmählichem Übergang folgt als Schicht 13 eine mehr braunschwarze, sandig-grusige Folge des Anmoor? - Sedimentes, das viel Holzkohle enthält, ungeschichtet ist und einige Steine führt. Das  $^{14}\text{C}$ -Datum, an Holzkohle gewonnen, lautet:  $43\,500 \pm \begin{matrix} 2000 \\ 1600 \end{matrix}$  BP (GrN - 8322). Unter einem rotbraunen Granitgrusband (Schicht 14), das als Abtragungsprodukt älterer (tertiärer?) Verwitterungsdecken im Granitgebiet zu deuten ist, folgt ein dunkelbrauner humoser Sand (15), der ungeschichtet ist

### Tafel 1

Fig. 1: Abrasionsplattform bei La Guardia (nördl. der Miñhomündung). Abrasionsplattformen zwischen 1—3 m ü. M. im Granit. Konkaver Hang leitet zu höherer Meeresterrasse (ca. 50 m ü. M.) über. Vorn rechts künstlich aufgehäufte Blöcke. Rechts des Weges Sedimente sichtbar (vgl. Fig. 2 und 3). Blick nach N. Aufnahme Sommer 1977.

Fig. 2: Obere, jüngere Sedimentserie im Küstenprofil an der Playa de Federonto bei La Guardia (nördl. der Miñhomündung). Zusätzlich zum Inhalt von Abb. 1 ist rechts oben, rechts der Steinmauer, noch ein Kolluvium mit größerer Mächtigkeit als Kulturterrassenmaterial sichtbar.

Fig. 3: Sedimentfolge bei La Guardia mit mehreren humosen und Holzkohle führenden Schichten. Bildausschnitt zeigt Lokalität mit Sedimentfolge der Abb. 2. Im Vordergrund künstlich planierter Parkplatz bei 2 m ü. M. Rechts hinten Häuser von La Guardia, auf einer 30 m ü. M. gelegenen Küstenterrasse. Links hinten die bei ca. 50 m ü. M. gelegene Küstenterrasse (vgl. Fig. 1). Blick nach SE landeinwärts. Aufnahme Sommer 1977.



und wenig Holzkohle enthält. Auffallend ist die auf- und abschwingende Oberfläche des anstehenden Granits (16), die vor der Ablagerung der ältesten Sedimente eine starke Reliefierung erlebt haben muß.

### 3. Das Küstenprofil von Mougas

#### 3.1. Einführung

Das Küstenprofil von Mougas liegt am Kilometerstein 67 der Straße La Guardia—Bayona—Vigo (nördlich der Straßenabzweigung nach Mougas und südlich des Hostals Baracelos). Es wurde m. W. zuletzt ausführlich von FRANZ (1967: 38—41) beschrieben und interpretiert. Der Aufschluß wurde aber bereits von ZBYZEWSKI & TEIXEIRA (1948: 5—6) und fast gleichzeitig mit FRANZ (1967) von NONN (1966: 286—289) sowie von VAN CAMPO & NONN (1966) bearbeitet, ohne daß FRANZ (1967) diese Arbeiten erwähnt. In einer kurzen Zusammenfassung seiner Ergebnisse von 1966 geht NONN (1969) nochmals auf das Profil von Mougas ein. Das Profil ähnelt in fast allen Details dem von mir aufgenommenen Profil von Santa Maria del Oya; dieses wurde bereits 1948 von ZBYZEWSKI & TEIXEIRA erwähnt. Eine nochmalige Behandlung des Profils von Mougas ist m. E. deshalb erforderlich, weil hier

- a) eine mit dem Profil La Guardia gut vergleichbare Schichtenfolge und gleiche morphologische Verhältnisse vorliegen,
- b) eine für die von FRANZ (1967) erstmals in Angriff genommene Systematik der Paläopedologie Galiziens wichtige Umdeutung vorgenommen werden muß,
- c) weil Teile dieses Profils pollenanalytisch sehr genau untersucht und weil von ihm bereits drei <sup>14</sup>C-Daten gewonnen worden sind (NONN 1966: 288—289; FRANZ 1967: 40),
- d) weil es mir möglich war, aus einem bisher noch nicht absolut datierten älteren Schichtenkomplex ein weiteres <sup>14</sup>C-Datum zu gewinnen.

#### 3.2. Beschreibung und Datierung des oberen Profilteils

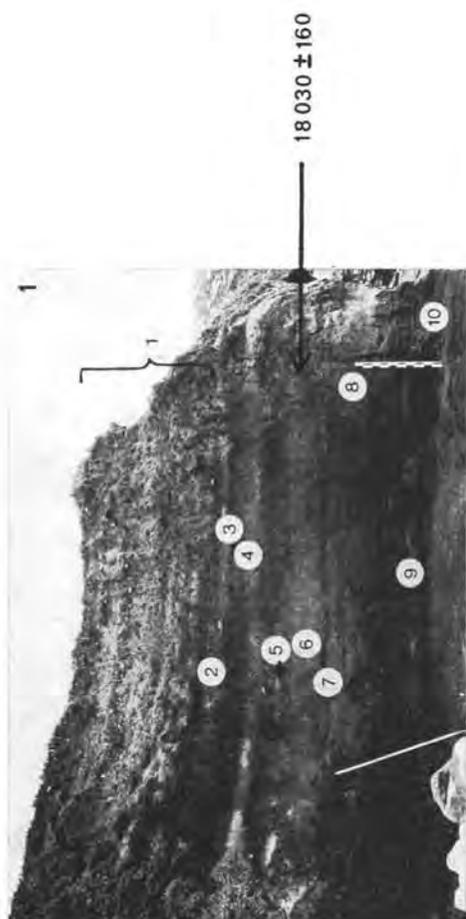
Das Profil von Mougas (Taf. 2, Fig. 1—3) liegt wie das Profil von La Guardia im nördlichen Teil einer schwach landeinwärts schwingenden Bucht, die von höheren Granitbergen umrahmt ist. Während die Granitberge steil abfallen, breiten sich die zu behandelnden Kliffsedimente recht weitflächig in schwach nach W abfallendem Gelände aus. Es wird hier zunächst der Bereich im nördlichsten Teil der Bucht betrachtet, der nördlich der

#### Tafel 2

Fig. 1: Sedimente am natürlichen Kliff von Mougas (km-Stein 67 der Straße La Guardia—Bayona—Vigo), nördlicher Teil. Blick nach Osten. Schichtnumerierung wie bei FRANZ (1967: 39). Beschreibung der Schichten im Text. Meßlatte 1 m lang. Aufnahme Sommer 1977. Fig. 2 schließt rechts an.

Fig. 2: Küstenprofil bei Mougas (Galizien) am km-Stein 67, nördlicher Teil. Profil (Schichten 8—16) stellt südliche Fortsetzung von Fig. 1 dar. Blick nach Norden. Fig. 1 ist in Pfeilrichtung aufgenommen. Schichtnumerierung (Schichten 8—16) nach Profil La Guardia (Abb. 1 und 2). Maßstab 1 m. Aufnahme Sommer 1977.

Fig. 3: Sedimente am Kliff bei Mougas, südlicher Teil in Höhe der subrezentem groben Schotter und Blöcke dicht unter der Oberfläche. Schichtnumerierung wie in Fig. 1. Blick nach SE. Unter rezentem Boden (1) rechts „Wildbachschotter“ und eine mächtige Braunerde (3, 4) auf sandig-schluffigen Sedimenten. Im unteren linken Teil der Fig. die ältere überwiegend dunkle bzw. schwarze Sedimentfolge (vgl. Fig. 2). Aufnahme Sommer 1977.



aus Steinen künstlich aufgeschichteten Mauer liegt, die die Straße gegen die Brandung schützt. Es handelt sich um die gleiche Lokalität, die FRANZ (1967: 38—40) und NONN (1966: 286—289) erwähnen. Die Schichtenfolge entspricht hier im oberen Teil (Schichten 1—9) im wesentlichen den Angaben, die FRANZ (1967: 39) zu seinem Profil 3 (Mougas) macht. Die FRANZschen Schichten 1—8 wurden in Taf. 2, Fig. 1 eingetragen; die Beschreibungen dazu lauten bei FRANZ (S. 39) wörtlich 4):

- |   |            |   |
|---|------------|---|
| 1 | 0—180 cm   | Stark humoses Rankerkolluvium mit eckigem Granitgrus und Steinen durchsetzt. (Es ist nach meinen Beobachtungen grob zweigeteilt, wobei der obere Teil grau-schwarz und sehr grusig-kiesig ist, der untere Teil dagegen schwärzer und feiner, allerdings auch mit einigen Kiesbändern durchsetzt.)   |
| 2 | 180—190 cm | Schwach humoses hellbraunes Kolluvium, an seiner Obergrenze Holzkohlen enthaltend. (In dieser Schicht ermittelte FRANZ 1967: 40, etwas weiter südlich dieses Profils an einem Holzkohlestückchen ein $^{14}\text{C}$ -Alter von $5390 \pm 300$ v. Chr. Die Stelle, an der die Probe von FRANZ entnommen wurde, ist von mir in Taf. 2, Fig. 3 als Schicht 1 gekennzeichnet.) Übergehend in   |
| 3 | 190—225 cm | Humoser schluffiger Sand, stärker humos als Horizont 2, mit stärkerem Grusbesatz als dieser, in 210 cm Tiefe noch 1 Holzkohlestückchen gefunden, übergehend in  |
| 4 | 225—265 cm | Hellbrauner schluffiger feiner Sand mit geringem Grusbesatz, ziemlich dicht lagernd, in Wurzelröhren Humus in scharfer Abgrenzung gegen das braune Substrat eingeschwemmt. Scharf aufsitzend auf  |
| 5 | 265—270 cm | Grusband, bestehend aus kantigem Granitgrus, aufsitzend auf   |
| 6 | 270—325 cm | Feiner, etwas schluffiger brauner Sand mit nach unten häufiger werdenden nadelstichförmigen dunklen Konkretionen, in den obersten 10 cm mit zahlreichen völlig aufgemürbten Kohlestückchen, solche in geringer Menge auch tiefer. (Aus diesem Abschnitt, und zwar aus dem oberen Teil, entnahm ich die $^{14}\text{C}$ -Probe Mougas 6, die ein radiometrisches Alter von $18\,030 \pm 160$ BP, GrN - 8324, ergab. Mittlerer Teil: 10 YR 3/4). Grenzt scharf an |
| 7 | 325—330 cm | Grusband aus etwas gerundetem Granitgrus und Grobsand, aufsitzend auf   |
| 8 | 330—370 cm | Stark humoser, anmooriger Schluff, einzelne Holzkohlenreste enthaltend, scharf angrenzend an  |
| 9 | 370—380 cm | Grusband.   |

### 3.3. Deutung des oberen Profiltrils im Vergleich mit anderen Profilen in der Umgebung

FRANZ (1967: 40 ff.) deutet die braunen sandig-schluffigen Lagen in allen Küstenprofilen, auch die Schichten 2 und 4 in Mougas, als fossile braune Böden, wobei er ein würminterstadiales oder letztinterglaziales Alter vermutet. Die von einer Bodenbildung geprägten, kräftigen humosen Schichten — auch an der Oberfläche der Kolluvien — deutet er dagegen als eigenständige „Atlantische Ranker“, selbst dann, wenn ein braunes Sediment darunter folgt.

Ich schlage jedoch vor, folgende Umdeutungen dieser Sedimente gegenüber FRANZ (1967) vorzunehmen: Bei den Schichten 3 und 4, die auch auf Taf. 2, Fig. 3 besonders gut dargestellt sind, handelt es sich wahrscheinlich um eine heute fossile — da von jüngeren humosen Kolluvien zugedeckte — Braunerde, wobei die Schicht 3 einen weitgehend intakten  $A_{11}$ -Horizont, die Schicht 4 dagegen einen intakten  $B_v$ -Horizont darstellen. Diese Aussage gilt vor allem für die auf Taf. 2, Fig. 3 dargestellten südlichen Profiltrile. Diese Umdeutung ergibt sich u. a. aus der Beobachtung, daß der  $A_{11}$ -Horizont nach unten zu allmählich über grau-schwarze Farbtöne in einen blaßgrau-braunen und schließlich in den deutlich grau-braunen  $B_v$ -Horizont übergeht, was auf eine allmähliche Abnahme des Humusgehaltes schließen läßt.

4) Druckfehler und kleine Irrtümer wurden von mir verbessert. Die in Klammern gesetzten Bemerkungen stellen Zusätze von mir dar. FRANZ unterscheidet nicht zwischen Schicht und Horizont.

Braunerden dieser Art sind auf schluffig-sandig-grusigem, z. T. schuttigem Ausgangssubstrat in diesem Gebiet und in ganz Gazilien weit verbreitet, wie die eigenen Beobachtungen ergaben. Es läßt sich in dem Gebiet von Mougas (südl. Bayona) eine regelrechte Bodencatena von den steil (30°) abfallenden Granitbergen über die mittelsteil (15—18°) geneigten Konkavhänge bis zu den nur 2—3° geneigten kliffnahen Teilen feststellen: Sie lautet:

1. stark humoser Ranker mit einem  $A_h$ - $C_v$ - $C$ -Profil bei einem dünnen  $A_h$ -Horizont auf Granit und Granit-Verwitterungsmaterial bei 20 bis 30° Neigung;
2. stark humoser Ranker mit einem  $A_h$ - $B_v$ - $C_v$ - $C$ -Profil (wobei der stark humose  $A_h$ -Horizont bis 40 cm mächtig werden kann, während sich erste Ansätze eines aufgehellten, graubraunen  $B_v$ -Horizontes zeigen) auf Granit-Solifluktionsschuttdecken bei 12 bis 18° Neigung und
3. deutliche Braunerde mit einem  $A_h$ - $B_v$ - $C$ -Profil auf den nur 2—3° geneigten Geländeteilen, wie sie in Fig. 3 in den Schichten 3 und 4 abgebildet ist.

FRANZ (1967: 40) deutet diese Bodenverhältnisse m. E. nicht nur an den Küstenprofilen bei Mougas (Taf. 2, Fig. 1—3 dieser Arbeit) unrichtig, sondern auch am Nordrand der Bucht auf einem mittelsteilen Konkavhang, wenn er (S. 40—41) wörtlich schreibt: „Die Straße selbst schneidet 100—150 m weiter nördlich den flachen Hang an und läßt das folgende Profil erkennen.

#### Profil 4

- I. Atlantischer Ranker, schwach steinig.
- II. Blockreiches Kolluvium aus dunkelbraunem humosen Sand zwischen angerundeten Granitblöcken.
- III. Hellbrauner humusfreier Boden mit Grusbesatz, auch einzelnen Steinen, nach unten übergehend in
- IV. grobes Blockwerk (Granit).

Hier sind wie in Profil 2<sup>5)</sup> vor der Bildung des braunen Bodens alle älteren Sedimente ausgeräumt worden. Wieder bezeugt grober Schutt eine sehr intensive Erosionstätigkeit. Wichtig ist in diesem Aufschluß, daß er erkennen läßt, daß der jüngste braune Boden und der über ihm folgende Ranker durch groben Schutt getrennt sind, daß demnach zwischen der Bildungszeit dieser beiden Böden eine Abtragungsperiode liegt. Eine solche ist auch in zahlreichen anderen Profilen, die ich untersucht habe, deutlich ausgeprägt.“

Die m. E. richtige, auf Geländebeobachtung beruhende Deutung des Profils dagegen lautet: Bei den Horizonten I—IV handelt es sich um eine kräftig entwickelte Braunerde, die auf einer eiszeitlichen Solifluktionsschuttdecke zur Ausbildung kam.

Die Deutung der in Taf. 2, Fig. 1 als Schicht 1 gekennzeichneten grusig-steinig-sandigen humosen Kolluvionen ist nach der Beobachtung der z. T. kräftigen humosen Bodenbildungen am Hang oberhalb des Kliffprofils (s. o.) unproblematisch: mit FRANZ (1967: 40, 43) sind sie als holozäne, vielleicht sogar in historischer Zeit entstandene Kolluvionen zu deuten, die als Bodenerosionsprodukte aufzufassen sind. Die Zweiteilung dieses Paketes (siehe Beschreibung zu Schicht 1 auf S. 72) läßt erkennen, daß am höher gelegenen Hang zunächst der schwarze humose Oberboden, danach die mehr grauschwarzen unteren Teile der  $A_h$ -Horizonte abgetragen wurden.

Die Schichten 5 und 6 und das humose Band oberhalb von Schicht 5, die auf der Taf. 2, Fig. 1 als solche gekennzeichnet sind, deute ich folgendermaßen: es liegt hier eine zweite fossile Braunerde vor, von der der  $A_h$ -Horizont z. T. noch recht gut erhalten ist, während der  $B_v$ -Horizont teils gut erhalten ist. Im Gegensatz zu FRANZ (1967: 43) wird also nicht der braune schluffige Sand allein als fossiler brauner Boden angesehen, sondern als Teil einer gut erhaltenen fossilen Braunerde.

<sup>5)</sup> Hiermit ist das oben ausführlich beschriebene Kliffprofil von Mougas (Taf. 2, Fig. 1 und 2) gemeint (oberer Profilteil — Schichten 1—9).

FRANZ (1967: 40) deutet die dicken Schotter, die in dieser Arbeit in der Taf. 2, Fig. 3 unter der Schicht 1 zu erkennen sind, als Wildbachschotter. Durch das von FRANZ (1967: 40) mitgeteilte  $^{14}\text{C}$ -Datum von Holzkohle, die zwischen diesen Schottern gefunden wurde ( $^{14}\text{C}$ -Datum  $5\,390 \pm 390$  v. Chr.)<sup>6)</sup>, ist das Alter der Schotter ungefähr bekannt. Nach meinen Beobachtungen sind die Schotter dagegen so gut gerundet und so groß, daß es mir unmöglich scheint, sie auf eine Ablagerung durch einen Wildbach zurückzuführen. Dieser hätte hier nach den Geländeverhältnissen höchstens eine Länge von 500 m haben können und hätte sich in das Gebirge einschneiden müssen. Eine so gute Zurundung der widerstandsfähigen Granitblöcke wäre auf diese kurze Entfernung unmöglich. Aus diesem Grunde deute ich sie als marine Schotter, die wahrscheinlich während der Flandrischen Transgression bei einem ehemals höheren Meeresstand an der damaligen, weiter im W gelegenen Küste durch Abrasion zugerundet wurden und auf die damals an der Oberfläche ausstreichenden terrestrischen Sedimente vom Meer aus bei Hochflut aufgeschüttet wurden. In die feineren Sedimente (Schichten 3 ff.) war allerdings bereits, wie sich aus den Lagerungsverhältnissen der Grobschotter ablesen läßt, ein flaches, 20–30 m breites muldenförmiges Tal mit 0,5–0,8 m Tiefe eingetieft, bevor die groben gerundeten Blöcke und Schotter zur Ablagerung gelangten.

### 3.4. Beschreibung, Datierung und Deutung des unteren Profiteils

Der untere Teil des Profils wurde rechts unterhalb der Taf. 2, Fig. 1 von mir aufgenommen. Er ist auf Taf. 2, Fig. 2 sichtbar; die Schichtnumerierung wurde auf das Profil La Guardia (Abb. 2) abgestimmt, d. h. die einander korrespondierenden Schichten erhielten die gleiche Schichtnummer. Die Schichtfolge, die auch vom Profil Mougas in ähnlicher Weise bereits von FRANZ (1967: 39–40) erwähnt wird, lautet:

Schicht		
8	40 cm	mächtige, grauschwarze, humose, Holzkohlestückchen enthaltende, sandig-schluffige Feinsedimente, der Schicht 8 in La Guardia (Fig. 2 u. 3) entsprechend ( $^{14}\text{C}$ -Alter dieser Schicht in La Guardia $28\,000 \pm 450$ BP, GrN - 8320);
10	30–40 cm	graue, sandig-schluffige Sedimente, z. T. von Grus- und Grusbröckchenbändern durchsetzt (von FRANZ 1967 als mögliche Schlicksedimente angesehen);
12	30 cm	schwarzes, Holzkohle führendes, grusig-bröcklig-sandiges Feinsediment, z. T. dunkelgrau oder braunschwarz. (Hier wurde die Probe Mougas 12 entnommen.) Dieses Sediment weist nach FRANZ (1967: 39) auf Vergleungserscheinungen hin.
12a	3–5 cm	prismatisch brechendes lockeres Limonitband (in La Guardia nicht an dieser Stelle der Schichtfolge auftretend);
13	1,3 m	mit Grus durchsetztes, teilweise grauschwarzes, teilweise braunschwarzes, teilweise schwarzes Feinsediment, besonders unten gut geschichtet durch Einschaltung von 2–3 cm dicken Grus- und Kiesbändern (bei den Schichten 12 und 13 handelt es sich um das von FRANZ (1967: 39) als anmoorig gedeutete Sediment, das schwach salzführend ist).
		$^{14}\text{C}$ -Datum in La Guardia: $43\,500 \begin{matrix} + 2000 \\ - 1600 \end{matrix}$ BP (GrN - 8322);
16		anstehender Granit mit unebener Oberfläche wie in La Guardia. Oberfläche des Granits hier bei ca. 1 m über Meer.

Daraus, daß sich die untere Sedimentfolge in Mougas vom Profilaufbau und Sedimentinhalt her fast völlig mit der  $^{14}\text{C}$ -datierten unteren Sedimentfolge in La Guardia (Abb. 2, Taf. 1, Fig. 3) deckt und beide einem 0,5–1,5 m ü. M. gelegenen Granitfelssockel aufliegen, kann die Vermutung abgeleitet werden, daß sie auch zeitgleich einzustufen sind, d. h.

<sup>6)</sup> Da das sehr große, für die  $^{14}\text{C}$ -Datierung aufgesammelte Holzkohlenstück vom Hang oberhalb stammen kann und von dort in die groben Blöcke gespült sein kann, ist das wirkliche Datum, zu dem die Blöcke und groben Schotter abgelagert wurden, nicht sicher; sie dürften nach der Entstehung der Holzkohle abgelagert worden sein (vgl. FRANZ 1967: 43); wieviel Zeit danach, bleibt ungewiß.

daß die  $^{14}\text{C}$ -Daten von La Guardia auch für die Datierung der unteren Sedimentfolge von Mougas (Schichten 8—13) herangezogen werden können. Die hier nicht dargestellte Sedimentfolge von der Playa de Oya bei Maria de Oya (zwischen La Guardia und Mougas gelegen) entspricht ebenfalls fast in allen Details den Sedimentfolgen von Mougas und La Guardia.

Bezüglich des Milieus, in dem die schwach salzhaltigen anmoorartigen Schichten an der Basis des Küstenprofils bei Mougas (Schicht 13 in Kap. 3.4.) zustande kamen, schreibt FRANZ (1967: 39): „Der küstennahe Teil des Kessels ist offenbar in Zusammenhang mit einer eustatischen Hebung des Meeresspiegels über sein heutiges Niveau vorübergehend versumpft. Dabei kam es zunächst zur Bildung eines Anmoors, dann zur Einschwemmung von Grus und feinerem Material, das der Vergleyung unterlag (Bildung brauner, rotfleckiger Horizonte) . . .“ — An einer anderen Stelle (S. 40) charakterisiert FRANZ (1967) die ganze untere Horizontserie bei Mougas (bei FRANZ 1967: 39 Horizonte V bis X) als eine Verlandungsserie, „an deren Basis hier allerdings stark humoses Material mit geringem NaCl-Gehalt vom Charakter eines Salzanmoores liegt. Offenbar wurde diese Verlandungsserie bei einem höheren Stande des Meeresspiegels gebildet“.

Eine über die Vorstellungen von FRANZ hinausgehende Interpretation der Ablagerungsbedingungen der Sedimentserie von Mougas gestaltet sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch äußerst schwierig, da offenbar weder FRANZ noch ich untersucht haben, ob außer den fast pechschwarzen „Anmoor“basissedimenten noch weitere Ablagerungen dieses Profils salzhaltig sind und ob die fast schwarzen „Anmoor“basissedimente auch in größerem Abstand von der Küste salzhaltig sind. Dies festzustellen wäre für die Beantwortung der Frage wichtig, ob der Salzgehalt an der Basis der Schichtfolge eventuell durch rezente oder subrezente Spritzwirkung des Meeres entstanden ist.

Aufgrund dieser Unklarheiten muß im Augenblick noch zwischen den Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen der unteren Sedimente (Schichten 8—13) im Verhältnis zu einem damals existierenden Meeresspiegel einerseits und dem Zeitpunkt der Aufsalsung bzw. deren Rahmenbedingungen andererseits unterschieden werden. Es spricht einiges dafür, daß die Schichten 10 (graue, stark reduzierte sandig-schluffige Sedimente) und 12 (auf Vergleyung hindeutende Schichten) bei einem höheren Grundwasserspiegel, als er heute existiert, geprägt bzw. überprägt worden sind. Damit müßte auch ein im Vergleich zum gegenwärtigen um ein bis eineinhalb Meter höherer Meeresspiegel verbunden gewesen sein. Tektonische Ruhe vorausgesetzt, ließe sich dieser Zustand am ehesten mit einem etwas höheren Meeresspiegelstand (um 5 000 v. h.) in Verbindung bringen. Das salzhaltige, fast pechschwarze anmoorartige Basissediment kann wohl mit FRANZ (1967: 39) am ehesten als Indiz für eine Verlandungsserie im Kontakt zum Meer oder zu einer Meereslagune gedeutet werden, also bei einem Meeresspiegelstand entstanden, der im Verhältnis zum heutigen etwas höher gelegen hat. Dieser Bereich mußte sich auch außerhalb der Hauptströmung, möglichst in einer Buchtlage, befunden haben.

Setzt man voraus, daß die vier  $^{14}\text{C}$ -Daten vom Profil La Guardia zuverlässig sind und auf die makromorphologisch sehr ähnliche Sedimentfolge in Mougas übertragen werden können, so kann man die Granitabrasionsplattform mit ihren Decksedimenten folgendermaßen deuten: Aufgrund des hohen absoluten Alters der pechschwarzen Basisschichten auf dem Granitfelssockel ( $\text{GrN } 8\ 322\text{—}43\ 500 \pm \begin{matrix} 2000 \\ 1600 \end{matrix}$  BP) ist es recht wahrscheinlich, daß der Granitfelssockel, in Mougas 0,5 bis 1,0 m ü. M. gelegen, ein Ouljien-Niveau darstellt und auf einen Meeresspiegelstand während der Eemwarmzeit hinweist, der sich vom heutigen höhenmäßig nur geringfügig unterschied. Nur diesem Zusammenhang ist die Beobachtung wichtig, daß das unterste Felsniveau in Meeresnähe an dem Küstenabschnitt Mougas—La Guardia im Meereskontakt häufiger absolute Höhen von 0,5 bis 1,5 m ü. M. auf-

weist. Gleiches gilt auch für andere Küstenabschnitte in Galizien, z. B. für die Playa de Barrañán (östl. Cayón, westl. La Coruña).

Die pechschwarzen anmoorartigen Basisedimente auf dem untersten Felssockel („*rasa*“ — wahrscheinlich Ouljien-Niveau) könnten dann etwa im Zeitraum des Moershoofd-Interstadials gebildet worden sein, als der Meeresspiegel etwa gleichhoch lag wie im Eeminterglazial. — Im Vergleich zum Meeresspiegelstand im Eeminterglazial dürfte der Meeresspiegel im Moershoofd-Interstadial jedoch eher etwas höher gelegen haben, damit die Bedingungen für die Sedimentation der anmoorartigen, fast pechschwarzen Basisedimente voll erfüllt waren. Dazu wäre es allerdings nach dem heutigen Kenntnisstand, nach dem doch dem Eeminterglazial ein Meereshochstand von 5—7 m ü. M. entsprach, erforderlich gewesen, daß die Küste Westgaliziens zwischen Eeminterglazial und Moershoofd-Interstadial eine (geringe?) tektonische Absenkung erfahren hat, was bei einem sich möglicherweise bereits allmählich aufbauenden Inlandeis den Effekt gehabt haben kann, daß die westgalizische Küste im Moershoofd-Interstadial unter litoralen Einfluß geraten ist. Wie stark die hier abgeleitete mögliche tektonische Senkung des westgalizischen Gebietes gewesen ist, läßt sich nicht sagen.

Da — die Richtigkeit der bisherigen Ausführungen vorausgesetzt — nach dem Moershoofd-Interstadial keine marinen Einflüsse in den untersuchten Sedimentfolgen festzustellen sind, wird vermutet, daß der Meeresspiegel erst danach — wahrscheinlich weltweit — im Zuge des gewaltigen Eisaufbaus auf den Festländern die bekannte Erniedrigung um 80—100 Meter erfahren hat. Damit wäre an der westgalizischen Küste, besonders während der Maximalausdehnung der Gletscher, vom Land zum Meer ein eustatisch bedingtes Gefälle entstanden, welches die morphologische Aktivität (Grus- und Schutttransport) auf diesem Geländeteil, zumindest zu bestimmten Zeiten, anregte; zeitweilig dominierte dagegen offenbar Verwitterung und Bodenbildung.

### 3.5. Vergleich der Befunde mit Ergebnissen von NONN & VAN CAMPO

Vom Profil Mougas (nördl. Teil — den Fig. 1 u. 2 auf Taf. 2 dieser Arbeit entsprechend) liegen durch die Untersuchungen von NONN (1966: 286—289; 1969: 43 ff.) und VAN CAMPO & NONN (1966: 1—9) bereits zwei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vor. Sie lauten: 11 650 BP für den oberen Teil des Profils (etwa 90 cm unter der Oberfläche, gewonnen an Material in „*Terre limoneuse très fine, et non triée, pratiquement sans sable (78 % des éléments ont moins de 0,050 mm, 96 % moins de 0,2 mm)*“ (VAN CAMPO & NONN 1966: 2) und 18 200  $\pm$  900 BP für den mittleren Teil des insgesamt 3 m hohen Profils in Schichten, die VAN CAMPO & NONN (1966: 2) charakterisieren als „*Sédiment mal trié comprenant une fraction grossière assez réduite (6,15 % > 1 mm) et une proportion plus importante de sable fin (22,6 %)*. L'essentiel est cependant constitué par des limons: 37 % entre 0,250 mm et 0,050 mm et des particules plus fines“ <sup>7)</sup> (vgl. Abb. 3).

Diese Materialbeschreibungen machen es wahrscheinlich, daß das obere (jüngere)  $^{14}\text{C}$ -Datum aus einem Horizont stammt, das dem braunen schluffigen B-Horizont (Horizont 2 in Taf. 2, Fig. 1) entspricht, während das tiefere (ältere)  $^{14}\text{C}$ -Datum in unserem Horizont 6 (Taf. 2, Fig. 1) gewonnen wurde, dessen von mir aufgesammelte Holzkohlestücke in Groningen mit 18 030  $\pm$  160 BP (GrN - 8324) datiert wurden. Eine ganz genaue Paral-

<sup>7)</sup> Sperrungen erfolgten durch mich. In einem Brief vom 8. 11. 1977 gibt Herr Prof. Dr. Nonn allerdings an, daß das ältere (untere)  $^{14}\text{C}$ -Datum 0,65—0,70 cm über der Basis des Profils, das obere (jüngere)  $^{14}\text{C}$ -Datum dagegen 1,10—1,15 m über der Basis des Profils gewonnen wurde. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um einen Irrtum: die Pollenproben, die jeweils an den Buchstaben A bis Y (links am Rand von Fig. 3) entnommen wurden, dürften demnach nicht in einem Abstand von 5 cm, sondern von 10 cm entnommen worden sein.

lelisierung der von mir mitgeteilten Sedimentfolge mit der Sedimentfolge, die VAN CAMPO & NONN (1966: 2, 3) angeben und pollenanalytisch auswerten (NONN 1966: 286—289; NONN 1969: 43, 44)<sup>8)</sup>, ist allerdings nicht möglich, da in den zitierten Arbeiten keine Farben der Sedimente und keine Bodenhorizonte erkannt bzw. angegeben werden. Da aber sowohl bei VAN CAMPO & NONN (1966: 2 f.) als auch nach meinen Profilaufnahmen (Taf. 2, Fig. 1: Schichten 2, 4 und 6) drei schluffige Sedimentkomplexe erwähnt werden bzw. hervorgehoben werden und da bei VAN CAMPO & NONN (1966) erst im unteren Drittel des Profils humusreiche Horizonte unter den drei (hellbraunen) schluffreichen Komplexen erwähnt werden, scheint die von mir vorgeschlagene Korrelierung der Sedimente in der vorgeschlagenen Form richtig zu sein. Hinzu kommt dabei, daß bei dieser Korrelierung der typischen Horizonte auch die beiden etwa gleichen <sup>14</sup>C-Daten (18 200 ± 900 BP und 18 030 ± 160 BP — GrN - 8324) sich auf die gleiche Schicht beziehen. Es ist aber hervorzuheben, daß bei VAN CAMPO & NONN (1966: 2 f.) der untere Sedimentkomplex (Taf. 2, Fig. 2, Schichten 10—13), der in gleicher Ausprägung auch an der Playa de Oya und in La Guardia (Abb. 2, Taf. 1, Fig. 3) auftritt, vernachlässigt wird. — Bezüglich der pollenanalytischen Ergebnisse bzw. Interpretation des Profils sei auf NONN (1966: 286—289) und NONN (1969: 42, 43) verwiesen.

#### 4. Zusammenfassung und Folgerungen

1. Es wurden drei Kliffprofile mit einer sehr reichhaltigen Sediment- und Boden/Bodensedimentserie an den Lokalitäten La Guardia, Playa de Oya bei Maria de Oya (nördlich La Guardia) und Mougas aufgenommen; von diesen wurde das Profil Playa de Oya hier nicht ausführlich dargestellt, da es fast identisch mit den beiden anderen Profilen ist.
2. Unter Auswertung der gesamten Arbeit von FRANZ (1967) und unter Berücksichtigung der eigenen Untersuchungen läßt sich herausstellen, daß an der galizischen Westküste zwischen La Guardia und nördlich Vigo (mindestens bis Bayona) eine nahezu gleiche Sedimentfolge auf einem heute 0,5—2 m ü. M. gelegenen Felssockel („rasa“) zur Ablagerung gekommen ist, die Aussagen zu den verschiedensten Problemen zuläßt:
3. Die relativen Schichtdatierungen durch den Verfasser wurden durch die <sup>14</sup>C-Daten bestätigt, d. h. die als jeweils älter eingeschätzten Sedimente sind auch nach den <sup>14</sup>C-Daten jeweils älter: Kontaminationen spielten also keine größere Rolle als bei Profilen dieser Art üblich aber unbeweisbar. Erstmals läßt sich durch Zuhilfenahme von fünf <sup>14</sup>C-Daten, von denen drei in den jüngeren und zwei in den älteren Sedimentteilen der untersuchten Profile gewonnen wurden, eine für dieses Gebiet fast lückenlose Folge von Sedimenten und Böden seit etwa 43 000 BP (GrN - 8322), d. h. etwa seit dem Moershoofd-Interstadial, nachweisen. Die Sedimentation auf der „rasa“ begann also erst kurz vor diesem Datum. Das nächst jüngere <sup>14</sup>C-Datum von La Guardia (GrN - 8321: 41 500 ±  $\frac{2200}{1700}$  BP) wurde wie das oben erwähnte älteste <sup>14</sup>C-Datum an einer holzkohlereichen Lage gewonnen und gibt damit gleichzeitig zu erkennen, daß zu den entsprechenden Zeiträumen (Moershoofd- und wahrscheinlich Hengelo-Interstadial) eine holzreiche Waldvegetation herrschte. Die hier beigebrachten Daten scheinen in Einklang mit zwei von NONN (1966, 1969) bzw. VAN CAMPO & NONN (1966) mitgeteilten <sup>14</sup>C-Daten vom Profil Mougas (18 200 ± 900 BP; 11 650 BP) zu stehen.

<sup>8)</sup> In dem Aufsatzmanuskript („projet“) von VAN CAMPO & NONN 1966 fehlen die Fig. 2 (Aufschlußskizze), das Pollendiagramm und die pollenanalytische Interpretation von Frau VAN CAMPO.

4. Die „rasa“, auf der die Sediment- und Bodenfolgen zur Ablagerung kamen, muß älter als das Moershoofd-Interstadial sein: um eine innerwürmzeitliche (mit dem Stillfried B-Interstadial gleichzusetzende) Abrasionsplattform, wie ich zunächst vermutete, dürfte es sich dabei aufgrund der  $^{14}\text{C}$ -Daten nicht handeln, sondern eher um die eemzeitliche Ouljien-Felsplattform.
5. Die tektonische Entwicklung dieses Gebietes muß — sieht man von möglichen größeren Senkungen nördlich unseres Untersuchungsgebietes bei Vigo ab (vgl. FRANZ 1967: 44 f.) — recht einheitlich gewesen sein. Im Altwürm und im älteren Mittelwürm ist wahrscheinlich eine schwache Absenkung erfolgt (s. u.). Innerhalb des durch die  $^{14}\text{C}$ -Daten erfaßten Zeitraumes hat die Abrasionsplattform (und damit die niedrigste „rasa“ im Granit) wahrscheinlich kaum noch merkliche tektonische Bewegungen erfahren: Sie lag vielmehr weitgehend bewegungslos da und wurde während des kräftigen eustatischen Meeresspiegelabfalls des Hochwürms (Jungwürms) von terrestrischen Sedimenten verschüttet, wobei die auf der „rasa“ abgelagerten schluffigen Sedimente zwei- bis dreimal bodengenetisch überprägt wurden (s. u.).
6. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß alle drei aufgenommenen Profile in fast allen Schichten sehr reich an Holzkohlestückchen sind. Es wäre mir möglich gewesen, nahe-

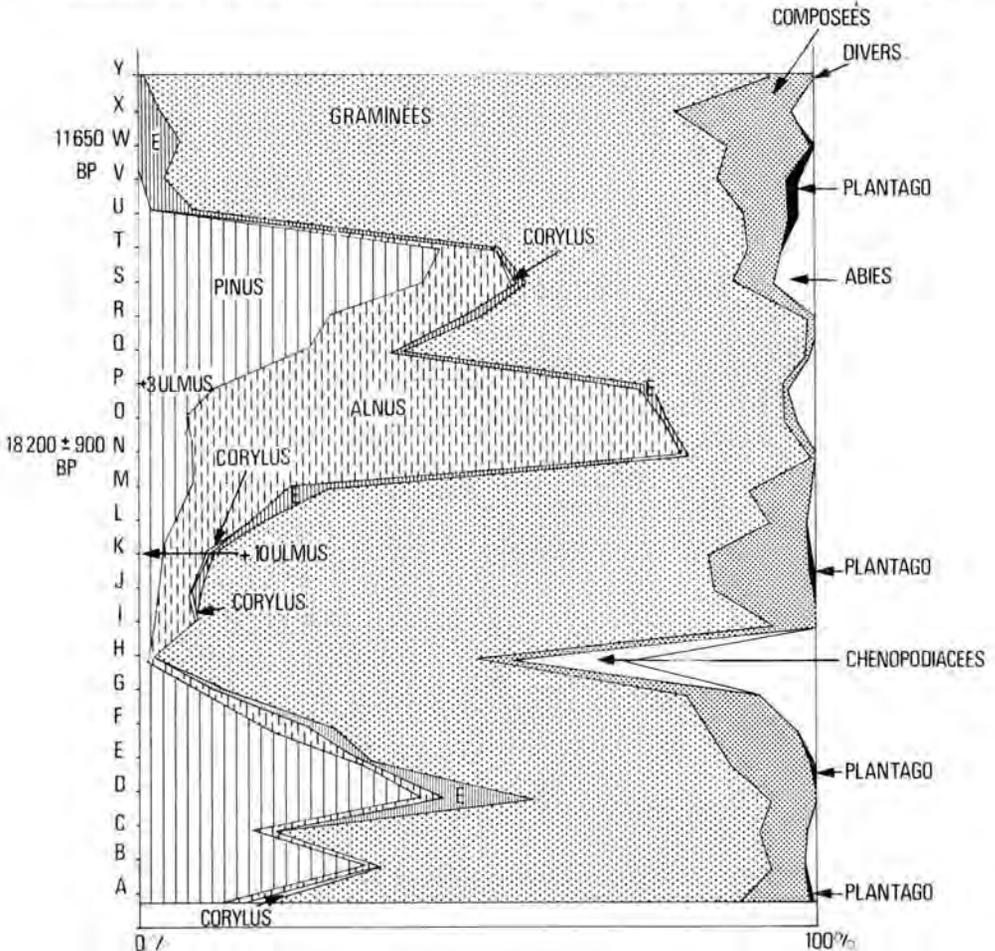


Abb. 3: Pollendiagramm von Mougas (aus NONN 1969).

zu jede Strate in allen Profilen radiometrisch datieren zu lassen, jedoch habe ich davon abgesehen und nur die wichtigsten 5 Proben datieren lassen. FRANZ (1967: 45) hielt es dagegen für nicht möglich, andere Schichten als die eine von ihm  $^{14}\text{C}$ -datierte Schicht bei Mougas absolut datieren zu lassen; deshalb mußten viele seiner Schlüsse (FRANZ 1967: 43, 49) recht allgemein und bezüglich der zeitlichen Zuordnung sehr ungenau und unsicher bleiben. NONN (1966, 1969) und VAN CAMPO & NONN (1966) machen in ihren Profilbeschreibungen dagegen überhaupt keine Angaben zum Holzkohlegehalt des Profils. Überspitzt formuliert, läßt sich bereits aus dem großen Holzkohlegehalt der Profile auf eine nahezu ununterbrochene Existenz einer wahrscheinlich recht dichten holzigen Vegetation mit Sträuchern und Bäumen schließen. Dies spiegelt sich auch ganz deutlich in dem bei NONN (1966; 1969: 43) wiedergegebenen Pollendiagramm (Abb. 3) wider.

7. Neben den beiden ältesten  $^{14}\text{C}$ -Daten von der Basis des Profils La Guardia müssen die beiden mittleren Daten von La Guardia (GrN - 8323:  $26\,450 \pm 230$  BP und GrN - 8320:  $28\,000 \pm 450$  BP) besonders hervorgehoben werden. Sie wurden an Holzkohle aus holzkohlereichen, stark humosen, grauschwarzen Sedimenten gewonnen, von denen zumindest das ältere Datum mit dem Denekamp-Interglazial korrespondiert. Es scheint im Küstengebiet Westgaliziens in einem recht kurzen Zeitraum nach dem Denekamp-Interstadial einerseits zu einer recht bedeutenden morphologischen Aktivität (Abb. 1, Schicht 5 und 7) und andererseits möglicherweise zu einer schwachen Bodenbildung oder äolischen Anlieferung von gelbbraunem Schluff und Sand (Schicht 6 in Abb. 1) gekommen zu sein. Die Interpretation der Sedimentfolge, die nach dem Denekamp-Interstadial abgelagert wurde, ist allerdings noch als wenig präzise anzusehen.
8. Die Bezeichnung rezenter oder subrezenter  $A_{11}$ -Horizonte (A-C-Profile) als „Atlantische Ranker“ und die damit erfolgte Herausstellung eines besonderen Bodentyps (FRANZ 1967: 43, 49) scheint mir unrichtig zu sein. Fast an allen Profilschnitten, an denen ein rezenter, subrezenter oder älterer  $A_{11}$ -Horizont vorkommt, folgt unter diesem mit einem allmählichen Übergang unter gleichzeitiger Abnahme des Humusgehaltes ein grau-brauner  $B_v$ -Horizont, womit die Profilfolge einer Braunerde gegeben ist. So lassen sich nicht nur auf den mittelsteilen Hängen (8–12°) bei Mougas, sondern auch auf fast ebenem Gelände bei Bayona deutliche rezente Braunerden auf Granit, Granitschutt, Gneisschutt oder Gneis-Feinmaterial feststellen. Im Profil Mougas (Taf. 2, Fig. 1, Schichten 2–6) lassen sich sogar unter mächtigen subrezenten Kolluvialmassen fossile Braunerden und eventuell noch zusätzlich braune Bodensedimente (Taf. 2, Fig. 1, Schicht 6) ausgliedern. Eine genaue bodenkundlich-chemische Untersuchung der Böden steht noch aus.
9. Erstmals konnte auch das Alter der Braunerden bzw. Bodensedimente, die nach FRANZ (1967: 49) ins Würm-Riß-Interglazial, allenfalls als würminterstadial eingestuft wurden, genauer erfaßt werden: In La Guardia (Abb. 1, Taf. 1, Fig. 2) wurden die braunen Bodensedimente in dem Zeitraum zwischen  $26\,450 \pm 230$  BP (GrN - 8323) und  $28\,000 \pm 450$  BP (GrN - 8320) gebildet, in Mougas lassen sich die Braunerden etwa in den Zeitraum zwischen  $7\,400$  BP und  $18\,000$  BP stellen ( $^{14}\text{C}$ -Datum von FRANZ 1967: 40 mitgeteilt:  $5390 \pm 300$  v. Chr. für Schicht 1 in Taf. 2, Fig. 3 und GrN - 8324:  $18\,030 \pm 160$  BP für Schicht 6 in Taf. 2, Fig. 1).
10. Die Deutung der unteren grauschwarzen, braunschwarzen, schwarzen, z. T. pechschwarzen Sedimentserie und der darüber befindlichen grauen schluffig-sandigen (nach FRANZ schlickartigen) Sedimente bleibt im Zusammenhang mit der möglichen Küstenentwicklung noch weiterhin problematisch. Es wird einer sich an FRANZ (1967: 39 f.) anlehnenen Deutung der Vorzug gegeben und unter Berücksichtigung der  $^{14}\text{C}$ -Daten bei La Guardia angenommen, daß die westgalizische Küste vom Eemintergla-

- zial bis etwa zum Moershoofd-Interstadial eine schwache Senkung erfahren hat und daß dadurch die anmoorartigen, pechschwarzen ältesten Basissedimente, die auf der Ouljien-Plattform abgelagert worden waren, einen marinen Einfluß erhalten haben.
11. Nicht alle Kolluvialmassen, auch nicht das „blockreiche Kolluvium“ auf mittelsteilen Hängen bei Mougas (FRANZ: 1967: 40), sind Kolluvialmassen, sondern wahrscheinlich ungeschichtete eiszeitliche Solifluktionsschuttdecken, die in diesem Raum bereits von TRICART (1966), NONN (1966, 1969) und BROSCHE (1978) als weitflächig verbreitet nachgewiesen worden sind. Diese haben sich an der südwestgalizischen Küste nicht bis auf die sehr flachen „rasas“ des Eeminterglazials bewegt, sondern blieben offenbar auf mittelsteilen Hängen liegen. Wenn FRANZ (1967: 48, 50) mehrfach betont, daß er Indizien für eiszeitlichen Bodenfrost bzw. Bodengefrorenis in Galizien vergeblich [intensiv] gesucht hat und an anderer Stelle (S. 50 f.) mit Indizien für eiszeitlichen Bodenfrost „Kryoturbationserscheinungen“ bzw. „Frostbodenbildungen“ meint, so ist dazu zu bemerken, daß FRANZ (1967) nirgends bei seinen Untersuchungen ungeschichtete eiszeitliche Solifluktionsschuttdecken erwähnt, sie sogar ausdrücklich leugnet (S. 51). Diese sicher ebenfalls durch den eiszeitlichen Bodenfrost mitverursachten Hangschuttdecken gibt es aber in großer Ausdehnung in Galizien, und sie ziehen bis an den Meeresspiegel herab (s. o.). Eiszeitliche Kryoturbationserscheinungen, also eiszeitliche Bodenfrosterscheinungen im engeren Sinne, sind in Galizien allerdings äußerst rar. Während mir — wie FRANZ (1967: 48, 51) auch — bisher kein eindeutiges Vorkommen bekannt geworden ist, beschreibt und bildet NONN (1966: 86, 96, Planche II und Fig. 18) ein eindeutiges Vorkommen ab, das er bei Guitirriz (zwischen La Coruña und Lugo) gefunden hat. — Eine Parallelität von Phasen mit intensiver morphologischer Aktivität (Erosionsphasen) mit Pluvialzeiten (FRANZ 1967: 43, 49) ist durch nichts zu belegen.

### Literaturverzeichnis

- BROSCHE, K.-U. (1978): Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. — Abh. d. Geogr. Inst. Berlin, Sonderhefte, **1**: 287 S.; Berlin.
- & WALTHER, M. (1977): Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich. — *Catena*, **3**: 311—342; Gießen.
- VAN CAMPO & NONN, H. (1966): Une séquence de végétation insolite datant de la fin de l'époque wurmienne, dans un secteur côtier de la Galice sud-occidentale (Espagne du NW). Projet d'un article pour "Pollens et Spores" 1966: 1—10; Strasbourg.
- DELIBRIAS, G., NONN, H. & VAN CAMPO, (1964): Age et flore d'un dépôt périglaciaire reposant sur la "rasé" cantabrique près de Burela (Galice), Espagne. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, **259**: 4092—4094; Paris.
- FRANZ, H. (1967): Beiträge zur Kenntnis der Bodenentwicklung in NW-Spanien auf Grund fossiler Böden. — *Anales de Edafologia y Agrobiologia*, **26**: 33—51; Madrid.
- GEHU, J. M. & PLANCHAIS, N. (1965): Evolution de la végétation de quelques landes littorales bretonnes, d'après l'analyse pollinique des sols. — *Pollens et Spores*, **VII**, 2: 239—357; Paris.
- GUILLIEN, Y. (1963): De l'Éémien à l'Holocène: Eoglaciale, Mésoglaciale, Néoglaciale. — *Annales de Géographie*, **72**: 605—613; Paris.
- NONN, H. (1960): Les dépôts de la rasa cantabrique dans la partie occidentale (Galice; Espagne). — *Rev. de Géomorph. Dynam.*, **7-8-9**: 97—105; Strasbourg - Paris.
- (1966): Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. — *Fondation Baulig*, **III**: 591 S.; Strasbourg.
- (1969): Evolution Géomorphologique et Types de Relief en Galice Occidentale et Septentrionale. — *Revue de Géogr. Physique et de Géologie Dynamique* (2), **XI**, 1: 31—50; Paris.
- OLDFIELD, F. (1964): Late quaternary vegetational history in South-West-France. — *Pollens et Spores*, **VI**, 1: 157—163; Paris.
- TRICART, J. (1966): Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique. — *Biuletyn Periglacialny*, **15**: 313—327; Łódź.
- ZBYSZEWSKI, G. & TEIXEIRA, C. (1948): Le niveau quaternaire marin de 5—8 m du Portugal. — *Boletim da Sociedade Geologica de Portugal*, **1—2**: 1—6; Porto.

Manuskript eingegangen am 21. 1. 1981, Nachträge März 1982.

## Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode

HELMUT SIEBERTZ \*)

Method, geomorphology, map, interpretation, classification, fineness, loess, quicksand, wind sedimentation, sampling, size distribution, paleontological reconstruction, paleography.

Lower Rhine Lowlands, Nordrhein-Westfalen, TK 25. Nr.: 4203, 4303

**Kurzfassung:** Der Feinheitsgrad ist eine Kennzahl, die eine Aussage über die Zusammensetzung einer Sedimentprobe gibt und zum schnelleren Vergleich von Proben untereinander dient.

Mit Hilfe des Feinheitsgrades können Sedimente klassifiziert (Erstellung von Sedimentnomenklaturen) und Sedimentationsräume gegliedert werden. Ferner kann man mit dem Feinheitsgrad die Rekonstruktion paläogeographischer Windverhältnisse vornehmen und die Bodenart bestimmen.

### [The Meaning of the Degree of Fineness as Geomorphological Measurement]

**Abstract:** The degree of fineness is an index of the composition of sedimentary samples and makes it easier to compare different samples to each other.

It also helps (1) to classify sedimentary deposits (to set up sediment nomenclatures), (2) to distinguish between areas of different sediments, (3) to reconstruct paleogeographical wind directions and (4) to define the soil class.

### 1. Einleitung

Das Ergebnis granulometrischer Laboranalysen von Boden- oder Sedimentproben ist häufig recht differenziert. Dies ist u. a. von der Korngrößenklassifikation abhängig, die der Untersuchung zugrundegelegt wird. Je nach Fragestellung kann für die Auswertung eine mehr oder weniger differenzierte Einteilung zugrundegelegt werden.

Eine gebräuchliche und häufig benutzte Korngrößenklassifikation in der Bundesrepublik Deutschland ist z. B. die aus neun Kornfraktionen bestehende logarithmische Einteilung nach DIN 4188 (vgl. KÖSTER 1964).

Nach SCHÖNHALS (1955) genügt für viele Untersuchungen die Ermittlung der Korngrößenzusammensetzung und ihre graphische Darstellung (s. Tab. 1—3), wobei die Vergleichbarkeit von Kornanalysendaten von großer Bedeutung ist. Voraussetzung allerdings ist, daß eine Einheitlichkeit in den Untersuchungs- und Auswertungsmethoden vorliegt, um von der Bearbeitungsmethode her Ungleichheiten und Fehlerquellen zu vermeiden.

Um eine Sedimentprobe als Ganzes zu charakterisieren, muß ein Wert geschaffen werden, der als Repräsentant für die jeweilige Probe in Erscheinung tritt und je nach unterschiedlicher Sedimentzusammensetzung charakteristische Werte liefert, die miteinander in Beziehung gesetzt werden können. Da der Aussagewert einer einzelnen Sedimentprobe kaum von Bedeutung ist und für die Aussagekraft der Landschaftsgenese Reihenuntersuchungen durchgeführt werden müssen (LESER 1966), ist eine Standardisierung der einzelnen Korngrößenanalysen durch einen Repräsentativwert wichtig und arbeitstechnisch bedeutsam (vgl. SIEBERTZ 1980).

\*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geogr. Dr. H. Siebertz, Seminar für Geographie, Pädagogische Fakultät, Universität Bonn.

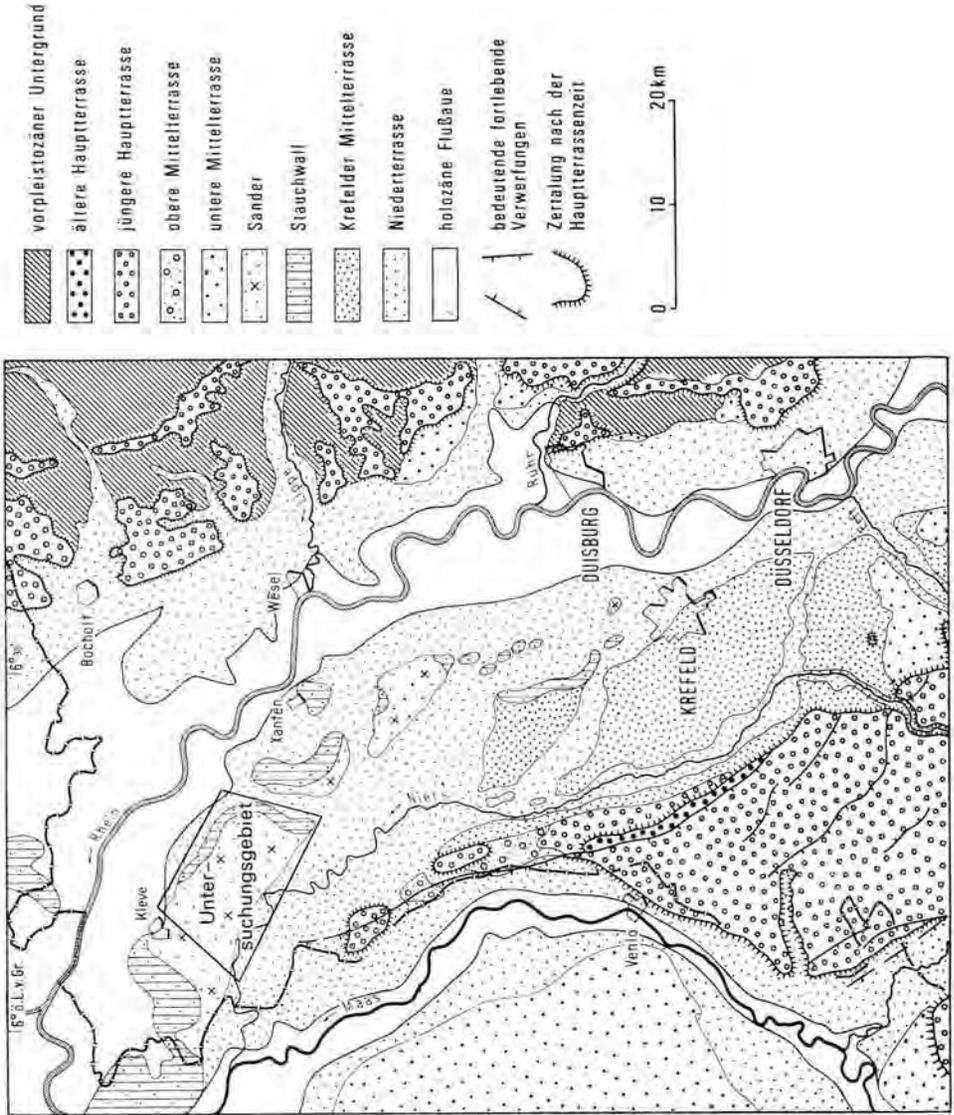


Abb. 1: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte vom Niederrhein mit Untersuchungsgebiet (nach BRAUN 1968).

Hier bieten sich Kennzahlen an, die durch ihren Zahlenwert die *Feinheit* oder *Grobheit* einer Sedimentprobe ausdrücken. Kennzahlen können miteinander in Beziehung gesetzt werden zu einer Raumstruktur und zum quantitativen Vergleich von errechneten Werten untereinander (SIEBERTZ 1980).

Kennzahlen sind in der Geowissenschaft zu den verschiedensten Zwecken benutzt worden. Nach LESER (1977) dienen sie der Herausarbeitung von Charakteristika und Signifikanzen, wobei ihnen zum Vergleich von Reihenuntersuchungen eine wichtige Bedeutung zukommt (vgl. z. B. Hesemann-Kennzahl in KÖSTER 1964 u. LESER 1977).

## 2. Die Methode

SCHÖNHALS (1955) hat den Feinheitsgrad als Kennzahl in die Literatur eingeführt. Der Terminus Feinheitsgrad bezieht sich auf die *Feinheit* bzw. *Grobheit* einer Sedimentprobe.

Für quartärgeomorphologische Fragen, die sich häufig mit dem Substrat des oberflächennahen Untergrundes befassen, ist diese sedimentologische Auswertungsmethode von großer Bedeutung<sup>1)</sup>. SIEBERTZ (1980) hat diese Methode für weichselzeitliche äolische Decksedimentuntersuchungen am unteren Niederrhein (Abb. 1) benutzt.

Die Errechnung des Feinheitsgrades ist recht einfach. Aus den Tabellen 1—3 sind die einzelnen Schritte zu ersehen, die für eine sinnvolle mathematische und graphische Auswertung von Sedimentproben von Bedeutung sind. An folgendem Beispiel sei die Errechnung des Feinheitsgrades (FG) erläutert: der Summenkurve werden die Prozentwerte entnommen, wobei die nächst höhere Fraktion der vorhergehenden additiv aufgeschlagen wird. Mit der feinsten Kornfraktion wird begonnen. Die Endsumme (645,3 in Tab. 1) wird durch die Anzahl der Kornfraktionen (9) dividiert. Das Ergebnis ist der Feinheitsgrad 71,7 (645,3:9)<sup>2)</sup>.

Tab. 1: Summenkurve und Feinheitsgrad einer Lößprobe vom unteren Niederrhein (A 30 F r25.16980; b57.29840)

Kornfraktionen DIN 4188	Anteile in %	Summenkurve in %	Feinheitsgrad FG
2—1 mm	0,1	100,0	645,3
1—0,63 "	0,4	99,9	545,3
0,63—0,2 "	3,7	99,5	445,4
0,2—0,1 "	1,7	95,8	345,9
0,1—0,063 "	2,0	94,1	250,1
0,06—0,02 "	61,1	92,1	156,0
0,02—0,006 "	14,1	a(3) 31,0	63,9
0,006—0,002 "	0,9	a(2) 16,9	32,9
< 0,002 "	16,0	a(1) 16,0	16,0
	100,0		71,7

<sup>1)</sup> Bei den Kennzahlen handelt es sich nicht um absolute Werte, sondern um Vergleichszahlen für Substrate mit einer ähnlichen Korngrößenzusammensetzung. Diese Voraussetzung wird von dem Löß in idealer Weise erfüllt (SCHÖNHALS 1955). Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten haben gezeigt, daß diese Methode an Sedimenten mit anderer Zusammensetzung ebenso gut anwendbar ist.

<sup>2)</sup> Die Addition der Kornfraktionsanteile ergibt die Summenkurve (Summe 100 %); die der Summenkurve die Endsumme zur Errechnung des Feinheitsgrades (Summe 645,3 in Tab. 1).

Tab. 2: Summenkurve und Feinheitsgrad einer Sandlößprobe vom unteren Niederrhein (A 2  $\gamma$  r25.13360; h57.30680)

Kornfraktionen DIN 4188		Anteile in %	Summenkurve in %	Feinheitsgrad FG
2—1	mm	—	100,0	599,6
1—0,63	"	0,4	100,0	499,6
0,63—0,2	"	11,9	99,6	399,6
0,2—0,1	"	2,6	87,7	300,0
0,1—0,063	"	2,7	85,1	212,3
0,06—0,02	"	59,4	82,4	127,2
0,02—0,006	"	10,1	23,0	44,8
0,006—0,002	"	4,0	12,9	21,8
< 0,002	"	8,9	8,9	8,9
		100,0		66,6

Tab. 3: Summenkurven und Feinheitsgrade zweier Flugsandproben vom unteren Niederrhein (a: A 8  $\gamma$  r25.21640; h57.28480 — b: A 17  $\alpha$  r25.20180; h57.32680)

Kornfraktionen DIN 4188		Anteile in %		Summenkurven in %		Feinheitsgrade FG	
		a	b	a	b	a	b
2—1	mm	0,1	0,3	100,0	100,0	476,6	477,2
1—0,63	"	0,3	1,4	99,9	99,7	376,6	377,2
0,63—0,2	"	22,6	30,5	99,6	98,3	276,7	277,5
0,2—0,1	"	33,9	20,9	77,0	67,8	177,1	179,2
0,1—0,063	"	7,6	10,0	43,1	46,9	100,1	111,4
0,06—0,02	"	24,2	23,9	35,5	36,9	57,0	64,5
0,02—0,006	"	5,6	4,8	11,3	13,0	21,5	27,6
0,006—0,002	"	1,2	1,8	5,7	8,2	10,2	14,6
< 0,002	"	4,5	6,4	4,5	6,4	4,5	6,4
		100,0	100,0			53,0	53,0

Die mathematische Formel zur Errechnung des Feinheitsgrades (FG) kann daher wie folgt definiert werden:

$$FG = \frac{\sum_{i=1}^n a(i)}{n}$$

wobei in diesem Falle  $n$  im Zähler die

Endsumme des Feinheitsgrades (z. B. 645,3) bildet und  $n$  im Nenner gleich neun ( $9 =$  Anzahl der Kornfraktionen) zu setzen ist.

### 3. Praktische Anwendung

Die Korngrößenzusammensetzung spielt bei der Untersuchung von (äolischen) Sedimenten eine wesentliche Rolle. Aus der Änderung der Körnung oder der Feinheit einer Probe können wichtige Schlüsse auf die Entstehung des Sediments gezogen werden. Kennzahlen dienen hier als geeignetes Mittel dazu, die Änderung der Feinheit verschiedener Proben quantitativ zu erfassen und diese in Abhängigkeit von anderen Faktoren graphisch darzustellen (SCHÖNHALS 1955).

Am unteren Niederrhein bedecken weichselzeitliche äolische Sedimente die saalezeitlichen Sanderflächen (Abb. 1). Diese Decksedimente wurden in der Vergangenheit verschiedentlich als Flugsande, Sandlöße und Flottsande/Flottlehme klassifiziert (BRAUN 1978;

MÜLLER 1954, 1959), weil sie nördlich der klassischen Lößgrenze liegen, die entlang dem Mittelgebirgsrand verläuft und im Niederrheinischen Tiefland etwa die Linie Krefeld—Mönchen-Gladbach—Aachen beschreibt (vgl. Abb. 21 in SIEBERTZ 1980). Isolierte Einzelvorkommen nördlich dieser Lößgrenze wurden meist als Sandlöße oder Flottsande angesprochen und chronologisch häufig mit den Flugsandablagerungen im nordwestdeutschen Raum gleichgesetzt (vgl. MÜLLER 1959; SCHRAPS u. a. 1978).

Im Rahmen der Erstellung des geomorphologischen Kartenblattes Kalkar im Maßstab 1 : 25 000 (DFG-Forschungsprojekt Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland) erwuchs aus der Decksedimentkartierung das Problem der Lößsedimentation und Paläogeographie auf dem Niederrheinischen Höhenzug (Abb. 1). Die bislang unzureichenden Kenntnisse über die Decksedimente in diesem Raum führten zu Fragen nach der Herkunft und Verteilung der Sedimente, nach den Windverhältnissen zur Zeit der Ablagerung sowie nach der stratigraphischen Einordnung der Decksedimente in die Nomenklatur der fossilen Löß- und Bodenbildungen am Niederrhein (vgl. SIEBERTZ 1980).

Die Untersuchungsergebnisse, die mit Hilfe der Feinheitsgradmethode gewonnen wurden, sollen nun im einzelnen dargestellt werden:

(1). Bei der Fülle der vorhandenen Proben (vgl. Tab. 1 u. 2 in SIEBERTZ 1980) bot sich der Feinheitsgrad zur Gliederung der unterschiedlich zusammengesetzten Sedimente als sehr praxisnah und flexibel. Tab. 4 zeigt die erarbeitete Nomenklatur, die der Decksedimentgliederung auf dem Niederrheinischen Höhenzug zugrundegelegt wurde (Abb. 3). Die errechneten Durchschnittswerte entstammen der granulometrischen Laboranalyse und bilden mittlere Repräsentativ- und Toleranzwerte zwischen den verschiedenen Sedimenten, wobei neben dem Feinheitsgrad charakteristische Kornfraktionen (Grobschluff und Mittelsand) als Hilfe zur feineren Gliederung herangezogen wurden. Bei den Flugsanden traten je nach Feinheit der Probe eine Verschiebung des Korngrößenmaximums vom Mittelsand (0,63—0,2 mm) zugunsten der gröberen Feinsandfraktion (0,2—0,1 mm) auf, so daß diese beiden Kornfraktionen zusammengezogen wurden (0,63—0,1 mm).

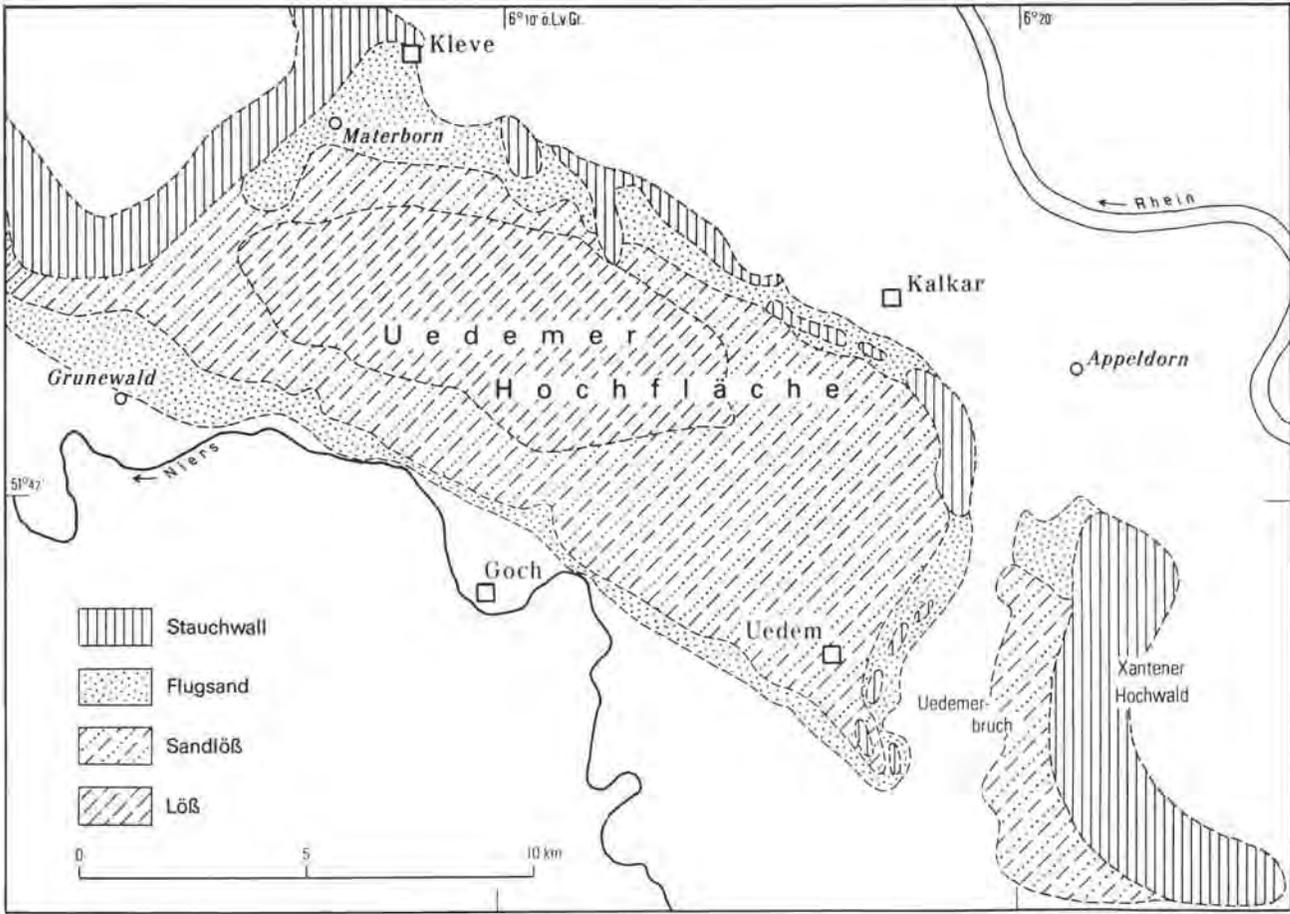
Um die Sedimente sinnvoll gliedern zu können und dabei nicht zu große Toleranzwerte in der Zusammensetzung benutzen zu müssen, wurde innerhalb der lößverwandten Sedimente zwischen einem Sandlöß und einem Flottsand unterschieden (s. Tab. 4). Der Flottsand gehört zu den lößverwandten Sedimenten und nimmt eine Zwischenstellung zwischen den Sandlössen und den fein sortierten Flugsanden ein.

(2). BRAUN (1968) hat das Kartenblatt C 4302 Bocholt geologisch kartiert, welches den Raum des nördlichen Niederrheinischen Höhenzuges abdeckt. Die kartierten Decksedimente sind in einer vereinfachten Karte bei KLOSTERMANN (1980) dargestellt (Abb. 2). Ferner liegt eine pedologische Karte Blatt Bocholt 1 : 100 000 vor, deren bodenkundliche Klassifizierungen sich weitgehend mit der Sedimentverteilung in Abb. 2 decken, so daß beim Vergleichen beider Kartenwerke vielfach Übereinstimmungen zwischen Substrat und Boden vorhanden sind.

Mit Hilfe der Decksedimentnomenklatur hat SIEBERTZ (1980) eine neue Verteilung der Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug vorgenommen (Abb. 3). Beide Abbildungen (2 u. 3) zeigen eine unterschiedliche räumliche Verteilung der Decksedimente, die ferner durch eine Gliederung der Sedimente in Flugsande und lößähnliche Ablagerungen ergänzt wird. Damit werden klar zwei unterschiedliche Sedimentationsräume herausgestellt: 1. Flugsandablagerungen im E und SE, 2. Löß-, Sandlöß- und Flottsandablagerungen im SW und im Zentrum der Sanderhochfläche.

Entsprechend der Decksedimentneuverteilung zeigen jüngere bodenkundliche Klassifizierungen für diesen Raum bei HEIDE (1978), daß zwischen der Verbreitung der Sedimente

Abb. 2: Verteilung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug  
 (nach KLOSTERMANN 1980).



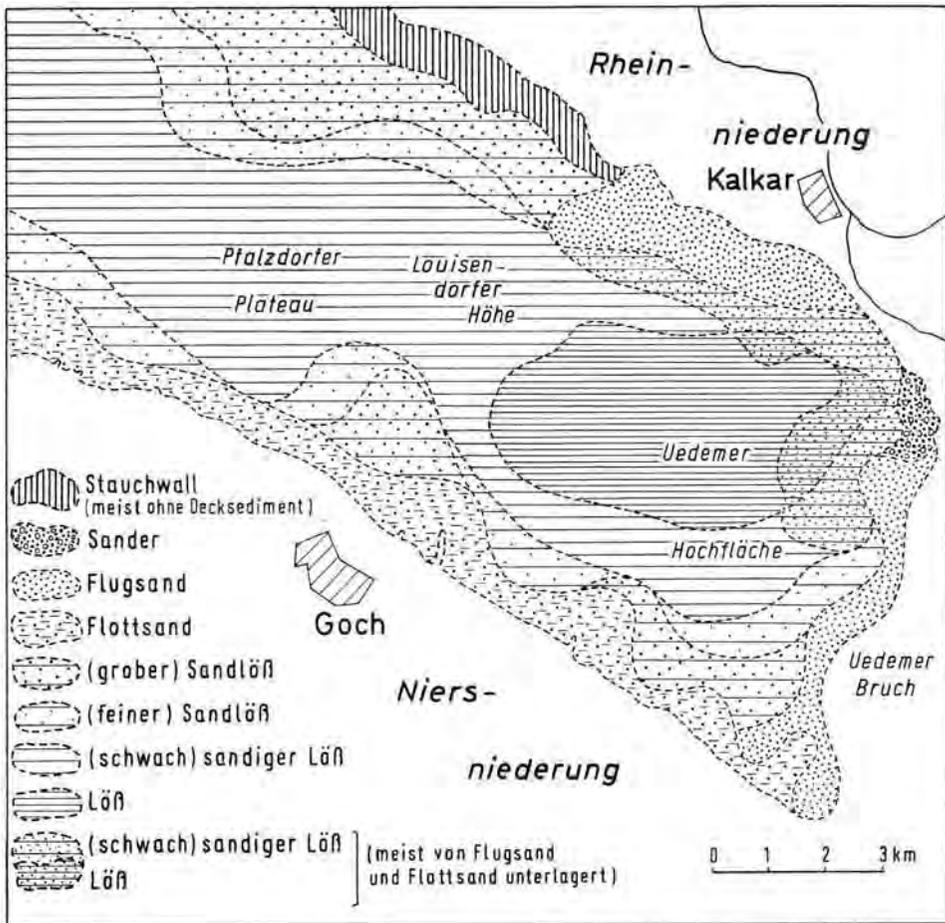


Abb. 3: Verteilung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug (nach SIEBERTZ 1980).

in Abb. 3 und den dazugehörigen charakteristischen Böden eine weitgehende Übereinstimmung vorliegt. Die Lössen bilden Parabraunerden, die (schwach) sandigen Lössen und Sandlössen Braunerden, die Flott- und Flugsande Podsol-Braunerden aus (s. HEIDE 1978).

(3). SCHÖNHALS (1955) bemerkt, daß durch eine Vermehrung der Beobachtungsstellen und der Proben in den einzelnen Profilen es wohl auch möglich wäre, „Linien gleicher Feinheit“ zu rekonstruieren, die dann ein noch besseres Bild von den regionalen Unterschieden der Körnung vermitteln. Eine paläogeographische Rekonstruktion der Windrichtungen anhand von weichselzeitlichen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug hat SIEBERTZ (1980) vorgenommen (Abb. 4). Dies konnte mit Hilfe des Feinheitsgrades sinnvoll durchgeführt werden, bei der gleiche Kennzahlenwerte durch Linien miteinander verbunden wurden (Linien gleicher Feinheit = Isokatharosen)<sup>3)</sup>.

<sup>3)</sup> In der griechischen Sprache ist der Begriff Feinheit nicht bekannt, sondern der Terminus Reinheit (= Katharos), der in der Bedeutung der Feinheit gleichkommt. Deshalb wurde der Terminus Reinheit durch den Begriff Feinheit ersetzt und dem griechischen Katharos gleichgesetzt.

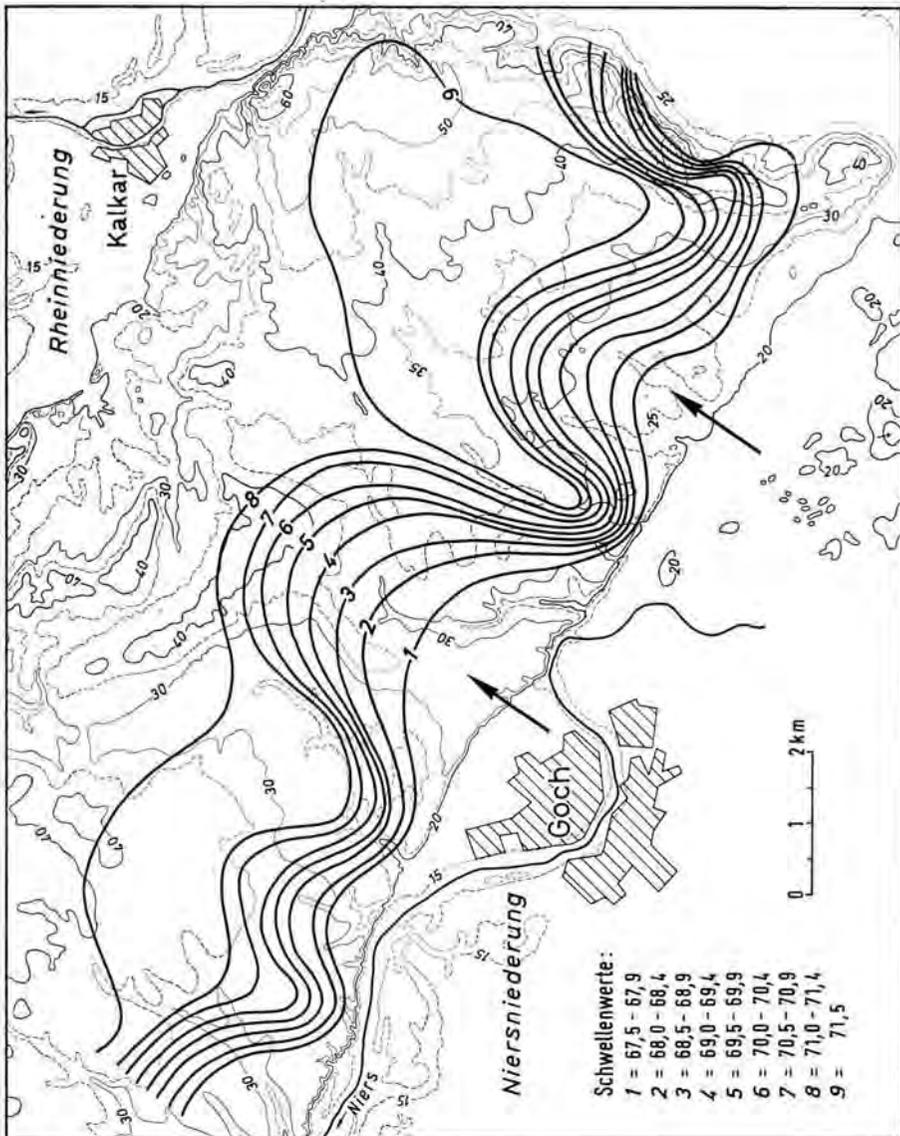


Abb. 4: Verteilung der Isokatharsen (Linien gleicher Feinheit) mit Windrichtungen.

Die Isolinien geben ein relatives Maß für die Windstärke, welche in der Aufeinanderfolge der Schwellenwerte zum Ausdruck kommt, die von SW zur Sanderhochfläche in der Feinheit zunehmen. Mit abnehmender Windgeschwindigkeit und Transportkraft kommt es zur Saigerung der feineren Sedimentbestandteile. Das Relief der Sanderhochfläche hat ferner Einfluß auf die Winddynamik und damit verbunden auf die Verbreitung der Sedimente. Aus dem Isolinienfeld in Abb. 4 läßt sich dies gut ableiten: flaches Relief im SW

Tab. 4: Nomenklatur äolischer Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug.

Art	$\phi$ FG	$\phi$ Grobschluff	$\phi$ Mittelsand (0,63—0,2 mm)	$\phi$ Profilmächtig- keiten
Flottsand	62—65	49 %	15 % <sub>a</sub>	60— 80 cm
grober Sandlöß	67/68	54 %	10—11 % <sub>a</sub>	60— 80 cm
feiner Sandlöß	69/70	57 %	7 %	60— 80 cm
(schwach) sandiger Löß	71	61 %	4—5 %	80—100 cm
Löß	72	62 %	2—3 %	100—120 cm
Art	$\phi$ FG	$\phi$ Grobschluff	$\phi$ Sandfraktionen (0,63—0,1 mm)	
grober Flugsand	54	23 %	55 %	
feiner Flugsand	59	35 %	40 %	

bei Uedem, schnelles Saigern der Sedimente auf kurzem Raum und Ablagerung der feinsten Sedimente auf einer relativ großen Fläche (Isolinie 9. Schwellenwert), die weit an den südwestlichen Sanderhang (Niersniederung) heranreicht; nordwestlich davon ist eine Windgasse ausgebildet, deren feinste Isolinie (8. Schwellenwert) weit auf der Sanderhochfläche verläuft und im Abstand der Isolinien zueinander erkennen läßt, daß eine allmähliche Saigerung der Sedimente stattgefunden hat. Der Wind hat senkrecht zu den Isolinien geweht (Abb. 4).

Tab. 5: Sedimentologischer Aufbau eines Lößprofils vom unteren Niederrhein (r25.16980; h57.29840)

A 30 Tiefe in cm	Abschnitte	Feinheitsgrade FG
20 cm		
40 cm	$\zeta$	70,0
60 cm	$\epsilon$	71,7
80 cm	$\delta$	74,9
100 cm	$\gamma$	73,8
120 cm	$\beta$	72,4
140 cm	$\alpha$	70,1
Steinsohle		$\bar{x} = 72,2$

Bei der Errechnung der Schwellenwerte wurde methodisch wie folgt vorgegangen (vgl. Tab. 5): für jeden Profilschnitt (20 cm) wurde der Feinheitsgrad errechnet. Da gleiche Profilschnitte verschiedener Aufschlüsse nicht syngenetisch abgelagert sein müssen, durften gleiche Kennzahlen dieser Profilschnitte nicht unmittelbar miteinander in Beziehung gesetzt werden. Nach der Annahme, daß unter gleichbleibender Windstärke zur gleichen Zeit gleichmäßige äolische Ablagerungen gebildet wurden, erfolgte für homogen aufgebaute Profile die Errechnung einer Mittelwertskennzahl (Beispiel A 30 =  $\bar{x}$  FG 72,2 in Tab. 5), die für alle an diesem Profil beteiligten Abschnitte als repräsentativ angesehen wurde. Profile mit gleichen Mittelwertskennzahlen wurden durch eine Linie miteinander verbunden (Isokatharosen); Profile mit meist inhomogenem Sedimentaufbau erhielten keine Mittelwertskennzahl (Abb. 4). Dies kann von verschiedenen Faktoren abhängig sein: keine regelmäßige Sedimentation, geringmächtige Profile, Verunreinigungen im Profil durch Umlagerungen.

#### 4. Probleme in der Anwendung

Für die Quartärforschung, die u. a. verstärkt auf der Basis von Korngrößenanalysen arbeitet und von Geologen, Pedologen sowie Geomorphologen gleichermaßen angesprochen wird, ist der Feinheitsgrad eine wichtige Stütze und Hilfe. Er ist ein relatives Maß für die günstigste Konstellation der an einer Probenzusammensetzung beteiligten Kornfraktionen. Je höher die Kennzahl, desto feiner ist die Probe; je niedriger die Kennzahl, um so gröber ist sie (SCHÖNHALS 1952). Als Beispiel seien hier die Kennzahlen aus den Tab. 1—3 genannt, die deutlich die unterschiedlichen Feinheitsgradstufen der verschiedenen Sedimente zum Ausdruck bringen. Zu beachten ist, daß sich der Feinheitsgrad entsprechend dem Divisor ändert, der aus der Anzahl der Kornfraktionen gebildet wird, so daß sich bei Zu- oder Abnahme der Kornfraktionsanzahl der Genauigkeitsgrad des Feinheitsgrades (leicht) ändert.

Bei der Bearbeitung der äolischen Decksedimentproben vom Niederrheinischen Höhenzug hat sich gezeigt, daß ein hoher Feinheitsgrad innerhalb eines Vertikalprofils (z. B. Lößprofil A 30 in Tab. 5) nicht unbedingt mit einem B<sub>1</sub>-Horizont im pedologischen Sinne zusammenfallen muß. Je nach Zusammensetzung der Probe kann der erhöhte Tongehalt einen Einfluß auf den Feinheitsgrad ausüben, jedoch zeigte sich beim Errechnen der Kennzahl, daß (meist) der hohe Grobschluffanteil bei den Lössen die Feinheit der Kennzahl steuert (SIEBERTZ 1980). Tonanreicherungsbander können mit dieser Methode wohl lokalisiert werden, Unterschiede zwischen Verlehmungen und Lessivierungen müssen allerdings im Labor mit speziellen Untersuchungsmethoden erarbeitet werden.

Die Praxis zeigte, daß sich die Kennzahlen für Nomenklatur- und Gliederungszwecke sehr gut eignen. Hier ist allerdings zu beachten, daß neben dem Feinheitsgrad noch andere Werte zu Rate gezogen werden sollten, z. B. charakteristische Kornfraktionen, die für den sedimentologischen Aufbau einer Probe von Bedeutung sind. Es sind die Kornfraktionen des Grobschluffs und des Mittelsandes (0,63—0,2 mm) bzw. bei Flugsanden häufig im Wechsel die Fraktionen des gröbereren Feinsandes (0,2—0,1 mm) mit der des Mittelsandes oder der Mittelwert beider Fraktionen zusammen (0,63—0,1 mm).

#### 5. Zusammenfassung

Für die praktische Anwendung der Feinheitsgradmethode in der Quartärmorphologie bieten sich zusammenfassend folgende Möglichkeiten an:

- 1) Gliederung unterschiedlicher Sedimentationsräume (bei einer flächendeckenden sedimentologischen Bearbeitung eines geographischen Raumes)
- 2) Vergleich von (unterschiedlichen) Proben und Sedimentationsräumen miteinander (Voraussetzung ist hier die gleiche methodische Bearbeitung und Auswertung der Proben)
- 3) Erstellung von sedimentologischen Klassifikationen und Nomenklaturen (für die Bildung von Schwellenwerten sollten neben der Kennzahl charakteristische Korngruppen herangezogen werden)
- 4) Lokalisierung von starken Verlehmungsvorgängen und Tonanreicherungen innerhalb eines Sedimentprofils (die Ursachen — Verwitterung oder Lessivierung — werden damit nicht geklärt)
- 5) Rekonstruktion von Windrichtungen zur Zeit der Sedimentablagerungen und damit verbunden Rückschlüsse auf die Paläogeographie
- 6) Bestimmung und Ableitung der Bodenart.

### Schriftenverzeichnis

- BRAUN, F. J. (1968): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zur geologischen Karte C 4302 Bocholt, 13—92, 12 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- (1978): Zur Herkunft und Zusammensetzung des „Sandlösses“ auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 335—343, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- HEIDE, G. (1978): Boden und Bodennutzung. — In: Geologie am Niederrhein, 35—38, 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- KLOSTERMANN, J. (1980): Die Ursachen der konzentrischen Anordnung von Flugsand, Sandlöss und Löss auf der Uedemer Hochfläche. — Der Niederrhein, **47**: 1—5, 4 Abb.; Krefeld.
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. — 336 S., 109 Abb., 68 Tab., Stuttgart (Enke).
- LESER, H. (1966): Pedologisch-sedimentologische Untersuchungen als geomorphologische Methode. — Forschungen u. Fortschritte, **40**: 296—300; Berlin.
- (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. — 446 S., 91 Abb., 28 Tab., Berlin (de Gruyter).
- MÜLLER, E. H. (1954): Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. — Geol. Jb., **69**: 401—406, 1 Taf., Hannover.
- (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildung in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 255—265, 1 Abb.; Krefeld.
- SIEBERTZ, H. (1980): Weichselzeitliche äolische Sedimente des Reichswaldes (unterer Niederrhein) und ihr paläogeographischer Aussagewert. — Diss. Univ. Bonn. 143 S., 23 Abb., 10 Tab.; Bonn.
- SCHÖNHALS, E. (1952): Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. — Geol. Jb., **66**: 291—304, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- (1955): Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**: 133—147, 10 Abb., 8 Tab.; Öhringen.
- SCHRAPS, W. G. u. a. (1978): Zur Nomenklatur quartärer bodenbildender Substrate Nordrhein-Westfalens. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 507—517, 1 Tab.; Krefeld.

Manuskript eingegangen am 8. 1. 1982.



## Sedimente und Relief einer eiszeitlichen Hohlform bei Krempel (Elbe-Weser-Dreieck)

UDO LADE & HORST HAGEDORN \*)

Periglacial features, pedogenesis, solifluction, paleosol, parabrown soil, podzol, soil profile, size distribution, sand, open pit mining, alluvium, depression, paleontological reconstruction, paleo-relief, Warthe Glacial, Weichsel Glacial, Eem Brörup Stadial, Brörup Odderade Stadial, Holocene. North West German Lowlands, Krempel, Niedersachsen, TK 25 Nr.: 2218

**Kurzfassung:** Aus einer Sandgrube bei Krempel (Elbe-Weser-Dreieck) werden periglaziäre Sedimente und Reste zweier fossiler Böden des Pleistozäns, eingelagert in eine fossile Hohlform, beschrieben.

Aus der Reliefentwicklung ließ sich ein schematischer Zyklus hinsichtlich Klima, Transport- bzw. Bildungsvorgang und Sediment bzw. Bildungsprodukt ableiten:

Stadial	———	Abspülung	—————>	geschichtete Sande und Kiese;
Hochstadial/-glazial	———	Solifluktion	—————>	Fließerde;
Interstadial/-glazial	———	Bodenbildung	—————>	Boden.

Das Schema sollte an anderer Stelle auf seine Allgemeingültigkeit überprüft werden.

### [Sediments and Relief of a Glacial Hollow near Krempel (Elbe-Weser-Triangle)]

**Abstract:** Periglacial sediments and relicts of two fossil soils were found in an infilled hollow in a sand-pit near Krempel (Elbe-Weser-triangle). The lower soil has been indirectly dated by means of a neighboring peat in the center of the hollow, whereas the upper soil probably developed in the Brörup interstadial.

The following idealized cycle can be derived concerning climate, transport or formational process, and sediment or formational product:

Stadial	———	slope wash	—————>	bedded sands and gravels;
Plenistadial/pleniglacial	———	solifluction	—————>	solifluction deposits;
Interstadial/interglacial	———	soil formation	—————>	soil.

The model should be tested for its general relevance in other places.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Arbeitsmethodik
3. Lage, Geologie und Morphologie
4. Beschreibung
  - 4.1. Sandgrube Sonnen-Berg-NW
  - 4.2. Profile Sonnen-Berg-NW
  - 4.3. Reliefentwicklung
5. Schriftenverzeichnis

### 1. Einleitung

Abflußlose Hohlformen sind Sedimentfallen und eignen sich daher für Untersuchungen der Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge in der näheren Umgebung. Eine in ihrem Randbereich aufgeschlossene, heute nicht mehr existierende Hohlform fanden wir in einer

\*) Anschriften der Autoren: Dr. U. L a d e u. Prof. Dr. H. H a g e d o r n, Geographisches Institut der Universität, Am Hubland, D-8700 Würzburg.

kleinen Sandgrube nordwestlich des Sonnen-Berges bei Krempel. Die Grube bekam die Bezeichnung „Sonnen-Berg-NW“ und enthielt neben periglaziären Sedimenten Reste zweier fossiler Böden. Im zentralen Bereich der fossilen Hohlform lagert ein eemzeitlicher Torf, dem altersmäßig der untere Boden entspricht (vgl. 4.2). Durch diese Datierung konnten die eingelagerten Sedimente altersmäßig abgeschätzt und genetisch klassifiziert sowie das Relief der Hohlform zu verschiedenen Zeiträumen, insbesondere auch während der Bodenbildungsphasen, rekonstruiert werden. Aufgabe dieser Arbeit ist es daher, einen Beitrag zur Reliefentwicklung seit der letzten Inlandvereisung am Ort, des Drenthe-2-Vorstoßes, zu liefern.

Der Sandabbau wurde Ende 1980 eingestellt. Hauptsächlich wegen der fossilen Böden ist — mit Einverständnis des Besitzers, Ortsbürgermeister H. PETERS — die verbliebene Abbauwand unter Naturschutz gestellt worden.

Die Untersuchungen in der Sandgrube Sonnen-Berg-NW geschahen im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützten Forschungsprogrammes über weichselzeitliche Sedimente, ihre Genese und die entsprechende Reliefentwicklung in Nordwestdeutschland. Für diese Unterstützung sei der DFG herzlich gedankt. Ebenfalls danken möchten wir Herrn Prof. Dr. G. ROESCHMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover, für die ständige Beratung im Gelände und Herrn Prof. Dr. K.-E. BEHRE, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wüstenforschung in Wilhelmshaven, sowie Herrn Dr. E. SCHULZ, Geographisches Institut der Universität Würzburg, für pollenanalytische Untersuchungen.

## 2. Arbeitsmethodik

Der Aufschluß Sonnen-Berg-NW wurde etwa 2,5 Jahre ständig beobachtet und zusammen mit dem angrenzenden Gelände auf verschiedene Weisen untersucht.

Um die angeschnittenen Schichten flächenhaft verfolgen und das Altrelief rekonstruieren zu können, sind 25 Schlitzsondierungen niedergebracht worden. 16 davon wurden für Profilschnitte benutzt (vgl. Abb. 4). In den Grubenwänden wurden die Einregelungen von Geschiebelängsachsen und Schichteinfallen gemessen. Schließlich wurden folgende Laboruntersuchungen veranlaßt: Pollen- und Korngrößenanalysen sowie die Bestimmung von Zurundung und Glanz von Sandkörnern (vgl. Tab. 1).

Die Untersuchungsergebnisse dienen gleichzeitig als Grundlage für bodenkundliche Untersuchungen, die von ALTEMÜLLER, Forschungsanstalt für Landwirtschaft in Braunschweig-Völkenrode, und ROESCHMANN durchgeführt worden sind. Darüber berichten beide gesondert.

## 3. Lage, Geologie und Morphologie

Etwa 1 km nordöstlich des Ortes Krempel (15 km S Cuxhaven) auf Bl. 2218 Wanna der TK 25 liegen zwei alte und überwiegend verfallene Sandgruben, von denen in der westlich gelegenen noch abgebaut wurde. Die Abbauwand befindet sich im Hangbereich nordwestlich des Sonnen-Berges, mit 26,8 m +NN höchster Punkt der näheren Umgebung (vgl. Abb. 1). Der Hang leitet zur breiten Niederung der Emmelke über. Diese Niederung ist Teil einer weit ins Binnenland, bis Bederkesa reichenden Bucht, die als Hadelner Bucht bezeichnet wird und nach DECHEND & LANG (1965) ein drenthezeitliches Zungenbecken darstellt.

Der Sonnen-Berg samt seiner Umgebung liegt auf einer nach E auslaufenden und von der Altenwalder—Neuenwalder Geest vorspringenden Halbinsel. Stratigraphisch ist sie Teil der Altenwalder Staffel, eines N—S-streichenden Höhenzuges, der die äußerste Drenthe-2-zeitliche Eisrandlage im nördlichen Elbe-Weser-Dreieck darstellt (MEYER & SCHNEEKLOTH 1973; LADE 1980).

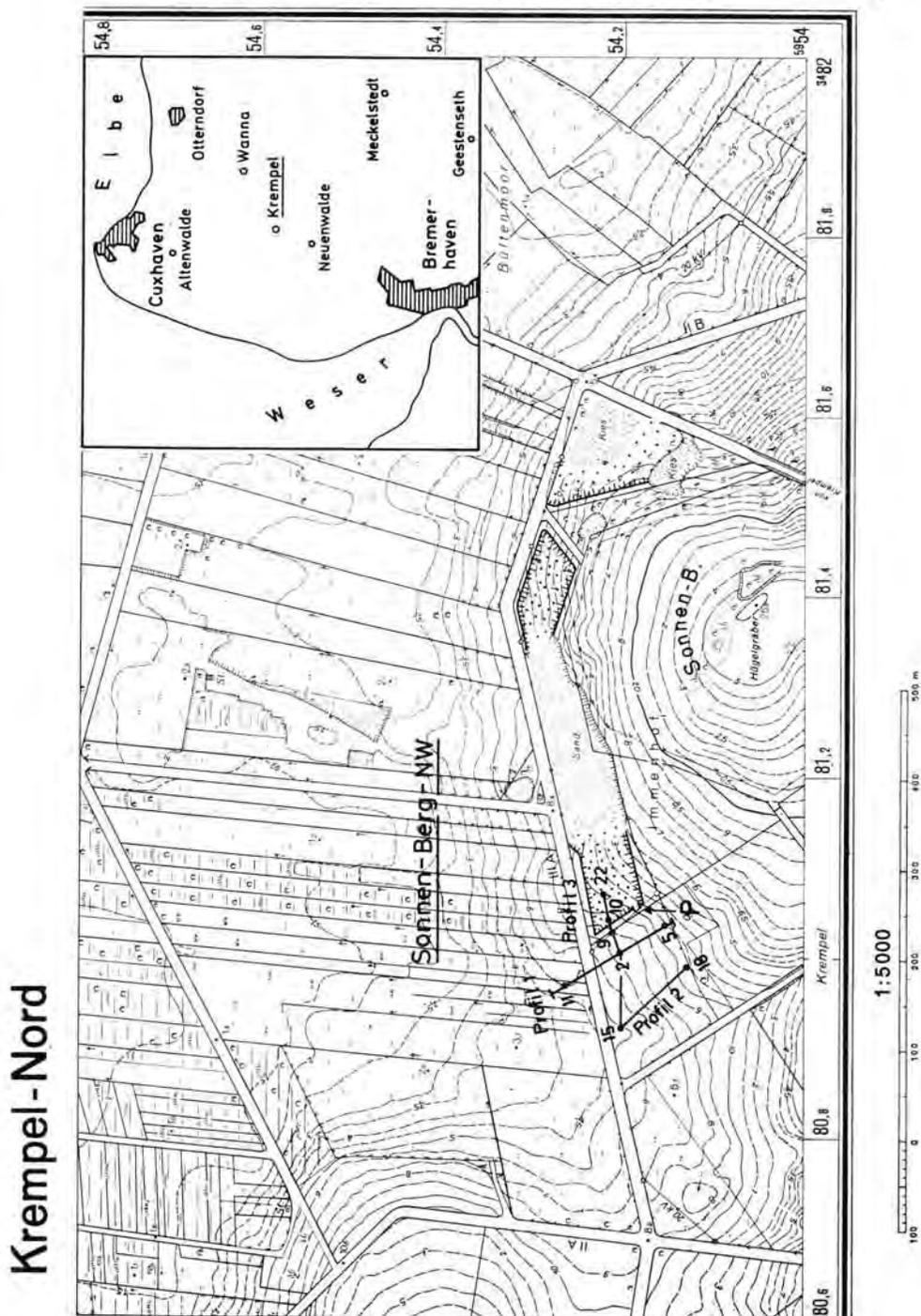


Abb. 1: Lage der Sandgrube Sonnen-Berg-NW, der Profile Sonnen-Berg-NW 1—3 und des Wand-ausschnittes P. — Verkleinerter Ausschnitt DGK 5.

Kartengrundlage: Deutsche Grundkarte 1 : 5000, 2218/26 Krempel-Nord, Ausgabe 1971.  
 Vervielfältigung mit Erlaubnis des Herausgebers: Katasteramt Wesermünde, Bremerhaven,  
 den 18. 12. 1980, A 2842/80.

In der direkten Umgebung des Sonnen-Berges herrschen glazifluviale Sande und Kiese in meist ungestörter Lagerung vor. Nur einmal wurde als eindeutig glaziäre Störung eine Falte beobachtet (direkt südlich Sondierung 22, fast auf Höhe der nächsten Feldgrenze; vgl. Abb. 1). Daneben wurden Geschiebelehm und glimmerhaltige Feinsande mit Schlufflagen angetroffen (vgl. Abb. 4). Andere Sondierungen, die nicht in den Profillinien liegen, stießen in grauen Geschiebemergel. All diese Schichten werden ins Drenthe-Stadium gestellt. Unsicher ist, ob sie Drenthe-1- oder Drenthe-2-zeitlich zur Ablagerung gekommen sind.

An anderen Hangbereichen der Geesthalbinsel Krempel tritt Geschiebemergel auf, der im oberen Teil viele Kreidegeschiebe führt und hellbraun und hellgrau gefärbt ist, im unteren Teil dagegen selten Kreidegeschiebe enthält, schwächer kalkig und grau gefärbt ist. Die Vorkommen liegen stets im Grundwasserbereich. Wegen der petrographischen Eigenheiten wird die Moräne dem Drenthe-2-Vorstoß, dem im Hamburger Raum der Niendorfer Vorstoß entspricht, zugeordnet. Danach könnte der graue Geschiebemergel am Sonnen-Berg ebenso alt sein.

An der Oberfläche der direkten Umgebung der Sandgrube Sonnen-Berg-NW, auch über der fossilen Hohlform, ist — wie fast überall in der Geest — eine Kies- und Steinbestreuung zu beobachten.

## 4. Beschreibung

### 4.1. Sandgrube Sonnen-Berg-NW

Anfang 1978 waren die Reste beider fossiler Böden noch in der Gänze aufgeschlossen und zeigten durch ihre konkave Lagerung eine Depression an, die nach den Sondierungen eine abflußlose Hohlform ist. Im Verlaufe des weiteren Abbaus wurde das Einfallen aller Schichten in Abbaurichtung beobachtet, wobei der untere Boden schneller als der obere abtauchte, d. h. die Mächtigkeit des zwischenlagernden Sandes zunahm. Bereits im Herbst 1978 lag im zentralen Bereich der Sandgrube der B-Horizont des unteren Bodens fast unter Grubensohle (vgl. Abb. 2). Bei Beendigung des Abbaus war die Oberkante des unteren Bodens in der Grubenmitte auf 2,5 m unter Grubensohle abgetaucht.

Nachfolgend werden die aufgeschlossenen Schichten und Horizonte (vgl. Abb. 2 + 3) beschrieben. Die — zunächst bis zum Vorliegen weiterer bodenkundlicher Untersuchungsergebnisse vorläufige — bodengenetische Ansprache wurde freundlicherweise von ROESCHMANN vorgenommen.

#### Schicht 1

Weichselzeitliche, vermutlich weichselhochglaziale Fließerde mit holozänem Parabraunerde-Podsol (Oberboden abgeschoben).

Die Farbe des verbliebenen B-Horizontes variierte zwischen graubraunen und rotbraunen Tönen. Eine Korngrößenanalyse ergab (Gew.-%) für Ton und Schluff (T + U) 23 %, Feinsand (fS) 29 %, Mittelsand (mS) 41 %, Grobsand (gS) 6 % und Kies (G) 1 %. Gerölle und Steine mit Durchmessern bis zu mehreren Dezimetern sind stärker vertreten als die Analyse angibt. An der abgeschobenen Oberfläche tauchte stellenweise ein Stein-Pflaster auf, das vermutlich eine Anreicherung an der Oberkante eines ehemaligen Dauerfrostbodens ist. Wegen der gemischtkörnigen Zusammensetzung wird für die Gesamtschicht Bodenfließen, wahrscheinlich über Dauerfrostboden, angenommen.

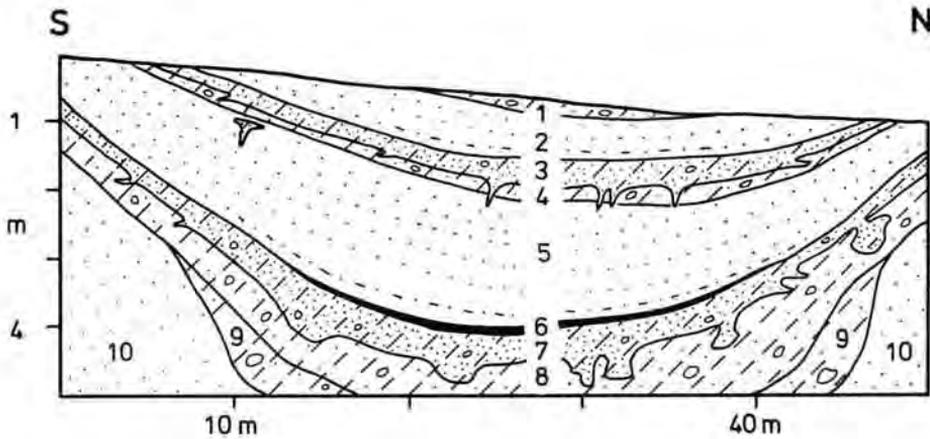


Abb. 2: Schematische Übersichtsskizze der Sandgrube Sonnen-Berg-NW auf Bl. 2218 Wanna (TK 25); Abbaustand: Herbst 1978.

#### Schichten:

- 1: Weichselzeitliche, vermutlich weichselhochglaziale Fließerde mit holozänem Parabraunerde-Podsol (Oberboden abgeschoben).
- 2: Niveofluviatile Fein- und Mittelsande vermutlich des Brörup-Odderade-Stadials.
- 3: Eem-Brörup-stadiale Fließerde mit vermutlich brörupzeitlichem, periglaziär verändertem Bleichhorizont eines fossilen Bodens.
- 4: Eem-Brörup-stadiale Fließerde mit vermutlich brörupzeitlichem, z. T. periglaziär verändertem B-Horizont eines fossilen Bodens.
- 5: Eem-Brörup-stadiale niveofluviatile Fein- und Mittelsande.
- 6: Eem-Brörup-stadiale niveofluviatile Humusschicht.
- 7: Warthezeitliche Fließerde mit eemzeitlichem, periglaziär verändertem, z. T. umgelagertem Bleichhorizont eines fossilen Bodens.
- 8: Warthezeitliche Fließerde mit eemzeitlichem, periglaziär verändertem B-Horizont eines fossilen Bodens.
- 9: Warthezeitliche Fließerde.
- 10: Warthezeitliche niveofluviatile Sande.

#### Schicht 2

Niveofluviatile Fein- und Mittelsande vermutlich des Brörup-Odderade-Stadials mit rezenten  $B_1$ -Bändern.

Der Sand war durchgehend hellbraun gefärbt und parallelgeschichtet. Im oberen Teil tauchten feine Gerölle, die z. T. lagenweise angeordnet waren, auf, während im unteren halben Meter sich zunehmend humose Lagen einschalteten, die als umgelagertes humoses Bodenmaterial des oberen fossilen Bodens gedeutet werden.

Stellenweise war die Schichtung durch Eiskeile und Frostspalten, die z. T. auch den darunter liegenden fossilen Boden durchstießen, gestört. Verwerfungen mit Versätzen im dm-Bereich wurden ebenfalls beobachtet. Sie zeigen schichtweise Bewegungen im gefrorenen Zustand an, deren Ursache vermutlich Setzungen des in der Hohlform gebildeten Torfes und dadurch bedingte Schichtverschiebungen zum Hohlformtiefsten waren (vgl. Schicht 5).

## Schicht 3

Eem-Brörup-stadiale Fließerde mit vermutlich brörupzeitlichem, periglaziär verändertem Bleichhorizont eines podsolähnlichen Bodens mit rezenten B<sub>t</sub>-Bändern.

Der Horizont war im zentralen Bereich fast weiß, randlich weißgrau und durch isolierte kleine Pflanzenreste schwarz gesprenkelt sowie schichtungslos. Korngrößenmäßig handelt es sich um einen feinkiesigen und schwach schluffigen, z. T. auch stärker schluffigen Sand. In näherer Lage zur heutigen Oberfläche war stellenweise eine Kies-Sohle zu beobachten.

Aufpressungsformen, schräg bis zur obersten Fließerde verlaufende Verwerfungslinien und Humusschlieren unterschiedlicher Form belegen eine nachträgliche periglaziäre Beeinflussung. Auf kurzwegiges Bodenfließen sind hakenförmige Aufschleppungen an der Oberkante des B-Horizontes zurückzuführen. Wegen dieser Störungen ist der Bleichhorizont als parautochthon zu bezeichnen.

Die rezenten B<sub>t</sub>-Bänder verliefen in der Regel schichtkonform und zeichneten Störungsstrukturen nach. Dies gilt auch für die hangenden Sande. Randlich bei größerer Nähe zur heutigen Oberfläche enthielten Bleichhorizont und hangende Sande bis fingerdicke und -lange Tierwühlgänge, die vermutlich erst im Holozän entstanden sind. Die Pflanzenreste waren durchweg schwarz gefärbt und bestanden — soweit an den Strukturen erkennbar — z. T. aus Stengeln und Blättern einer Bodenvegetation.

Wie bei Schicht 1 wird für die Genese dieses Substrates als auch das des liegenden B-Horizontes Bodenfließen angenommen.

## Schicht 4

Eem-Brörup-stadiale Fließerde mit vermutlich brörupzeitlichem, z. T. periglaziär verändertem B-Horizont eines podsolähnlichen Bodens.

Die Farbe dieses Horizontes variierte zwischen orangebraun und rostfarben; Schichtung war nicht zu erkennen. Nach einer Korngrößenanalyse, deren Probe aus dem zentralen Bereich der Grube stammt, verteilen sich die Fraktionen wie folgt: T: 9%, U: 16%, fS: 24%, mS: 44%, gS: 6% und G: 1%. Steine bis Faustgröße waren vereinzelt enthalten. Da innerhalb der Schluff-Fraktion Grobschluff mit fast 9% dominierte, ist ein erheblicher Feinkornanteil nicht pedogenetisch angereichert, sondern sedimentiert worden. D. h., daß bereits primär ein breites Korngrößenspektrum vorhanden war und daher sedimentgenetisch eine Fließerde angenommen werden kann.

Nachträgliche Störungen spiegelten sich eindrucksvoll in schräg stehenden bis waagrecht ausgezogenen, z. T. abgescherten (vgl. Abb. 3, Oberkante Schicht 5) Wurzelröhren wieder. Sie waren mit Bleichsand gefüllt und stießen z. T. bis in den liegenden Sand. Mehrfach wurden treppenförmige Strukturen mit Verlagerungsbeträgen bis 0,2 m beobachtet.

Zum Alter dieses Bodens und ergänzend zu den Ausführungen zu Schicht 2 sei erwähnt, daß aus der näheren und weiteren Umgebung mehrere fossile oder existierende Hohlformen mit organogenen Ablagerungen der Eem-Warmzeit und des Brörup-Interstadials bekannt geworden sind, so durch BEHRE (1974) von Wanna und durch LADE (1980) von Meckelstedt und Geestenseth (vgl. Abb. 1). Die eingelagerten Schichten dort sind denen hier vergleichbar.

Bei eigenen Untersuchungen in einer anderen Sandgrube, die etwa 1,3 km NNW Sandgrube Sonnenberg-Berg-NW in derselben morphologischen Position liegt und ebenfalls zwei fossile Böden beherbergt (aus einer weiteren Grube 300 m weiter westlich beschreibt HENRICI bereits 1962 zwei fossile Böden), wurden in 100 m Entfernung in Richtung Niederung zwei verschiedene Torfe erfaßt, die von BEHRE (schr. Mitt. v. 15. 1. 79) in die Eem-Warmzeit und in die erste Hälfte des Brörup-Interstadials datiert wurden. Leider ist der Versuch, mit Hilfe von Sondierungen Torfe und Böden lückenlos miteinander zu verbinden, nicht voll geglückt. Stellenweise fehlte ein Boden,

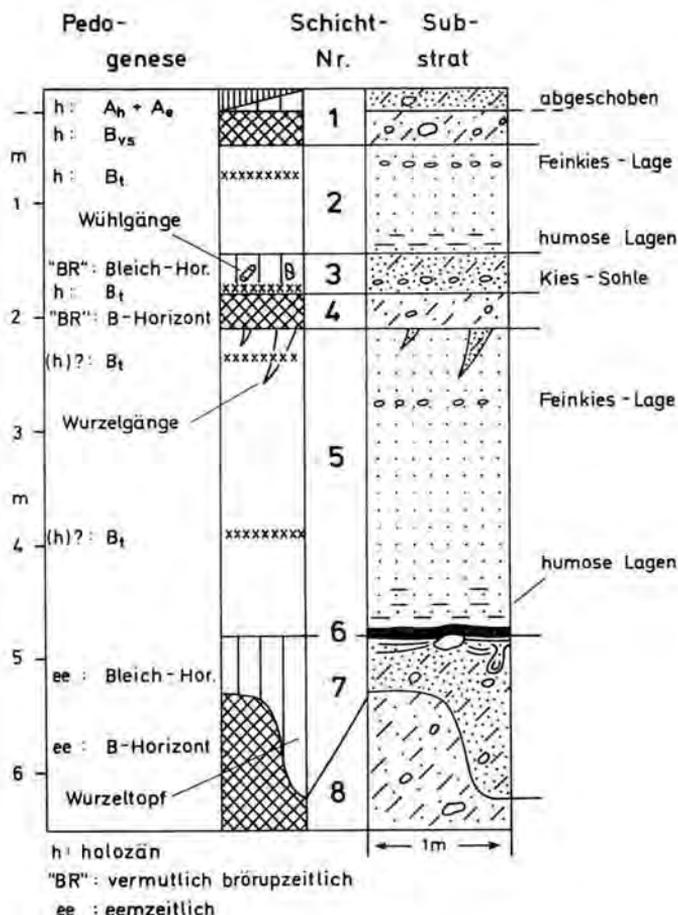


Abb. 3: Wandausschnitt P in Sandgrube Sonnen-Berg-NW auf Bl. 2218 Wanna (TK 25);  
Abbaustand: Herbst 1980; Lage: vgl. Abb. 1.

#### Substrat:

- 1: tonig-schluffig-kiesig-steiniger Sand
- 2: Fein- und Mittelsande
- 3: schluffig-feinkiesiger Sand
- 4: tonig-schluffig-kiesiger Sand mit einzelnen Steinen
- 5: Fein- und Mittelsande
- 6: Humusschicht, z. T. mit mineralischem Anteil
- 7: schluffig-kiesiger Sand mit sehr geringen Ton- und geringen Steinanteilen
- 8: tonig-kiesig-steiniger Sand mit hohen Schluffanteilen.

was z. B. auf farblich schwache Ausbildung, nachträgliche Störungen oder auch Erosion zurückgeführt werden kann. Trotzdem wird angenommen, daß die beiden Böden den beiden Torfen zeitlich entsprechen.

Diese Beispiele unterstützen die Einstufung in das Brörup-Interstadial.

Tab. 1: Korngrößenverteilung, Zurundung und Glanz in Weichsel-periglazialen (Proben 1 +2) und Drenthe-glazial-fluviatilen Sanden (Probe 3) aus der Sandgrube Sonnen-Berg-NW auf Bl. 2218 Wanna (TK 25). — %-Werte z. T. auf- oder abgerundet; Entnahmetiefe: Probe 1 aus 1,5 m, Probe 2 aus 2,5 m und Probe 3 aus 6 m unter Geländeoberkante.

Fraktionen	Ton	Schluff	Feinsand	Mittelsand	Grob-sand	Kies
Proben-Nr.	1 2 3	1 2 3	1 2 3	1 2 3	1 2 3	1 2 3
Gew.-%	2,1 2,7 1	1,9 6,5 1	26,3 35,2 22,8	68 54,9 61,9	1,7 0,7 9,5	— 3,8
Zurundung von je 300 Körnern in %:						
nahezu völlig gerundet	—	—	2	—	—	7 4 4
nur noch wenige Buchten	8	16 25	25 20 31	37 32 31	—	—
gewellter Umriß	36	58 54	29 43 56	45 52 59	—	—
zackige Umrisse nur noch in konkaven Buchten	48	26 19	20 32 13	11 12 6	—	—
vorspringende Kanten gerundet	6	—	26	—	—	—
vollzackiger Umriß	2	—	—	—	—	—
Glanz von je 300 Körnern in %:						
matt	3	2 11	5 3 11	2 6 5	—	—
indifferent	5	9 14	4 4 9	2 10 14	—	—
glänzend	92	89 75	91 93 80	96 84 81	—	—

### Schicht 5

Eem-Brörup-stadiale niveofluviatile Fein- und Mittelsande mit rezenten (?) B<sub>1</sub>-Bändern.

Der Sand war gelblich-hellbraun und im unteren Bereich, wo z. T. Bleichsand umgelagert worden ist, weiß gefärbt sowie stets parallelgeschichtet. Die Korngrößenverteilung des gelblich-hellbraunen Sandes aus etwa der Mitte dieser Schicht geht aus Tab. 1 hervor. Zum Hangenden und Liegenden war Feinkies, teilweise zu Lagen angeordnet, beigemengt. Humose Lagen waren im unteren Teil auch zu beobachten. Die Anzahl der rezenten (?) B<sub>1</sub>-Bänder war deutlich geringer als in den oberen Sanden.

Außer den erwähnten Schichtstörungen, die vorwiegend im Randbereich der Hohlform in diese Schicht reichten, wurden im zentralen Bereich zweimal Aufhebungen, in die humose Lagen einbezogen waren, beobachtet. An anderer Stelle war ein Eiskeil, der sich bis in den eemzeitlichen B-Horizont fortsetzte, durch zwei nacheinander ablaufende Rutschungen in eine Treppe mit zwei Stufen zerhackt. Diese Form ist wohl so zu erklären, daß nach der ersten Bewegung, die den unteren Teil der Spalte hat stehen lassen, ein oberer Teil der vorher bewegten Schicht noch einmal rutschte. Insgesamt machte der horizontale Versatz etwa 0,5 m aus.

In Schalkholz sind solche Sande von MENKE (1976) genetisch als überwiegend niveofluviatil mit geringer äolischer Komponente angesprochen worden. Um diese Frage für Sonnen-Berg-NW zu klären, wurden zwei Proben aus dieser Schicht auf Zurundung und Glanz untersucht. Aus Vergleichsgründen wurde eine dritte, die aus den glaziär gefalteten Sanden derselben Grube stammt (vgl. 3.), hinzugenommen.

Das Ergebnis ist in Tab. 1 dargestellt. Danach ist die Zurundung gut, Mattierung selten. Entscheidend für die genetische Einstufung ist, daß dieser Befund auch für die glazifluviatilen Sande gilt. In der Grobsand- und Mittelsand-Fraktion ist die Zurundung sogar besser, während der Anteil von mattierten Körnern in der Feinsand- und Mittelsand-Fraktion höher ist. Daraus wird geschlossen, daß die weichelstadialen Sande keine Flugsande, sondern überwiegend niveofluviatile Sande sind und als Lieferschicht nur die hangaufwärts unter einer periglaziären Deckschicht anstehenden glazifluviatilen Sedimente des Drenthe-Stadiums in Frage kommen (zur Herkunft vgl. auch 4.3.).

### Schicht 6

#### Eem-Brörup-stadiale niveofluviatile Humusschicht.

Die Farbe dieser Schicht war überwiegend schwarz, lagenweise auch schwarzgrau oder graubraun. Durch die Farbdifferenzierung wird ein unterschiedlicher Mineralgehalt und gleichzeitig eine Schichtung angezeigt. Gedeutet wird diese Schicht als selektiv umgelagertes humoses Bodenmaterial des liegenden Eem-Bodens. Sie war nicht stärker als 0,05 m und beschränkte sich stets auf den jeweils tiefsten Teil der angeschnittenen Hohlform (vgl. Abb. 2). Strukturen nachträglicher Störungen kamen nur in Form von Aufspaltungen vor. Die Auflagerung des hangenden Sandes muß daher, wie in Schalkholz (MENKE 1976), sehr schonend abgelaufen sein. Im Gegensatz zu Schalkholz stellt diese Schicht ein Sediment, keinen Horizont dar.

### Schicht 7

Warthezeitliche Fließerde mit eemzeitlichem, periglaziär verändertem, z. T. umgelagertem Bleichhorizont eines Eem-Bodens mit Parabraunerde- und Podsol-Merkmalen.

Im Gegensatz zum Bleichhorizont des oberen fossilen Bodens war dieser durchgehend weiß. Das Substrat zeigte sich als schwach steiniger, kiesiger, sehr schwach tonig-schluffiger, im unteren Teil stark schluffiger Sand. Ton- und Schluffgehalt nahmen zum Rand hin generell ab. Rezente (?) B<sub>1</sub>-Bänder kamen bis in diesen Horizont vor.

Neben Wurzelröhren erschienen sackförmige Wurzeltöpfe, die sich teilweise bis über 1 m tief ins Liegende stülpten und ebenfalls mit Bleichsand gefüllt waren.

Für die beobachteten Schichtstörungen waren hauptsächlich solifluidale Bewegungen und Umlagerungen, die im oberen Teil dieses Horizontes z. T. Fließschichtungsstrukturen hinterlassen haben, verantwortlich. Daneben erschienen wurzellose Schollen und fahnenartig ausgezogene Streifen von B-Horizont-Material. Kryogene Strukturen schienen die

unterschiedlich geformten Humusschlieren zu sein. In Wandausschnitt P bildeten zwei davon einen „Tropfen“ (vgl. Abb. 3). Es entstand der Eindruck, als wären die benachbarten Humusschlieren „Tropfen“ im Initialstadium.

Die sedimentgenetische Einstufung als Fließerde geschah nach den gleichen Gesichtspunkten wie für die oberen Fließerden auch. Da der Bleichhorizont trotz aller Umlagerungen und Störungen seinen Charakter behalten hat und, bezogen auf A- und B-Horizont, die Horizontierung erhalten geblieben ist, soll er hier noch als parautochthon bezeichnet werden.

### Schicht 8

Warthezeitliche Fließerde mit eemzeitlichem, periglaziär verändertem B-Horizont eines Eem-Bodens mit Parabraunerde- und Podsol-Merkmalen.

Je nach morphologischer Position und Ausgangssubstrat — zentral etwas ton- und schluffreichere, randlich sandige Fließerde — besaß der B-Horizont makromorphologisch Merkmale eines B<sub>t</sub>- und/oder eines B<sub>sl</sub>-Horizontes. Entsprechend waren die Farben in den tieferen Lagen der Hohlform graubraun bis rotbraun gegenüber leuchtend orangerot in den höheren Randbereichen. Eine Korngrößenanalyse aus dem zentralen Bereich der Sandgrube ergab: T: 4,5 ‰, U: 28 ‰, fS: 35 ‰, mS: 25 ‰, gS: 5 ‰ und Kies: 2,5 ‰, wobei Geschiebe bis zu mehreren dm  $\varnothing$  ebenfalls enthalten waren. Da allein Grobschluff mit 18 ‰ beteiligt war, dürfte auch hier der Feinkornanteil größtenteils sedimentiert worden sein.

An Störungen sind hauptsächlich hangabwärts verbogene Wurzelgänge und -töpfe zu nennen. Deshalb können die unteren Teile der B-Horizonte als autochthon, die oberen als parautochthon angesprochen werden, während sedimentgenetisch eine Fließerde vorliegt.

### Schicht 9

Warthezeitliche Fließerde.

Die Schicht war durchgehend grüngrau gefärbt und von der Korngrößenzusammensetzung dem hangenden B-Horizont in tieferen Lagen der Hohlform vergleichbar.

An Schichtstörungen wurden Sackungsstrukturen mit Sprunghöhen im Meterbereich beobachtet. Ursache war vermutlich abtauendes drenthezeitliches Toteis (vgl. 4.2.). Da nach MENKE (1976: 66) Toteis wenigstens bis in die frühe Eichen-Mischwald-Zeit (Eem IV a, b) überdauern konnte, ist hier mit Sackungen sowohl im Warthe-Stadium als auch in der beginnenden Eem-Warmzeit zu rechnen. D. h., diese Schicht sowie die Substrate der hangenden eemzeitlichen Bodenhorizonte haben vermutlich eine Warthe-periglaziäre Vorprägung erfahren und sind Wechsel-periglaziär noch einmal überformt worden.

Um Hinweise auf die Genese dieser Schicht — Grundmoräne in situ oder Fließerde — zu bekommen, wurden in einem schmalen Ausschnitt die Einregelungen von 50 Geschiebelängsachsen gemessen. Das Diagramm war jedoch nicht voll aussagekräftig und zeigte Werte zwischen 240° und 360° mit Spitzen bei 270°, 290° und 325°. Vom Meßbereich aus wies keine Richtung zum Hohlformzentrum. Die stärkste Wertehäufung ergab sich bei 290°, was genau der lokalen Hangrichtung entsprach. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, daß eine Fließerde vorliegt, die vor Hohlformentstehung, etwa im Warthe-Hochglazial, hangabwärts geflossen ist. Es soll aber nicht verschwiegen werden, daß in Ablationsmoränen ähnliche Einregelungsdiagramme erzielt werden.

## Schicht 10

### Warthezeitliche niveofluviatile Sande.

Die Sande waren gelblich-hellbraun gefärbt, undeutlich geschichtet und mit einer schwach rostfarbenen, ebenfalls undeutlichen Bänderung versehen. Möglicherweise handelt es sich z. T. um fossile  $B_1$ -Bänder. Während das Sediment im nördlichen Grubenbereich als Feinsand mit Schlufflagen ausgebildet war, zeigte es sich im südlichen Grubenbereich als Mittel- und Feinsand mit Grobsandlagen. Hier waren diese in Anlehnung an die oben erwähnte Falte sedimentiert und nicht in die Stauchung einbezogen. Aus diesem Grunde werden sie als niveofluviatile Sande gedeutet.

### 4.2. Profile Sonnen-Berg-NW

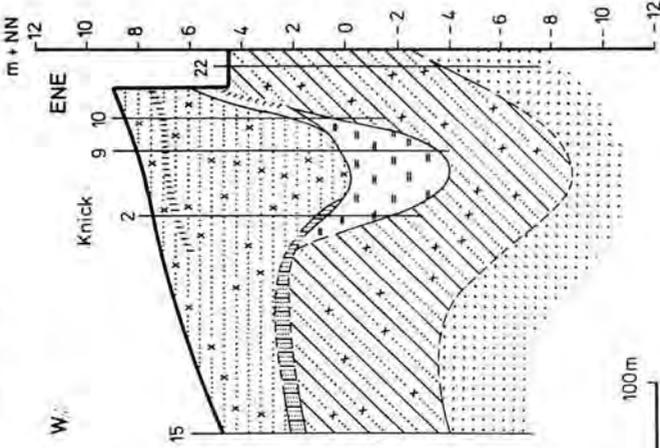
Einige der in Abb. 4 dargestellten Sondierungen haben anstelle des unteren fossilen Bodenrestes einen Torf angetroffen, der in einer Hohlform gewachsen ist. Diese ist eingetieft in warthezeitliche niveofluviatile Sande mit Fließerdalagen. Die größte Mächtigkeit dieser Schicht wurde in Sondierung 1 mit fast 8 m festgestellt. Leider sind die Verhältnisse im Zentrum der Hohlform nicht vollständig bekannt, da die Sondierungen 2, 3 und 9 wegen zu großen Reibungswiderstandes aufgegeben werden mußten. Unter den Warthe-periglaziären Sedimenten folgten meist Schmelzwassersande und -kiese, daneben Geschiebelehm und mehrfach Beckenfeinsande, die alle dem Drenthe-Stadium zugeordnet werden.

Das Zentrum der Hohlform liegt etwa bei Sondierung 9. Eine Bestätigung dessen ergab auch eine Messung in den Eem-Brörup-stadialen Sanden der Schicht 5 (vgl. Abb. 2) etwa 10 m nördlich Sondierung 10. Dort fielen sie mit  $35^\circ$  genau in Richtung Sondierung 9 ein. Der Torf besaß im Zentrum eine Mächtigkeit von 3,7 m und war stark gepreßt, so daß Sondierung 9 bei 12 m unter Gelände (0,6 m unter Torfbasis) aufgegeben wurde. Petrographisch bestand der obere Meter aus stark zersetztem Hochmoortorf mit Wollgrasresten und die restliche Strecke aus mäßig bis stark zersetztem Bruchwaldtorf mit vielen Erlenholzresten. 2 Proben wurden von BEHRE pollenanalytisch untersucht und in die Eem-Warmzeit datiert: bei 11,3 m Hainbuchen-Zeit (Eem V) und bei 8,6 m Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit (Eem VI; schr. Mitt. v. 15. 1. 79). Weitere Proben aus den Sondierungen 1 und 2 wurden von SCHULZ untersucht und alle in die Kiefern-Zeit (Eem VII) datiert.

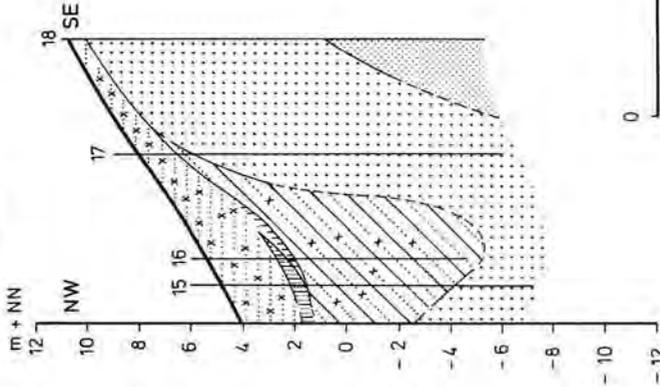
Der Nachweis, daß unterer Boden und benachbarter Torf in derselben Wärmephase entstanden sind, konnte über die Abgrenzung durch die unter- und überlagernden Schichten geschehen. Ein Vergleich der Sondierungen 1, 10 und 22 in Kombination mit dem Aufschluß ergab, daß das Liegende nach Farbe, Korngrößenzusammensetzung und Schichtenfolge jeweils gleich oder sehr ähnlich ausgebildet war. Nach oben folgten stets dieselben Fein- und Mittelsande und — außer in Sondierung 1 — der obere fossile Boden. Als beste Leitschicht erwies sich jedoch die Humusschicht (Schicht 6), die in der Sandgrube zusammen mit dem oberen Teil des Bleichhorizontes das älteste weichselzeitliche Sediment darstellt. Die Humusschicht lag in Sondierung 10 direkt dem Torf auf. Durch diese Eingrenzung von Torf und Boden ist die mittelbare Datierung des unteren fossilen Bodens in die Eem-Warmzeit gesichert.

Es bleibt die Erörterung der Hohlformgenese. Insbesondere aus Profil 1 ist ablesbar, daß sich die Warthe-periglaziären Sedimente in die liegenden glazifluviatilen Sande eingestülpt haben. Hierdurch wird eine Sackung angezeigt, deren Ursache vor Ablagerung der warthezeitlichen Schichten angelegt gewesen sein muß. Am ehesten kann dafür verschüttetes drenthezeitliches Toteis verantwortlich gemacht werden.

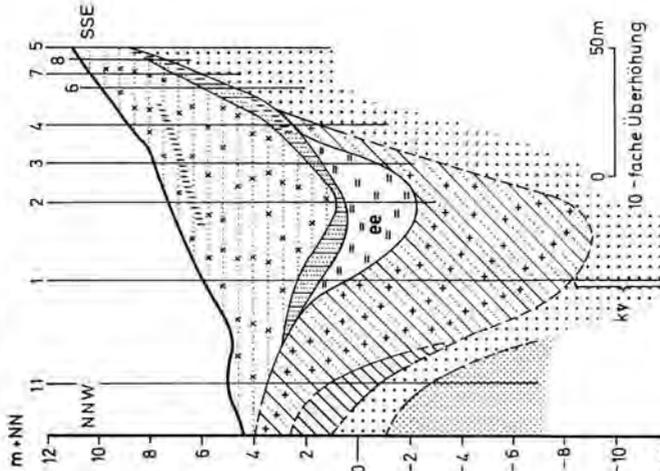
**PROFIL 3**



**PROFIL 2**



**PROFIL 1**



0 100m  
10-fache Überhöhung

0 50m  
10-fache Überhöhung

-  Torf, eemzeitlich
-  fossiler Boden,
-  eem- oder weichselzeitlich
-  Sand, lagenweise humos, weichselzeitl.
-  Sand, z.T. kiesig, weichselzeitlich
- ee - Eem, kv : Kernverlust

-  Beckenfeinsand, drenthezeitlich
-  Sand; glazifluvial, drenthezeitlich
-  Geschiebelehm, drenthezeitlich
-  kiesiger Sand; z.T. schluffig.
-  Fließerde-abgespült, warthezeitlich

Abb. 4: Profile Sonnen-Berg-NW 1—3; Lage: vgl. Abb. 1.

### 4.3. Reliefentwicklung

Nach den vorangegangenen Ausführungen hat sich seit Inaktivierung des Drenthe-2-Eises am Ort das lokale Relief wie folgt entwickelt:

Im Bereich der eemzeitlichen Hohlform und benachbart sedimentierten sich warthezeitlich hauptsächlich niveofluviatile Sande und — untergeordnet — geringmächtige Fließerden. Anschließend, wahrscheinlich unter Klimaverschlechterung im Warthe-Hochglazial, wurde eine schluffig-sandige Fließerde aus Grundmoränenmaterial abgelagert, die noch kryoturbar überformt wurde.

Vermutlich schon vor Beginn der Eem-Warmzeit setzten infolge ersten Abschmelzens von verschüttetem Toteis Sackungen ein, die ein verstärktes Sedimentieren im Hohlformbereich zur Folge hatten. Darauf weist die Mächtigkeitszunahme der entsprechenden Schichten in den Sondierungen 1, 15 und 16 hin. Der restliche Teil des Toteises schmolz in den ersten Phasen der Eem-Warmzeit ab und verursachte eine etwa 6 m tiefe Hohlform.

Zunächst bildete sich dort ein Bruchwald- und in der Kiefern-Zeit ein Hochmoortorf, der die Oberfläche der lokalen Umgebung überragte. Diese Reliefverhältnisse ergeben sich nicht nur aus allgemeinen Erkenntnissen über das Wachstum von Hochmooren, sondern auch aus einer Abschätzung des Setzungsausmaßes. Über Vergleiche der Oberkanten des Bruchwaldtorfes berechnet sich dessen ehemalige Oberfläche auf etwa 2 m + NN, was einen Sackungsquotienten von etwa 50 % bedeutet. Übertragen auf den Torf in Sondierung 9 errechnet sich die ehemalige Oberfläche dort bei etwa 4 m + NN. Das bedeutet, daß am Ende der Kiefern-Zeit die Hohlform — möglicherweise bis auf einen gewissen randlichen Bereich — verfüllt war und das aufgesetzte Hochmoor die mineralische Umgebung überragte. Dies ist wahrscheinlich der Grund, warum im ersten Weichselstadial der zentrale Bereich der vermoorten Hohlform von der Sedimentation der Humusschicht (Schicht 6) und der aufliegenden Sande mit Humuslagen (unterer Teil Schicht 5) ausgespart wurde.

Zu Beginn des Eem-Brörup-Stadials setzten im trockenen Randbereich der Hohlform Umlagerungen in Richtung Torf ein, die zunächst den eemzeitlichen humusreicheren Oberboden und anschließend den Bleichhorizont betrafen. Entsprechend dieser Reihenfolge liegt im Sedimentationsgebiet die Humusschicht unter dem Bleichsand-Sediment. Gleichzeitig kam es am Hang zu kurzweiligen Verlagerungen des nicht abgetragenen Bodenrestes durch Solifluktion.

Im weiteren Verlauf dieses Stadials wurden durch das an der Oberfläche ablaufende Wasser Sande in die Hohlform transportiert, die sich schließlich auch dem Torf auflagerten und seine Setzung bzw. Sackungen an der Oberfläche verursachten. Die Hohlform entstand im Bereich des Torfes neu. Da der Flugsandanteil in den Sanden sehr gering ist, kommen als Lieferschichten nur Drenthe-2-Grundmoräne und glazifluviatile Sedimente in Frage. Geschiebelehm oder -mergel können als Hauptlieferanten ausgeschlossen werden, da sonst neben Sand auch die feineren Fraktionen Ton und Schluff abgespült worden wären und an der Hohlformfüllung hätten beteiligt sein müssen (nach HÖFLE & SCHLENKER [1979] haben z. B. in der frischen Drenthe-2-Moräne in der Kreidegrube Hemmoor Ton und Schluff einen Anteil um 40 %).

Die Umlagerung der glazifluviatilen Sedimente in den Hangbereichen oberhalb der Hohlform muß überwiegend linienhaft erfolgt sein, da das Anstehende dort flächenhaft von Drenthe-2-Grundmoräne oder ihrem Umlagerungsprodukt Fließerde gebildet wurde (wie heute auch). Das Vorhandensein jüngerer Fließerden in der Hohlform bestätigt dies. Danach haben die Schneeschmelzwässer Rinnen bis in die glazifluviatilen Schichten eingetieft und in diesen Bahnen den Sand transportiert.

Gegen Ende des Eem-Brörup-Stadials änderte sich der Sedimentationsmechanismus, und es lagerte sich eine Fließerde ab. Die Vergrößerung der liegenden niveofluviatilen Schicht nach oben weist auf feuchtere Bedingungen und damit auf Klimaverschlechterung hin. Nach Beendigung der Sedimentation in diesem Stadial kann nur noch eine sehr flache Hohlform existiert haben, wie die Lagerung des oberen fossilen Bodens in den Profilen 1 und 3 (Abb. 4) und in der Sandgrube (Abb. 2) zeigt. Denkbar ist auch, daß sie derzeit verfüllt war und durch die beobachteten Sackungen (vgl. Schichten 3 u. 4) kurzzeitig und als flache Schale neu entstand.

Auf der Fließerde und stellenweise unter Einbeziehung der liegenden Sande bildete sich vermutlich im Brörup-Interstadial im Hohlformbereich ein Boden mit Podsol-Merkmalen. Die Mächtigkeit seiner Horizonte sind in vergleichbarer Reliefposition geringer als die des Eem-Bodens. Allerdings kann bei Beobachtung nur eines fossilen Bodens aus den Mächtigkeiten der Horizonte und vielleicht der Intensität der Horizontfarben allein in der Regel nicht auf bestimmte klimatische Bildungsbedingungen (z. B. Interglazial oder Interstadial) sowie auf ein bestimmtes Alter geschlossen werden. Solange keine mittelbare oder unmittelbare Datierung vorliegt, sind Kenntnisse der Lage des fossilen Bodens im Altrelief unbedingt notwendig (ROESCHMANN 1975).

Im Anschluß an die Bildung des oberen fossilen Bodens, vermutlich im Brörup-Odderade-Stadial, liefen Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge ab, die denen im vorangegangenen Stadial sehr ähnlich sind und deshalb nicht wiederholt werden sollen. Spätestens mit Abschluß der Sandsedimentation in diesem Stadial war die Hohlform verfüllt. Zu dem Zeitpunkt hatte sich im Hohlformbereich ein Gleichgewicht zwischen Abtragung und Ablagerung eingestellt. Jüngere Böden aus den Interstadialen Odderade und „Keller“ (MENKE 1976) und zwischenlagernde periglaziäre Schichten wurden nicht beobachtet. Die oberste Fließerde, auf der sich der holozäne Boden gebildet hat, ist vermutlich erst im Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit abgelagert worden.

Nach der geschilderten Reliefentwicklung lassen sich mehrere Zyklen hinsichtlich Klima, Transport- bzw. Bildungsvorgang und Sediment bzw. Bildungsprodukt ableiten. So begann z. B. das erste Weichselstadial mit der Sedimentation von niveofluviatilen Schichten und endete unter Klimaverschlechterung mit der Sedimentation einer Fließerde. In einer anschließenden wärmeren Phase, vermutlich im Brörup-Interstadial, bildete sich ein Boden. Ein ähnlicher Zyklus kann für Warthe-Stadium und Eem-Warmzeit ebenfalls aufgestellt werden, während der jüngste Zyklus durch Schichten nicht vollständig repräsentiert ist. Wenn der Zeitraum in einem Weichselstadial mit Klimaverschlechterung, entsprechend dem Terminus Hochglazial, mit Hochstadial bezeichnet wird, ergibt sich verallgemeinert der folgende schematische Zyklus:

Stadial	—	Abspülung	→	geschichtete Sande und Kiese;
Hochstadial/-glazial	—	Solifluktion	→	Fließerde;
Interstadial/-glazial	—	Bodenbildung	→	Boden.

## 5. Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. — Geol. Jb., **A 18**: 3—48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- DAHMS, E. (1972): Limnogeologische Untersuchungen im Dümmer-Becken im Hinblick auf seine Bedeutung als Natur- und Landschaftsschutzgebiet. — Diss. FU Berlin, 231 S., 56 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- DECHEND, W. & LANG, H. D. (1965): Die geologische Entwicklung der Hader Marsch. — Jb. Männer vom Morgenstern, **46**: 9—23, 4 Abb.; Bremerhaven.

- DÜCKER, A. (1967): Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — *Fundamenta*, **B/2**: 30—73; Köln-Graz.
- & HUMMEL, P. (1967): Die fossilen Böden von Odderade/Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. — *Fundamenta*, **B/2**: 80—100; Köln-Graz.
- EHLERS, J. (1978): Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung. — *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, **68**: 181 S., 62 Abb., 28 Taf., 1 Kt.; Hamburg.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1979): Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktsicher Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks. — *Diss. Univ. Kiel*: 219 S., 45 Abb., 11 Tab., 1 Beil.; Kiel.
- GARLEFF, K. (1968): Geomorphologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen (Kaven<sup>o</sup>) des Niedersächsischen Tieflandes. — *Gött. Geogr. Abh.*, **44**: 142 S., 13 Abb., 1 Kt.; Göttingen.
- GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1967): Das Zwischenahner Meer. — *Oldenburger Jb.*, **66**: 83—121, 13 Abb., 1 Taf.; Oldenburg.
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riß-)Kaltzeit im Hamburger Raum. — *Fundamenta*, **B/2**: 168—195, Tab. 28, Taf. 37—44; Köln-Graz.
- HENRICH, H. (1962): Kartierbericht zur Bodenkundlich-geologischen Karte der Marschengebiete, Bl. Wafna (2218). — Manuskript, Archiv Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung; Hannover. — [Unveröff.]
- HÖFLE, H.-C. & SCHLENKER, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmoor bei Stade (Elbe-Weser-Dreieck). — *Geol. Jb.*, **A 49**: 3—25, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- LADE, U. (1974): Der Wollingster See — ein Beitrag zum Alter und zur Entstehung. — *Jb. Männer vom Morgenstern*, **54**: 9—32, 6 Abb., 1 Taf.; Bremerhaven.
- (1979): Neuere Untersuchungen am Wollingster See. — *Jb. Männer vom Morgenstern*, **58**: 11—26, 2 Abb.; Bremerhaven.
- (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest. — *Würzburger Geogr. Arb.*, **50**: 176 S., 39 Abb., 3 Taf., 2 Kt.; Würzburg.
- MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 53—68, 1 Abb., 3 Tab.; Öhringen.
- MEYER, K.-D. (1973): Zur Entstehung der abflußlosen Hohlformen auf der Neuenwalder Geest. — *Jb. Männer vom Morgenstern*, **53**: 23—29, 1 Abb., 1 Taf.; Bremerhaven.
- & SCHNEEKLOTH, H. (1973): Erläuterungen zu Blatt Neuenwalde Nr. 2318. — *Geol. Kt. Niedersachsen 1*: 25 000: 80 S., 12 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- PICARD, K. (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**: 259—272, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1961): Reste von Pingos bei Husum/Nordsee. — *Schr. Naturw. Ver. Schl.-Holstein*, **32**: 72—77, 2 Abb.; Kiel.
- (1964): Abflußlose Senken in Schleswig-Holstein. — *Die Heimat*, **71**: 147—150; Neumünster.
- ROESCHMANN, G. (1975): Zur Untersuchungsmethodik, pedogenetischen Deutung und Datierung fossiler Sandböden des Pleistozäns in Norddeutschland. — *Mitt. Deutsch. Bodenkdl. Ges.*, **22**: 581—590, 1 Abb.; Göttingen.
- SEMMEL, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — *Würzburger Geogr. Arb.*, **26**: 95 S., 15 Abb., 2 Tab., 13 Taf.; Würzburg.
- SINDOWSKI, K.-H. (1965): Die drenthestadiale Altenwalder Stauchmoräne südlich Cuxhaven. — *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 158—162, 3 Abb.; Hannover.
- STREMMER, H. E. (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **4**: 237—247, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- Geol. Landesamt Schleswig-Holstein (1980): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein (bearb. v. STREMMER, H. E. & MENKE, B.): 132 S., 39 Abb., 5 Tab., 4 Beil.; Kiel.



## Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kies-Terrassen im südwestlichen Harzvorland

WERNER RICKEN \*)

Landform evolution, gravel terrace, fluvial erosion, aggradation, fluvial sedimentation, loess soil, paleosol, section, longitudinal profil, biostratigraphy, influence, paleoclimatology, subrosion, Elster Glacial, Warthe Glacial, Weichsel Glacial. Southwestern Harz Mountains, Southwestern Harz Foreland, Schwarzfeld Hattorf Lonau Region, Niedersachsen, TK 25 Nr.: 4327, 4328

**Kurzfassung:** Aufbau und Verbreitung der Kieskörper der Harzflüsse Sieber und Oder werden beschrieben, sowie verschiedene Erosionsterrassen ohne eigenen Kieskörper. Das Alter der Kiese und der Erosionsstufen kann mit den sich teilweise verzahnenden und überlagernden Lössen und deren Böden und auf biostratigraphischem Wege bestimmt bzw. eingengt werden. Hierbei ergeben sich folgende Alter: Oberterrasse mindestens Elster, Ältere Mittelterrasse mindestens Drenthe, Mittelterrasse mindestens Warthe, Aue-Berg-Terrasse II Altweichsel, Ältere Niederterrasse Altweichsel bis Jungweichsel. Der Komplex der Weichsel-zeitlichen Kieskörper setzt sich in Subrosionsgebieten aus einer ersten bedeutenden Akkumulation im Altweichsel (Aue-Berg-Terrasse II und unterer Kieskörper der Älteren Niederterrasse) und neben mehreren kleineren Erosions- und Akkumulationsphasen aus einem Kieskörper der Jungweichsel-Zeit zusammen (oberer Kieskörper der Älteren Niederterrasse).

Aus der Verzahnung mit den Lössen und ihren Derivaten folgt, daß der größte Teil der Terrassen-Kiese im Untersuchungsgebiet unter feucht-kaltem Solifluktionsklima gebildet worden ist (Aue-Berg-Terrasse II, unterer Kieskörper der Älteren Niederterrasse, vielleicht auch Oberterrasse), jedoch hat es auch bedeutende Akkumulationen unter trocken-kalten Klimaverhältnissen gegeben (oberer Kieskörper der Älteren Niederterrasse, vermutlich auch Mittelterrasse). Erosionsphasen unter kaltem Klima — teilweise Tundrenklima — wurden festgestellt (Beginn von Mittel-, Jung- und Spätweichsel, vermutlich auch nach der Sedimentation der Älteren Mittelterrasse).

Eine Bifurkation der Sieber nach Verlassen des Harzes ist für fast alle Akkumulationsphasen belegt. In den Eintiefungsphasen während des Eem-Interglazials und vermutlich auch vor der Akkumulation der Mittelterrasse wurde jedoch, wie auch heute, der konsequent verlaufende Sieberarm aufgegeben (Aue-Tal) und nur der Talabschnitt im Zechstein benutzt (Hördener Tal). Das Hördener Tal ist in den Interglazialen jeweils aufgrund von Subrosions- und Erosionsprozessen übertieft worden.

Es gibt zwei Typen von fluvial geprägten Subrosionssenken. Die subrosive Absenkung kann überwiegend synchron mit der Kiessedimentation verlaufen (synsedimentäre Subrosion), oder sie kann überwiegend zeitgleich mit der Fluß-Erosion wirken (synerosive Subrosion). Synsedimentäre Subrosion hat im Altweichsel im Pöhlder Becken die Bildung eines über 50 m mächtigen Kieslagers verursacht. Synerosive Subrosion hat im Eem-Interglazial, wie auch heute westlich von Herzberg, eine Übertiefung des Siebertales ausgelöst. Im nachfolgenden Weichsel-Glazial ist dann in dem übertieften Talabschnitt der überrnormal mächtige Kieskörper der Älteren Niederterrasse sedimentiert worden.

### [Quaternary Climatic Phases and Subrosion as Factors for the Origin of Gravel Terraces in the Southwestern Foreland of the Harz-Mountains]

**Abstract:** Structure and distribution of gravel bodies of the rivers Sieber and Oder are described. Furthermore other terraces exist which are formed by erosion and thus do not possess an own gravel body. The minimum age of the gravel layers, climatic variations, and solifluction intensity are derived from the stratigraphical study of the loess cover and by paleobotanical determinations. The resulting data are as follows: Upper Terrace Elster or older, Upper Middle Terrace probably Drenthe, Middle Terrace Warthe or older, Mount Aue Terrace II Old Weichselian, Older Lower Terrace Old Weichselian to Young Weichselian. The complex Weichselian

\*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geologe W. Ricken, Geol.-Paläont.-Institut, Sigwartstr. 10, 7400 Tübingen.

gravel layer was formed by a first strong phase of accumulation in the Old Weichselian (Mount Aue Terrace II, lower gravel body of the Older Lower Terrace). After some phases of erosion and sedimentation, a minor accumulation took place in the Young Weichselian.

The main phases of gravel sedimentation happened under cold and wet climatic conditions, due to high rates of solifluction (Mount Aue Terrace II, lower gravel body of the Older Lower Terrace, probably Upper Terrace). Nevertheless, gravel sedimentation also occurred in a dry cold climate with loess sedimentation (upper gravel body of the Older Lower Terrace, probably Middle Terrace). Erosion took place during tundra climate and at the transition glacial/interglacial (beginning of the Middle Weichselian, of the Young Weichselian and of the Late Weichselian), while in recent days the interglacial erosion is minute.

Bifurcation of the river Sieber happened at almost any stages of gravel accumulation. However, in periods of erosion one tributary dried up and the river only used the tributary in the Zechstein-outcrop parallel to the Harz Mountains. This happened in the Eemian as well as it does in recent days, because the tributary in the Zechstein-outcrop was and is strongly deepened by combined process of subsrosion and erosion and thus preferred.

Subrosion of Zechstein-gypsum caused two fundamental types of subrosion basins, filled with gravels. 1) Subrosion and land sink had been synchronous with the gravel accumulation leading to badly stratified gravel basins (Basin of Pöhlde, Main-Anhydrite). 2) Subrosion and land sink had been synchronous with the interglacial erosion. In this case the vally had been deepened very strongly and retrogressive erosion formed canyons in the greywacke of the Harz Mountains. In the following glacial period gravel accumulation filled up the valley and by this a huge stratified gravel body originated (lower gravel body of the Older Lower Terrace).

## 1. Einleitung

Pleistozäne Flußkiese erreichen am südlichen Rand des Harzes bis zu 100 m Mächtigkeit und zwar dort, wo die Harz-Flüsse den Zechstein queren und ihre Kiese in Subrosionssenkungen oder übertieften Flußrinnen ablagern bzw. ablagerten. Im W und E verzahnen sich die Kiese des S-Harzes teilweise mit Moränen der nordischen Vereisung, jedoch ist bisher nur eine unvollkommene Parallelisierung der Flußkiese mit ehemaligen Gletschervorstößen gelungen. Deshalb kommt den Lössen und Paläoböden, die die Kiese überlagern und sich mit ihnen teilweise verzahnen, für die stratigraphische Zuordnung der Kieskörper die größte Bedeutung zu.

Die vorliegende Arbeit behandelt nur einen kleinen Ausschnitt aus dem Kies-Gürtel des S-Harzes, das südliche Flußgebiet der Sieber und das südlich daran anschließende Pöhlder Becken im Odertal (Abb. 1). Der präquartäre Untergrund wird vom Variszikum des Harzes, Gipsen und Dolomiten des Zechsteins und vom Buntsandstein gebildet. Flußkiese bedecken in ca. 5 m bis 15 m Mächtigkeit Harz-Paläozoikum und Buntsandstein und erreichen nur im Zechstein höhere Mächtigkeiten. Mit neueren, z. T. unpublizierten Arbeiten liegt eine Fülle von Daten vor (JORDAN 1976, 1979; PIEHLER 1969; RICKEN 1973, 1980; THIEM 1972; VLADI 1976), so daß sich das geologische Bild allmählich abzurunden beginnt. Das südliche Harzvorland bietet die Möglichkeit, fluviatile Erosions- und Akkumulationsphasen des Pleistozäns klimatisch, genetisch und zeitlich einzuordnen. Ferner liefern die hier beispielhaft entwickelten Subrosionssenkungen im Zusammenhang mit der Flußgeschichte Daten zur Entstehung von mächtigen Kies-Lagern.

Drei Aspekte der Quartärgeologie des südwestlichen Harzvorlandes sollen in dieser Arbeit besonders hervorgerufen werden:

1. Von den drei großen, in S-Niedersachsen verbreiteten Kieskörpern sind die Ober- und Mittelterrasse und teilweise auch die Niederterrasse bis ca. 330 m Geländehöhe von Lössen unterschiedlichen Alters bedeckt, die eine Mächtigkeit bis zu 15 m erreichen können. In 150 Bohrungen und Aufschlüssen aufgenommen, erwies sich der Löß durch die darin enthaltenen Paläoböden als stratifizierbar (RICKEN, im Druck). Die Lößderivate liefern neben einem Mindestalter der Kies-Terrassen auch

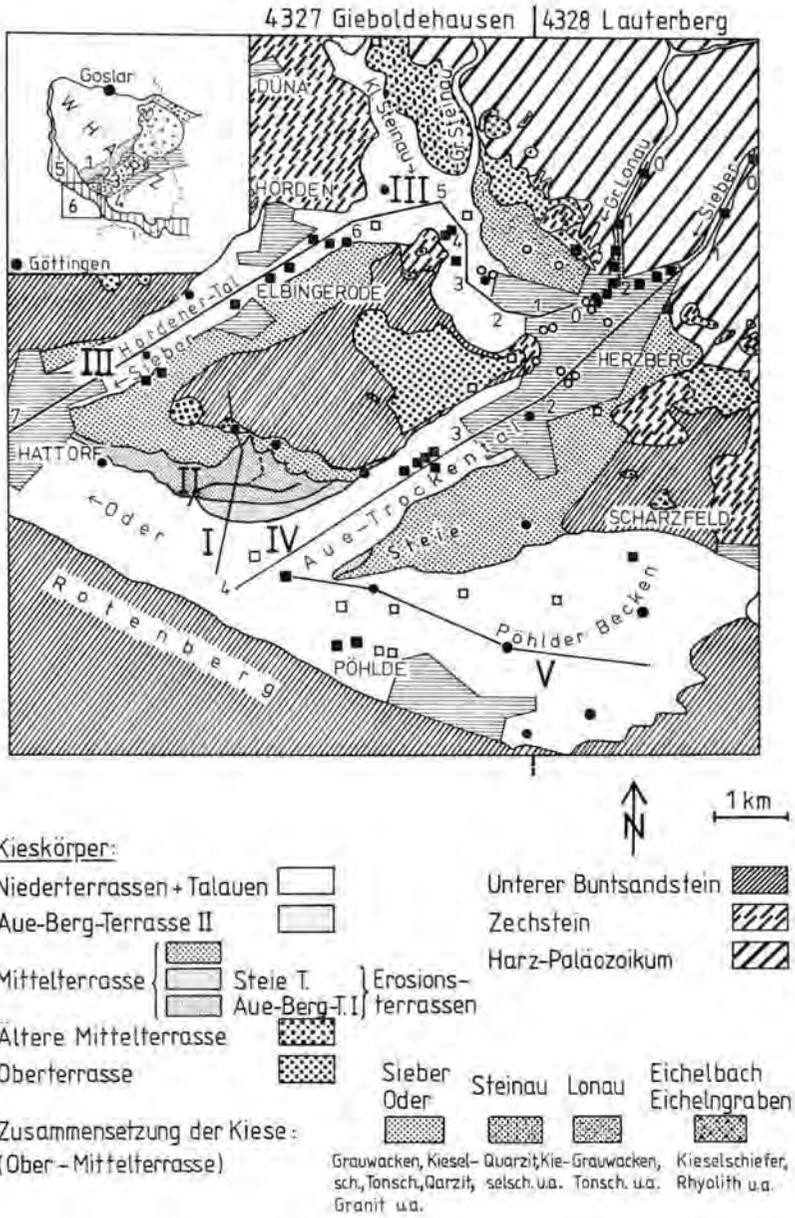


Abb. 1: Geologische Übersicht. Profile I bis V s. Abb. 2, 7, 8, 9.

■ □ Aufschluß, Quartärbasis erreicht bzw. nicht erreicht. ● ○ Bohrung, Quartärbasis erreicht bzw. nicht erreicht. — Nebenkarte: 1 Acker-Hörre-Quarzit (U. Karbon). 2 Tonschiefer und Kiesel-schiefer des Lonauer Sattels (Ob. Devon). 3 Sieber-Grauwacke (U. Karbon). 4 Tonschiefer und Kiesel-schiefer des Herzberger Sattels (Devon). 5 Anhydrit und Dolomit (Zechstein). 6 Tonstein und Sandstein (Unterer Buntsandstein).

Tab. 1: Boden und Terrassenstratigraphie des südwestlichen Harzvorlandes, nach RICKEN (im Druck),  
Begriffe Alt-Mittel- und Jungweichsel nach ROHDENBURG & MEYER (1966).

Zeit	Paläoböden	Kieskörper	Erosions- terrassen	Verwitterungsgrad der Grauwacken- Komponenten nach MUNSSELL (1954)
ca. 0 bis 18. Jahrh.		Jüngere Talaue		
jüngeres Holozän		Ältere Talaue		
Spätweichsel	?		Jüngere Nie- derterrasse	
Jungweichsel	mehrere kleinere Bo- denbildungen	oberer Kieskörper d. Älteren Niederterr.	(Markau)	5 Y 5/1 bis 10 YR 4/2 grau bis dunkelgrau
Stillfried B Mittelweichsel	Lohner Boden Hattorfer Boden  Herzberger Boden	Kiessedimen- tation ?	Steie Terrasse	
Altweichsel	mehrphasige pseudo- vergleyte Parabraun- erden	Aue-Berg- Terrasse II, unterer Kies- körper der Älteren Nie- derterrasse		5 Y 6/1 bis 6/2 bis 6/3 oliv-grau
Eem	pseudo- vergleyte Parabraun- erde		Aue-Berg- Terrasse I	
Warthe oder älter		Mittel- terrasse		5 Y 6/3 bis 6/2 bis 5/2 schwach grünlich
Drenthe/ Warthe ?	Hördener Boden- komplex			
Drenthe oder älter		Ältere Mittel- terrasse		
Altsaale oder Holstein	pseudo- vergleyte Parabraun- erde			
Elster ?		Oberterrasse		2,5 Y 5/4 bis 6/4 bis 6/6 schwach oliv- braun bis grün-gelb

eine Fülle von paläoklimatischen und landschaftsgenetischen Daten, z. B. Phasen verstärkter Solifluktion. Dies gilt besonders für die Weichsel-zeitlichen Lössе und die mit ihnen korrespondierenden Kieskörper, die in dieser Arbeit bevorzugt behandelt werden. Weitere Kriterien zur zeitlichen Einstufung der oftmals isoliert auftretenden und von Subrosion verstellten Kieskörper ist der Verwitterungsgrad ihrer Kiese. Hierbei zeigen die Grauwacken-Gerölle die weitaus stärkste Verwitterungsanfälligkeit, wobei sich ihre Farbe von grau über oliv nach gelb ändert. Bei den großen Flüssen Sieber und Oder variiert die petrographische Zusammensetzung verschieden alter Kieskörper nur geringfügig und ist deshalb wenig für stratigraphische Zwecke brauchbar. Jedoch zeigen die Nebenbäche, die bisweilen eine beträchtliche laterale Änderung der Kieszusammensetzung innerhalb einer Terrasse hervorrufen können, mit zunehmendem Alter ihrer Kiese eine verstärkte Führung von Rhyolith, besonders im Niveau der Oberterrasse.

In Tabelle 1 sind die wichtigsten Kieskörper und Erosionsterrassen des südwestlichen Harzvorlandes und ihre Stellung zu den Löß-Paläoböden angegeben.

2. Pleistozäne Bifurkation der Sieber unmittelbar nach dem Verlassen des Harzes: Das Aue-Trockental (Abb. 1) ist die konsequente Fortsetzung der 45° streichenden Harzstrecke der Sieber. Der Ausstrich des Zechsteins wird auf kürzestem Wege gequert, das ehemalige Flußbett war nur gering von Subrosionsvorgängen beeinflusst worden. Das westlich hiervon liegende Hördener-Tal ist die subsequente Fortsetzung der Harzstrecke der Sieber und wird von dieser noch heute durchflossen. Das Tal ist zunächst parallel zum Harzrand in den Zechstein eingetieft und verläuft dann ab Hördener bei Eintritt in den Buntsandstein wieder 45° streichend parallel zum Aue-Tal. Das Hördener Tal unterliegt im Bereich des Zechsteins in hohem Maß der Subrosion. Hördener Tal und Aue-Tal sind von der Sieber periodenweise gleichzeitig, also bifurkierend durchflossen worden. In Zeiten mit verstärkter Subrosion und geringer fluviatiler Sedimentation wurde aber, wie heute, nur der Hördener Lauf von der Sieber benutzt.
3. Subrosionssenken im Zechstein-Gips, die mit Kiesen über 60 m Mächtigkeit gefüllt sind, aber durch unterschiedliche Vorgänge entstanden sind: In der ca. 3 km langen Subrosionssenne westlich von Herzberg (Werra-Anhydrit, Zechstein 1) erfolgte bzw. erfolgt die subrosive Absenkung überwiegend synchron mit der fluviatilen Erosion. Zur Bildung eines mächtigen Kieslagers kam es erst im nachfolgenden Glazial, als die subrosiv-erosiv entstandene Talrinne aufgeschottert wurde. In Gegensatz hierzu verlief die subrosive Absenkung im Pöhldecker Becken (Hauptanhydrit, Zechstein 3) überwiegend synchron mit der fluviatilen Akkumulation.

## 2. Kieskörper und Flußgeschichte

### 2.1. Oberterrasse

Verschiedene Beobachtungen sprechen für eine periglaziale Kies-Akkumulation aus der Elster-Zeit oder einer älteren Kaltphase: Die Oberterrasse ist mit Lößderivaten bedeckt, die nach heutiger Kenntnis wahrscheinlich mit Böden der älteren Saalezeit beginnen (RICKEN, im Druck). Ferner liegt die Oberterrasse rd. 50 m tiefer als die Mittlere Randterrasse des Harzes, die eine kiesfreie Verebnungsfläche darstellt und aufgrund der Funde von *Ursus deningeri* u. a. in der Einhornhöhle mit mindestens Cromer datiert werden kann (HÖVERMANN 1949; SCHÜTT 1968; DUPHORN 1969; JORDAN 1976). Die Mächtigkeit des Kieskörpers der Oberterrasse läßt sich wegen weitgehender Erosion nur unvollkommen bestimmen. Ein Mindestbetrag von 17 m ergibt sich für Oberterrassen-Kiese im Ausstrichbereich des Werra-Anhydrits (Eisenbahnbrücke Kleine Steinau), während die

Kiese im Bereich des Staßfurt-Dolomits ca. 10 m betragen (Schloß Herzberg). Eine zweite, subrosiv bedingte Steigerung der Mächtigkeit liegt weiter südlich im jüngeren Hauptanhydrit vor, wo zwischen Hördener- und Aue-Tal wieder mehr als 17 m Kies erreicht werden. In den südlich gelegenen Buntsandstein-Gebieten treten nicht mehr als 5 m Kies auf.

Geröllzählungen (VLADI 1976; RICKEN 1973, 1980) ergaben drei Provinzen mit unterschiedlicher Zusammensetzung der Kiese (Abb. 1): 1.) Sieber- und Lonau-Kiese süd- und nordwestlich von Herzberg und im Hördener-Tal zwischen Hattorf und Elbingerode mit Vormacht von Grauwacken, daneben Quarzit, Kieselschiefer, Tonschiefer, Rhyolith, untergeordnet Hornfels, Granit und Diabas. 2.) Quarzit-reiche Kiese im NW der Subrosions-senke des Werra-Anhydrits, verursacht durch die Elster-zeitlichen Vorläufer der Steinau, deren heutiges Einzugsgebiet die Ostflanke des Acker-Quarzituges abdeckt. 3.) Kiese reich an Rhyolith und Kieselschiefer im Ostteil der Subrosions-senke bei Herzberg, die auf Vorläufer der Sieber-Nebenbäche im Bereich des heutigen Eichelbaches und Eichelgrabens zurückgeführt werden müssen. Die erste und besonders die letzte Geröllprovinz haben gegenüber heute stark erhöhte Rhyolith-Gehalte. VLADI (1976, Abb. 4) erklärt dies mit einer damals noch größeren Verbreitung der permischen Rhyolith-Decken im Harz.

Im Aue-Tal sind keine Kiese der Oberterrasse vorhanden. Ebenso fehlen sie an der Nordostflanke des Odertales, so daß nicht eindeutig bewiesen werden kann, ob das Aue-Tal z. Z. der Oberterrasse schon bestanden hat. Allerdings deutet der an Rhyolith reiche Kiesfächer der Geröllprovinz 3 mit seiner Erstreckung zum Odertal an, daß auch schon damals eine östliche Verbindung zur Oder bestanden haben muß. Sieber-Kiese (Quarzit, Granit, Hornfels), die gelegentlich in Provinz 3 auftreten, zeigen außerdem, daß die Sieber mit diesem Kiesfächer randlich in Verbindung stand.

## 2.2. Ältere Mittelterrasse

Die Bezeichnung „Ältere Mittelterrasse“ wurde von VLADI (1976) für Sieber-Lonau-Kiese am nordöstlichen Hang der Subrosions-senke bei Herzberg gebraucht, die dort 25 m bis 30 m unter dem Niveau der Oberterrasse und 15 m über den Kiesen der Mittelterrasse liegen. Die Terrassen-stratigraphische Einordnung der Kiese muß vorläufig noch unsicher bleiben, da die Terrassenreste subrosiv verstellt und tiefergelegt worden sind, wie ein neuerer Kanalisationsaufschluß gezeigt hat. Eindeutige Terrassenreste befinden sich aber im Buntsandstein-Gebiet ca. 20 m unter dem Niveau der Oberterrasse und ca. 10 m über der Mittelterrasse. Die Mächtigkeit der Kiese beträgt 4 m (Abb. 2, Profil I). Nach ihrer Lößbedeckung sind die Kiese mindestens in die ältere Saalezeit zu stellen und sind wahrscheinlich vor dem Drenthe/Warthe-Interstadial abgelagert worden (Tab. 1). Die Kiese liegen an der Nordostflanke des Odertales und müssen aufgrund ihres Quarzitgehaltes von der Sieber her stammen. Da die Oder nach W entwässerte, können die Kiese nur von der Aue-Sieber geliefert worden sein. Demnach kam es während der Akkumulationsperiode der Älteren Mittelterrasse wahrscheinlich zu einer Bifurkation, oder die Sieber entwässerte nur durch das Auetal.

## 2.3. Mittelterrasse

Etwa 10 m unterhalb der Älteren Mittelterrasse liegt der Kieskörper der Mittelterrasse, der im Flußgebiet der Sieber zwischen ca. 30 und ca. 8 m Mächtigkeit erreicht. Der Aufbau seiner Lößdecke zeigt, daß die Kies-Akkumulation der Mittelterrasse mit oder noch vor dem Ende der Warthe-zeitlichen Lößsedimentation beendet war. Die Lößfolgen im Hangenden der Kiese der Mittelterrasse beginnen über-

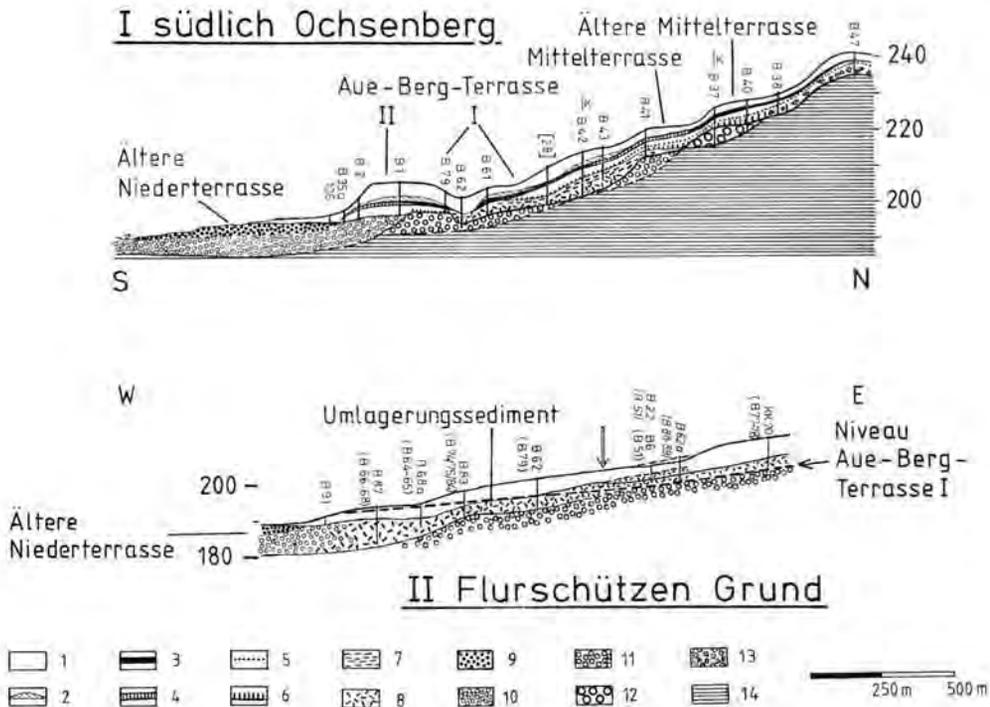


Abb. 2: I Querprofil durch die Kiesterrassen von Oder und Aue-Sieber südlich des Ochsen-Berges. II Längsprofil durch den Flurschützen Grund, Verzahnung von Altweichsel-zeitlichen Umlagerungssediment mit den Kiesen der Älteren Niederterrasse. Pfeil: Verzweigung des Flurschützen Grundes.

Lage der Profile s. Abb. 1. B 42, KK 20: Löß-Bohrung. (B 79): benachbarte Bohrung auf der Aue-Berg-Terrasse I. [28]: Bohrung projiziert. Profile der Löß-Bohrungen in RICKEN (1980) und RICKEN (im Druck). — Legende: 1 Lößlehm, entkalkt, Jung- und Mittelweichsel. 2 Löß, Carbonat-haltig, Jungweichsel. 3 Löhner Boden, Mittelweichsel. 4 Hattorfer Boden, Mittelweichsel. 5 oberer Bleichhorizont, Altweichsel. 6 Parabraunerden, Eem bzw. Altweichsel. 7 schluffiges Umlagerungssediment, Altweichsel. 8 Umlagerungssediment mit Harzkiesen, Altweichsel. 9 oberer Kieskörper der Älteren Niederterrasse. 10 unterer Kieskörper der Älteren Niederterrasse und Kiese der Aue-Berg-Terrasse II. 11 Kiese der Mittelterrasse. 12 Kiese der Älteren Mittelterrasse. 13 Buntsandstein-Solifluktionsschutt, Altweichsel. 14 Ton-Sandsteine des Unteren Buntsandsteins.

wiegend mit Parabraunerden der Altweichsel-Zeit. Zur Bildung von Eem-Parabraunerden ist es offenbar nur dann gekommen, wenn im Eem Schwemmlöß seitlich auf die Mittelterrasse transportiert worden ist (RICKEN, im Druck). Die Zusammensetzung der Kiese und die große Verbreitung ihrer Sedimente in Hördener- und Aue-Tal belegen eine Bifurkation der Sieber während der Akkumulationsperiode der Mittelterrasse (Abb. 1).

Der einzige bedeutsame Aufschluß in der Schichtenfolge der Mittelterrasse liegt am Prallhang der Sieber zwischen Hattorf und Elbingerode (Landschaftsschutzgebiet!). Die Schichtenfolge beginnt mit Ton- und Sandsteinen der Unteren Wechselfolge des Unteren Buntsandsteins, die von 5 m Kies überlagert werden. Darüber folgt 4 m bis 5 m Löß (Abb. 3). Die Lößwand enthält fossile Böden, so den obersten

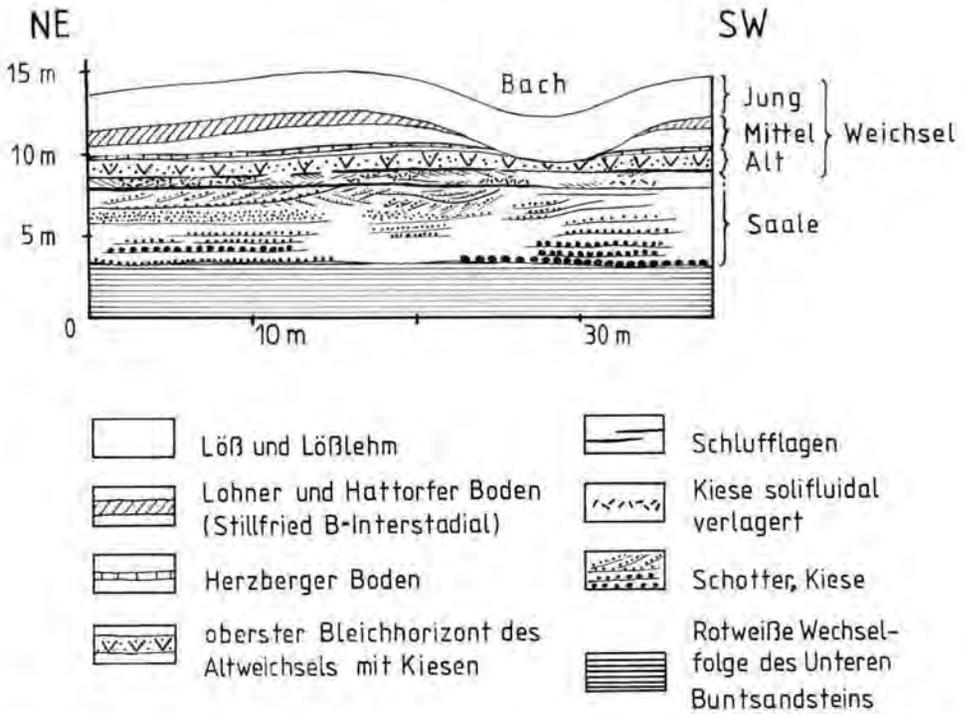


Abb. 3: Saale- und Weichsel-zeitliche Sedimente am Prallhang der Sieber zwischen Hattorf und Elbingerode, Ausschnitt.

Bleichhorizont des Altweichsels, den Herzberger Boden und, als ein Äquivalent des Stillfried B-Interstadials, den Lohner Boden (Trockenfazies) und Hattorfer Boden (Naßfazies), letzterer ist besonders deutlich ausgebildet 100 m südwestlich des in Abb. 3 gezeigten Ausschnitts. Für Herzberger und Hattorfer Boden ist die Lößwand zugleich die Typlokalität (RICKEN, im Druck).

Komplexe Parabraunerden des Altweichsel, die direkt im Hangenden der Kiese zu erwarten wären, fehlen. Böden und Kiese sind gegen Ende des Altweichsels durch Solifluktion in einem 1 km langen und 500 m breiten Dellental um etwa 3 m bis 5 m erniedrigt worden. Daß die Kiese aber ursprünglich von Parabraunerden bedeckt waren, wird durch ihre Umhüllung mit braunem Ton in Form von regelungsdoppelbrechenden Cutanen angezeigt. Der Ton stammt aus der pedogenen Toninfiltration und besteht aus lößbürtigem Smectit und Vermiculit. Die Tonhüllen sind als Folge von Grundwasserhochständen durch Hämatit-Abscheidungen inkrustiert worden, was vermutlich gegen Ende der Saale-Zeit und während der jüngeren Weichsel-Zeit erfolgte. Wegen der Inkrustierung läßt sich der Ton nicht ohne eine vorherige Reduzierung und Lösung des Eisens gewinnen. Die durch die Umkrustung hervorgerufene rötlich-braune bis rote Patina der Kiese ist an vielen Stellen typisch für die Ablagerungen der Mittelterrasse.

Obwohl der Kieskörper der Mittelterrasse wegen der solifluidalen Abtragung unvollständig ist, kann an mehreren Stellen des Prallhangs ein — generell gesehen — einphasiger und gradierter Aufbau beobachtet werden, dagegen keine Mehrphasigkeit im Sinne LÜTTIGS (1960):

1. Die Korngröße nimmt von unten nach oben ab. Gerölle und Grobkies gehen in Feinkies und untergeordnet in Sand über. Lößmaterial in Form lang durchhaltender Schluffbänder („Hochflutlehme“) und partiell Fließerdien sind nach oben hin eingeschaltet.
2. Die Schichtung verändert sich von ebenen Schichten mit Grobgeröllagen an der Basis zu Schichten mit großdimensionaler Schrägschichtung zu kleindimensional schrägschichteten Kiesen und Sanden (Abb. 3). Nach SIMONS et al. (1966) bedeutet dies einen Übergang vom oberen zum unteren Strömungsregime, als Folge abnehmender Fließgeschwindigkeit.
3. Von unten nach oben nehmen die Gehalte an Tonschiefern um ca. 5 % zu, während Grauwacken um ca. 3 % abnehmen, bezogen auf den Anteil von Harzkomponenten in der Fraktion 6,3 mm bis 12,5 mm (Grundmenge 350 Gerölle). Hierin kommt eine während der Sedimentation zunehmende Aufarbeitung der Kiese zum Ausdruck, die zum Zerbrechen größerer Tonschiefer-Gerölle und wohl auch zu einer selektiven Abfuhr von Grauwacke-Geröllen geführt hat. Diese lassen sich wegen ihrer rundlichen Form und einer durchschnittlichen Dichte von 2,66 g/cm<sup>3</sup> leichter als die plattigen, relativ dichten Tonschiefer ( $\rho = 2,72 \text{ g/cm}^3$ ) transportieren.

Insgesamt ist in der Abfolge ein Trend zu geringeren Abflüssen während der Akkumulation zu erkennen. Hierfür kann ein Kälter- oder Ariderwerden des Klimas die Ursache sein, worauf auch die Fließerdieinschaltungen im oberen Abschnitt der Kiesfolge hindeuten.

#### 2.4. Aue-Berg-Terrasse I

Das Niveau der Aue-Berg-Terrasse I liegt nur wenig höher als die Flächen der jüngeren Aue-Berg-Terrasse II und der Älteren Niederterrasse. Die Aue-Berg-Terrasse I ist durch Erosion mit einem Betrag von 10 m aus den Kiesen der Mittelterrasse herausgearbeitet worden, ohne daß dabei ein von den Mittelterrasse-Kiesen unterscheidbarer eigener Kieskörper abgelagert wurde. Wegen der deutlichen Erosionsstufe (Abb. 2, Profil I), des flachen Bodens und der girlandenartigen Verbreitung dieser Terrasse auf 4 km Länge entlang der NE-Flanke des Odertales zwischen Aue-Tal und Hördener Tal (Abb. 1) kann eine fluviatile Anlage durch die Aue-Sieber und Oder nicht ausgeschlossen werden. Allerdings läßt sich das Alter der primären Erosionsterrasse mit Hilfe der Lößstratigraphie nur recht grob zwischen der ausgehenden Saale-Zeit und dem Beginn der Altweichsel-Zeit eingengen. Die Oberfläche der Terrasse wird nämlich von Umlagerungssedimenten überprägt, die von zahlreichen Hangtälichen und Dellen ausgehen. Das Umlagerungssediment ist nach Lößstratigraphischen Befunden in der Altweichsel-Zeit entstanden und besteht zum größten Teil aus Buntsandstein-bürtigem Solifluktuationsmaterial und resedimentierten Terrassen-Kiesen. Es wurde in Form von Schwemmfächern auf der Terrasse abgelagert und geht nach S in eine kleine Talrinne über, die in die Oder entwässert hat (Flurschützen Grund). Dadurch verzahnt sich das Altweichselzeitliche Umlagerungssediment des Schwemmfächers mit den Harz-Kiesen der Niederterrasse der Oder (Abb. 2, Profil II). Dies wird im folgenden zur chronologischen Eingrenzung der Kiessedimentation der Niederterrasse benutzt.

Wie 34 Bohrungen (Kernbohrungen und Sondierungen) auf der Aue-Berg-Terrasse I zeigen, enthält der obere, zum Hang der Mittelterrasse hin liegende Teil der Schwemmsedimente außerhalb der Talrinnen verlagerte und in situ gebildete Parabraunerde-B<sub>1</sub>-Horizonte der Altweichsel-Zeit. In den distalen Bereichen geht die Bildung der Schwemmfächer noch bis in das obere Altweichsel hinein weiter, erkennbar an dem solifluidal ver-

lagerten und mit Material aus Parabraunerden durchsetzten oberen Bleichhorizont des Altweichsels (RICKEN, im Druck, Abb. 12). Dieser Horizont bedeckt auch die Füllung der Dellen und Talrinnen im Bereich ihrer Oberläufe. Jüngere Schwemmbildungen sind bis auf verlagerten Jungweichsel-Löß nicht vorhanden. Der Jungweichsel-Löß durchschneidet in den Hangtäälchen den Stillfried B-Horizont (vgl. auch Abb. 3) und liegt im Oberlauf der Talrinne „Flurschützen Grund“ auf Mittel- und Altweichsel-Lößböden. Im Unterlauf hat der Jungweichsel-Löß den älteren Löß völlig durchschnitten und bedeckt direkt das Altweichsel-zeitliche Schwemmfächer-Material. Aus der Verzahnung von Niederterrasse, Täälchenfüllung und Schwemmfächer-Bildungen kann nun folgendes abgeleitet werden:

1. Ein Teil der Älteren Niederterrasse wurde im Altweichsel sedimentiert, Kiese erreichten etwa das Niveau der heutigen Fläche der Niederterrasse.
2. Nach der Bodenbildung des Stillfried B-Interstadials (ca. 30 000 Jahre BP) wurde in den Hangtäälchen und vermutlich auch im Kieskörper der Niederterrasse erodiert und danach wieder sedimentiert.

Der Zeitpunkt dieser jungen Erosionsphase läßt sich im Untersuchungsgebiet nicht genau festlegen, weil hier die Jungweichsel-Böden nur sehr unvollkommen ausgebildet sind (Tab. 1). Offenbar war die Erosionsphase nur von kurzer Dauer und lag im frühen Jungweichsel, da die im Normalprofil übliche Mächtigkeit der Jungweichsel-Lösse von 3 bis 6 m ebenfalls in der oben beschriebenen Talrinne erreicht wird, die Hauptmasse der Lößsedimentation jedoch erst im mittleren und späten Jungweichsel erfolgte. Die Erosionsphase dürfte etwa mit der Bildung des ersten Jungweichsel-Bodens zusammenfallen (wj 1-Komplex nach ROHDENBURG & MEYER 1966, oder E 1 nach SCHÖNHALS et al. 1964). In Mitteleuropa stellt sie eine bedeutende Erosionsperiode in den Hangtäälchen dar (SEMMELE 1968: 41 f, SEMMELE & STÄBLEIN 1971, Beobachtungen von B. MEYER im Raum Göttingen, freundl. mündl. Mitt.). Nach lößstratigraphischen Befunden kann die Erosionsphase in das Zeitintervall zwischen 30 000 Jahren BP (Stillfried B) und 20 000 Jahren BP (E 2) eingengt werden (vgl. <sup>14</sup>C-Daten bei FINK 1962 und SEMMELE 1968).

## 2.5. Weichsel-zeitliche Schotterkörper und Erosionsterrassen

### 2.5.1. Aue-Berg-Terrasse II

Die Aue-Berg-Terrasse II liegt als ein maximal 300 m breiter und 2 km langer Streifen an der NW-Flanke des Auetales im Mündungsbereich in das Odertal (Abb. 1). Sie ist mit Lößderivaten von über 10 m Mächtigkeit bedeckt. Ihre Kies-Fläche liegt einen halben Meter unterhalb der Aue-Berg-Terrasse I und etwa einen Meter über der Niederterrasse. Dennoch zeigen die oliv-grauen Verwitterungsfarben der Quarzit-haltigen Grauwacken-Kiese (5 Y 6/1 bis 6/2 bis 6/3) und ihre fehlende Umkrustung mit Ton und Eisenoxid, daß es sich hierbei um eine echte Akkumulation der Aue-Sieber von mindestens 2 m Mächtigkeit handelt und nicht um die Relikte des Kieskörpers der Mittelterrasse (Abb. 2, Profil I).

Die Lößfolge, die mit dem Eijkelkamp-Kombinationsbohrer untersucht wurde, beginnt auf der Aue-Berg-Terrasse II mit dem Mittelweichsel, noch vor Bildung des Herzberger Bodens (RICKEN, im Druck). Die obersten dm der Kiese enthalten stellenweise Bleichhorizont-Material und die ebenfalls für das Altweichsel typischen Holzkohlen von Nadelhölzern, darunter *Pinus* sp.. Demnach handelt es sich bei dem Kieskörper der Aue-Berg-Terrasse II um eine Akkumulation der frühen Weichsel-Zeit. Wie weiter unten noch begründet werden soll, dürfte die Aue-Berg-Terrasse II einen von späterer Erosion verschont gebliebenen Rest des unteren Kieskörpers der Älteren Niederterrasse darstellen.

Der ca. 2 m über den Kiesen im Löß liegende Bodenhorizont des Stillfried B-Interstadials ist nicht in seiner Trockenfazies (Lohner Boden), sondern als Naßfazies (Hattorfer Boden) mit frostplattigem Untergrund ausgebildet.

### 2.5.2. Steie-Terrasse

Die Steie-Terrasse ist eine kleinere jüngere Erosionsstufe am Ende des Mittelweichsels in den Kiesen der Mittelterrasse. Hier liegen im südöstlichen Mündungsbereich des Aue-tals in die Oder (Abb. 1) bis zu 3 m mächtige allochthone und autochthone Pakete des Hattorfer Bodens, etwa niveaugleich mit der Oberfläche der Älteren Niederterrasse. Die Vernässung auf den flußnahen Terrassenflächen zeigt an, daß das Grundwasser nach dem Trockenfallen der Aue-Berg-Terrasse II während des Stillfried B-Interstadials nicht wesentlich abgesunken war und kapillarer Wasseraufstieg aus den Kiesen in den Löß möglich war. Das Flußbett der Sieber war also während des Stillfried B-Interstadials nur unbedeutend unter das Niveau der Aue-Berg-Terrasse II eingetieft worden (vgl. auch Abb. 6).

### 2.5.3. Ältere Niederterrasse

Die großflächige Verbreitung der Kiese der Älteren Niederterrasse im Hördener-Tal und im Aue-Tal (Abb. 1, Abb. 4), sowie ihre petrographische Zusammensetzung zeugen für eine Weichsel-zeitliche Bifurkation der Sieber. Wie in zahlreichen Kiesgruben zu sehen ist, besteht die Ältere Niederterrasse aus zwei sich diskordant überlagernden Sedimentkörpern (Tafel 1, Fig. 1, 2 und 3). Der untere Sedimentkörper kann, je nach seiner Lage zu Subrosionsgebieten, in seiner Mächtigkeit von ca. 1 m (westlich Hattorf) bis zu mehreren Zehnern von Metern (Pöhlde) schwanken, während der obere Kieskörper eine etwa konstante Mächtigkeit von 2,5 m bis 4 m aufweist.

**Unterer Kieskörper (Abb. 5):** Die Verwitterungsfarben der Grauwacken entsprechen denen der Aue-Berg-Terrasse II. Weitdurchhaltende Schichten und Erosionsrinnen, die mit Stillwasserschluffen gefüllt sind, sind typisch. Den Kiesen ist dunkelbraunes Tonmaterial beigemengt, welches offenbar aus erodierten Parabraunerden stammt und das gesamte Kiespaket rötlich-braun färbt. Die durchschnittliche Korngrößenverteilung in den Kiesen ändert sich nicht trendhaft, jedoch war in der ehemaligen Kiesgrube

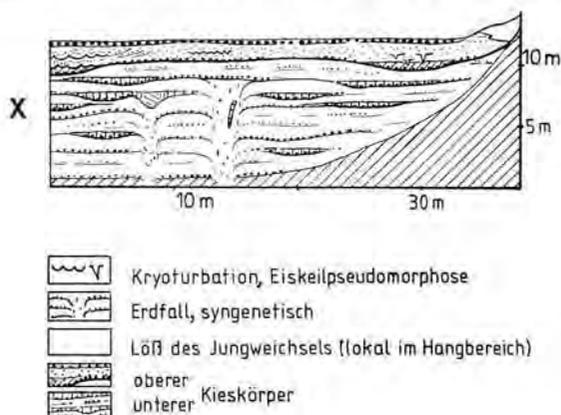


Abb. 5: Aufbau der Älteren Niederterrasse zwischen Herzberg und Hörden, schematisiert.  
 X Fundniveau von Holzkohlen in der ehemaligen Kiesgrube Hörden.

bei Hörden nach oben eine zunehmende Sedimentaufarbeitung festzustellen (Zunahme von Tonschiefern, Abnahme von Grauwacken). Syngenetische Erdfallsschlote mit ihren Füllungen zeigen in der ehemaligen Kiesgrube bei Hörden, daß die subrosive Absenkung in dieser Periode noch nicht zur Ruhe gekommen war.

Gelegentlich enthalten Stillwasser-Sedimente in den Kiesen bis 0,5 cm große Stücke von Holzkohlen. Eine Bestimmung durch Herrn Prof. WILLERDING (Göttingen) ergab: *Ulmus* (8), *Juniperus* (5), *Betula* (2) (Kiesgrube 500 m westlich Pöhlde); *Larix* (7), *Pinus* (3), *Nadelholz* (1) (ehem. Kiesgrube Hörden). Alle Holzkohlen haben außerordentlich kleine Jahresringe, die schlechte Wuchsbedingungen anzeigen. Die Assoziation von *Ulmus* mit *Juniperus* und *Betula* ist nur schwer interpretierbar. Wenn es sich nicht um teilweise umgelagerte Eem-Kohlen handelt, muß *Ulmus* in das Frühweichsel bzw. Altweichsel der Lößstratigraphie gestellt werden. Ähnlich verhält es sich mit *Larix*, von der kleine Zwergformen bekannt sind. Für eine Einordnung in das Frühweichsel sprechen die bisher erarbeitete Vegetationsgeschichte in Norddeutschland und den Niederlanden (z. B. WIJNSTRA 1978; MANIA & TÖPFER 1973; BEHRE 1974), aber auch eigene Daten. In einem Erdfall 3 km westlich von Herzberg liegt eine Schichtenfolge, die vom Eem-Interglazial über ein Frühweichsel-Interstadial noch weiter in die Weichsel-Zeit hineinreicht und vom Hattorfer Boden überlagert wird. Erste Ergebnisse der pollenanalytischen Bearbeitung durch Dr. GRÜGER (Palynologie Göttingen) weisen für das Frühweichsel folgende Baumarten nach: *Juniperus*, *Betula*, *Pinus*, *Picea* und *Larix*. Eine jüngere Einordnung der Holzkohlen als Frühweichsel ist nicht möglich, da am Südharz Mittel- und Jungweichsel weitgehend baumfrei waren. Das wird daraus ersichtlich, daß während des Stillfried B-Interstadials, in dem es zur markantesten Bodenbildung innerhalb der Löß-Boden-Folge von Mittel- und Jungweichsel gekommen ist, sich lediglich eine Gras/Kraut-Tundra mit vermutlich Zwergformen von *Salix*, *Betula* und *Pinus* entwickelte (RICKEN, im Druck).

a) Paläobotanische Befunde und b) die in Kapitel 2.4. beschriebene Verzahnung von Altweichsel-zeitlichen Umlagerungssedimenten mit den Kiesen der Älteren Niederterrasse zeigen, daß der untere Kieskörper der Älteren Niederterrasse ein überwiegend Altweichsel-zeitliches Alter besitzen muß. Die Kiessedimentation der Aue-Berg-Terrasse II erfolgte nach lößstratigraphischen Ergebnissen ebenfalls im Altweichsel. Außerdem besitzen beide Kieskörper denselben Verwitterungsgrad und liegen benachbart auf etwa einem Niveau. Die Kieskörper der Aue-Berg-Terrasse II und der des unteren Teiles der Älteren Niederterrasse müssen deshalb Bildungen mit identischem Schotterkörper sein.

#### Tafel 1

Fig. 1: Ehemalige Kiesgrube 1 km nordöstlich Hörden. Der untere Kieskörper der Älteren Niederterrasse wird vom jüngeren Kieskörper diskordant überlagert (Pfeile).

Fig. 2: Ausschnitt aus A. Erosionsdiskordanz zwischen unterem und oberem Kieskörper der Älteren Niederterrasse. Nach der Erosionsphase werden Stillwasser-Sedimente abgelagert (Pfeil), darauf erfolgt erneute Kiessedimentation.

Fig. 3: Ehemalige Kiesgrube 150 m südlich vom Auekrug in der Niederterrasse. Ca 2 m über dem Wasserspiegel wird der untere Kieskörper der Älteren Niederterrasse sichtbar (Pfeile).

Fig. 4: Ehemalige Kiesgrube in der Oderaue 1 km nordöstlich Pöhlde. Der schräggeschichtete obere Kieskörper der Älteren Niederterrasse wird von Kiesen der Jüngeren Talaue überlagert (untere Pfeile), die nach einer Groblage im oberen Teil Hüttenschlacken enthalten (Obere Pfeile). Weißer Balken jeweils 1 m.



Der Kieskörper der Aue-Berg-Terrasse II ist wahrscheinlich die Fortsetzung des unteren Kieskörpers der Älteren Niederterrasse, dessen Oberfläche in der Aue-Berg-Terrasse II lediglich nicht auf das Niveau des unteren Kieskörpers der Älteren Niederterrasse abgetragen worden ist. Der inaktive, vom Fluß nicht mehr benutzte Teil des gemeinsamen Kieskörpers wurde dann seit Ende des Altweichsels äolisch mit ca. 10 m Löß bedeckt (Abb. 2, Profil I, vgl. auch Abb. 6).

**Oberer Kieskörper** (Abb. 5): Sehr langaushaltende ebene Schichtung mit Dachziegellagerung, oben öfter aus gering aufgearbeiteten Lagen mit Grobgeröllen. Der obere Kieskörper beginnt an seiner Basis vielerorts mit Stillwassersedimenten, die Vergleyung zeigen können (Taf. 1, Fig. 2). In Talrand-Lagen verzahnt sich der obere Teil des Kieskörpers stellenweise mit dem Jungweichsel-Löß (Hörden, Prallhang der Sieber, 400 m südlich der oberen Brücke). Auffälligstes Merkmal des Kieskörpers ist das Fehlen von braunem Lehmmaterial, das ihn farblich vom unteren Kieskörper abhebt. Die Grauwacken sind nur leicht verwittert und haben im trockenen Zustand graue bis dunkelgraue Farben (5 YR 5/1 bis 10 YR 4/2). Syngenetische Erdfallbildungen konnten trotz zahlreicher Aufschlüsse nicht beobachtet werden, dafür aber in mehreren Fällen kleine Eiskeile und Kryoturbationen, besonders in Schlufflagen. Solche Frostanzeiger treten im Jungweichsel verstärkt auf (ROHDENBURG 1966).

Für die Dauer der Sedimentation des oberen Kieskörpers der Älteren Niederterrasse dürfte seiner Verzahnung mit dem Jungweichsel-Löß zufolge fast die gesamte Jungweichsel-Zeit zu veranschlagen sein und zwar vermutlich von der Erosionsphase ab, die nach dem Stillfried B-Interstadial anzusetzen ist. Die Tieferschaltung der Sieber vor der Sedimentation des oberen Kieskörpers erfolgte offenbar in voller Talbreite. Es läßt sich keine Unterstufe der Älteren Niederterrasse der Sieber nachweisen, die mit Jungweichsel-Löß bedeckt ist. Solche Flächen sind aber im Bereich der Söse, des westlichen Nachbarflusses der Sieber, vorhanden. Ein Kilometer nördlich von Eisdorf liegen im Mündungsbereich von Markau und Schlungwasser in das Sösetal Kiesflächen von insgesamt 1 km Länge und 500 m Breite, die niveaumäßig etwa in Höhe der Niederterrassen-Fläche liegen bzw. seitlich in diese übergehen und von Lößderivaten bis 3,50 m Stärke bedeckt sind. JORDAN (1972) hält diese Flächen wegen ihrer Lößdecke noch für die subrosiv abgesenkte Mittelterrasse. Wie jedoch ein Aufschluß und Bohrungen auf dem südlichen Flächenstück zeigen, gleicht der Verwitterungszustand der Grauwacken mit 5 Y 5/1 bis 5/2 bis 5/3 völlig denen der benachbarten Niederterrasse, nicht dagegen den stärker verwitterten Grauwacken der Mittelterrasse. Die solifluidal geprägte Löß-Folge beginnt hier nicht mit den für die Mittelterrasse typischen Parabraunerden des Altweichsels, sondern gleich mit jüngeren Lössen: Auf den höchsten Teilen des untersuchten südöstlichsten Flächenstücks liegt noch der in situ gebildete und teilweise verlagerte Hattorfer Boden. Dies entspricht der Erosionsphase, die im Tal der Aue-Sieber zur Bildung der Steie-Terrasse führte. Der größte Teil der Fläche wird jedoch von Jungweichsel-Löß eingenommen, in dem verschiedene Naßböden entwickelt sind. Dies entspricht im Siebental der Abtragung vor der Sedimentation des oberen Kieskörpers während der Erosionsphase am Beginn des Jungweichsels (Abb. 6).

Eine Zweigliedrigkeit des Schotterkörpers der Älteren Niederterrasse ist auch von anderen Flüssen beschrieben worden, teilweise mit ähnlichen Ergebnissen:

1. Erosionsdiskordanz in den obersten Metern der Älteren Niederterrasse: STEINMÜLLER (1965), Zorge bei Nordhausen, Oberkante des unteren Kieskörpers nach  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung 21 430 und 22 500 Jahre BP. SCHEER (1978), Main, Basis des oberen Kieskörpers nach  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung 15 130 und 18 300

Jahre BP. LÖSCHER et al. (1980), Rhein, Oberkante des unteren Kieskörpers nach  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung 27 080 Jahre BP.

2. Bildung einer jüngeren Terrassenstufe und Bedeckung der älteren Terrassenstufe mit äolischem Löß: KULICK & SEMMEL (1968), Netze in Waldeck, höhere Teile der Älteren Niederterrasse mit 5 m Löß bedeckt, noch vor dem E 2-Boden beginnend. SEMMEL (1972), Werra bei Wölfershausen, höhere Teile der Niederterrasse mit mehreren Metern Löß bedeckt, noch vor dem E 2-Boden beginnend. B. MEYER (freundl. mündl. Mitt.), Leine bei Göttingen, Niederterrasse mit ca. 2 m Löß bedeckt, an der Basis wj 2 B-Boden im Löß. (Für den E 2-Boden, der dem wj 2  $\beta$ -Boden Niedersachsens entspricht, gibt SEMMEL (1968) ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von rd. 20 000 Jahren BP, an.) SEMMEL (1974), SEIDENSCHWANN (1980), Main, höhere Teile der Älteren Niederterrasse (t 6) von Löß bedeckt, darin Eltviller Tuff. BRUNOTTE (1979), Leine bei Einbeck, nach E exponierte Randbereiche der Älteren Niederterrasse von mehreren Metern Jungweichsel-Löß bedeckt.

Im südwestlichen Harzvorland ist die Fläche des oberen Kieskörpers der Älteren Niederterrasse nicht völlig frei von Decksedimenten. Von Auelehmbildungen abgesehen liegen auf der Kiesfläche, besonders in ihren Randbereichen, zu etwa einem Viertel 0,5 m mächtige lößbürtige Sedimente, die auf den jüngeren Terrassen fehlen. Es handelt sich hierbei um lokale Bildungen, die gegen Ende des Jungweichsels entstanden sein müssen, als sich die Flüsse erst mit dem Nachlassen der äolischen Lößakkumulation von den breiten Flächen der Niederterrasse zurückzogen. Im südwestlichen Harzvorland zeigen vor allem die Decksedimente in Harznähe eine solifluidale Prägung (vgl. auch JORDAN 1976). Daneben gibt es Bereiche, die äolischem Löß recht nahe kommen, was auch in anderen Gebieten im Mittelgebirgsraum beobachtet wurde (STEINMÜLLER 1965, Zorge; WILDHAGEN & MEYER 1972, Leine; UNGER 1974, Thüringen).

Reliktlauf im Aue-Tal: In die unzertalte Fläche der Älteren Niederterrasse des Aue-Trockentales ist ein System von ca. 0,5 m bis 1 m tiefen anastomosierenden Rinnen eingeschnitten, die kurz vor dem letzten Versiegen des Auelaufes entstanden sind (Abb. 4). Die jüngste Rinne liegt zentral und ist nicht mehr von dem oben beschriebenen Decksediment überlagert. Nach der von RÖSSERT (1976: 40) erweiterten STRICKLER-Formel läßt sich der Abfluß für ein reliefschaffendes Hochwasser in dieser Rinne mit ca.  $50 \text{ m}^3/\text{sec}$  bis  $60 \text{ m}^3/\text{sec}$  schätzen. Der Gesamtabfluß der Sieber (Aue-Tal und Hördener Tal) muß jedoch mindestens das Doppelte betragen haben, da die Sieber zu dieser Zeit noch bifurkierte, also  $100 \text{ m}^3/\text{sec}$  bis  $120 \text{ m}^3/\text{sec}$ . Das größte rezente Hochwasser in einer 30jährigen Beobachtungszeit hatte einen Abfluß von  $70 \text{ m}^3/\text{sec}$  (HAASE et al. 1970). Der Hochwasserabfluß im ausgehenden Jungweichsel war demnach größer als der heutige, warmzeitliche.

Es muß vorläufig offen bleiben, warum das Aue-Tal kurz nach dem Ende der äolischen Lößsedimentation an der Wende Jungweichsel/Spätweichsel schon unter kaltzeitlichen Klimaverhältnissen aufgegeben wurde, so daß keine holozäne Einschnidung mehr erfolgte. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Befunden in älteren Abschnitten des Pleistozäns, wo die Sieber nach einer Akkumulationsphase jeweils noch über längere Zeit gleichzeitig in Hördener- und Aue-Tal erodierte, ehe das Aue-Tal schließlich zugunsten des Hördener Tales aufgegeben wurde. Möglicherweise sind hierfür erste Erdfälle im ehemaligen Verzweigungsbereich der Sieber verantwortlich zu machen. Die jüngste Periode der Erdfallbildung beginnt im südlichen Harzvorland unter kaltzeitlichen Bedingungen, wahrscheinlich nach dem Tauen des Dauerfrostes (RICKEN 1980: 50), (Abb. 6).

Die im Spätweichsel und Holozän folgenden Terrassen und Talauen sind nur noch im Hördener-Tal, besonders in der Subrosionssenke bei Herzberg und z. T. auch im Odertal ausgebildet. Sie fehlen im Aue-Tal, weil dieses in dieser Zeit trocken liegt.

#### 2.5.4. Jüngere Niederterrasse

Sie ist in der Subrosionssenke bei Herzberg zweiphasig insgesamt ca. 3 m in die Ältere Niederterrasse eingetieft und war im Bereich von Profil C Abb. 4 mit einem 1 m mächtigen Umlagerungskörper aus Grobgeröllen aufgeschlossen. Die Jüngere Niederterrasse ist deshalb weitgehend als eine **Erosionsterrasse** anzusprechen, wobei die Lateralerosion durch Aufflaserung der Sieber in kleine, sich verzweigende und wieder vereinende Nebenarme einen großen Anteil gehabt haben dürfte. Die Terrassen-Ränder sind deshalb, ähnlich wie bei der Älteren Niederterrasse, gestreckt. Rinnen, die den Abfluß auf wenige Aktivitätsbereiche beschränkten, hat es nicht gegeben, im Gegenteil: Westlich von Herzberg kommt es im Gebiet des Eichholzes zu einer 1,5 km langen Bifurkation (Abb. 4).

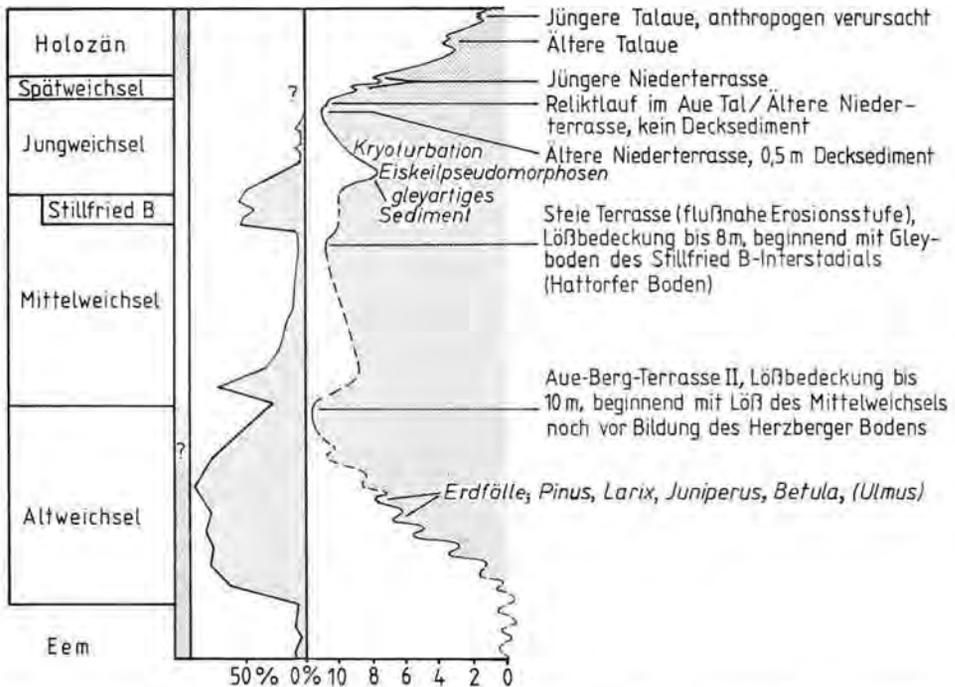


Abb. 6: Sedimentationsdiagramm für jungpleistozäne und holozäne Terrassen-Kiese der Sieber zwischen Herzberg und Hörden. Spalte 1: Löß-Stratigraphie. Spalte 2: Intensität der subrosiven Absenkung, schematisiert. Spalte 3: Intensität der Solifluktion im Hangbereich (Häufigkeit von Sediment-Streifung in Löß-Profilen, nach RICKEN [im Druck]), mit einem Maximum der Solifluktion im Altweichsel (Parabraunerden) und Nebenmaxima zur Zeit des Herzberger Bodens und vor und nach dem Stillfried B - Interstadial (kryoklastische Böden). Spalte 4: Mächtigkeit von Terrassen-Kiesen über der Kies-Basis der Älteren Niederterrasse. Die Kurve gibt lediglich die jeweilige Sediment-Höhe an (in Metern), die etwa der Grundwasser-Oberfläche im flußnahen Bereich entspricht, nicht aber die akkumulierten bzw. erodierten Sediment-Volumina. Der ausgeprägten Aufschotterung im Altweichsel während des Solifluktions-Maximums entspricht die kräftige, durch synerosive Subrosion gesteuerte Eintiefung im Spätweichsel und Holozän. Kleinere Erosionsphasen im Mittel- und Jungweichsel, sowie ein Teil der Erosion im Spätweichsel sind an Tundren-Klima gebunden, teilweise mit kryoklastischer Bodenbildung.

Die pollenanalytische Datierung der Basis einer Erdfall-Füllung auf der Jüngeren Niederterrasse ergab vorläufig ein früh-holozänes bis spätglaziales Alter. (Weiterführende Untersuchungen an diesem Erdfall werden z. Z. von Frau CHEN, Palynologie Göttingen, durchgeführt). Die Entstehungszeit der Jüngeren Niederterrasse kann vorerst zwischen 14 000 — 13 000 Jahren BP (Ältere Niederterrasse) und etwa 10 000 Jahren BP eingengt werden. Damit unterscheidet sich die Sieber nicht von anderen Flüssen Mitteleuropas, wo vielerorts eine spätglaziale Erosions- und Aktivitätsphase nachgewiesen worden ist, hauptsächlich durch verlagerten Laacher Bims, wie z. B. im Leinetal (WILDHAGEN & MEYER 1972).

## 2.6. Holozäne Terrassenkiese

### 2.6.1. Ältere Talaue

Die Ältere Talaue ist mit mäanderförmig gebogenen Erosionsrändern in die älteren Bildungen eingetieft und erreicht in der Subrosionssenke bei Herzberg Erosionsbeträge gegenüber der Älteren Niederterrasse von 4 bis 10 m. In Profil C der Abb. 4 war in der Älteren Talaue ein 2 m mächtiger, geröllreicher und mit Lehm durchsetzter Schotterkörper aufgeschlossen. Das Alter liegt zwischen größer 10 000 Jahren BP (Jüngere Niederterrasse) und rd. 2 000 Jahren BP (Beginn der jungstholozänen Sedimentation in der Oderaue). Wahrscheinlich ist der größte Teil der Kiese jünger als das untere Atlantikum, da die Talaue bei Pöhlde in eine Erdfallreihe einbiegt, die etwa in dieser Zeit entstanden sein dürfte (RICKEN 1980).

### 2.6.2. Jüngere Talaue

Die Feinkiese der Jüngeren Talaue begleiten eng die heutigen Flußläufe. Sie sind bei Pöhlde zweiphasig aufgeschottert, beginnen jeweils mit einer Groblage und können insgesamt 2,5 m mächtig werden (Taf. 1, Fig. 4). Der untere Teil konnte 1 km westlich Pöhlde durch eine  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung auf  $1780 \pm 55$  Jahre BP datiert werden (Holz, 1,6 m unter Flur, Nieders. L.A. f. Bodenforsch. Labor Nr. Hv 9289). Der obere Feinkies-Körper, enthält wie viele Harzbäche Hüttenschlacken und dürfte der Periode intensiver Eisenverhüttung vom 16. bis zum Beginn des 18. Jahrhunderts entsprechen, als es zu einer weitgehenden Entwaldung in den Tälern von Oder und Sieber kam (HILLEGEIST 1977).

## 2.7. Flußgeschichte

Bei der Flußgeschichte der Sieber geht es vor allem um das Auffinden der Perioden, in welchen die Sieber bifurkierte bzw. kurzfristig und wiederholt von einem Tal in das andere wechselte und in welchen sie dauerhaft nur einen Flußarm benutzte. Wie oben bereits dargestellt, bifurkierte die Sieber in allen Phasen größerer Kies-Akkumulation, vermutlich auch während der Bildung der Oberterrasse. Verglichen mit den Akkumulationsphasen ist es jedoch schwierig zu ermitteln, ob die Sieber auch in Phasen der Tiefenerosion bifurkierte.

Dazu kann man vereinfacht die Basis eines Kieskörpers als das Niveau auffassen, auf dem der Fluß am Ende seiner Erosionsphase floß, kurz bevor der neue Kieskörper sedimentiert wurde. Läge die Kies-Basis im Aue- und Hördener-Tal auf gleichem Niveau, so wären beide Arme gleichwertig benutzt worden. Lägen die Kiese eines Laufes in der Nähe der Verzweigungsstelle auf tieferem Niveau, so wäre dieser Lauf wegen seines partiell steileren Gefälles bevorzugt worden. Die Oberflächen der Kieskörper können sich dagegen nicht in ihrer Höhenlage unterscheiden, da wegen der Bifurkation am Ende der Akkumulationsphase keiner der beiden Flußläufe ein bevorzugtes Gefälle besaß.

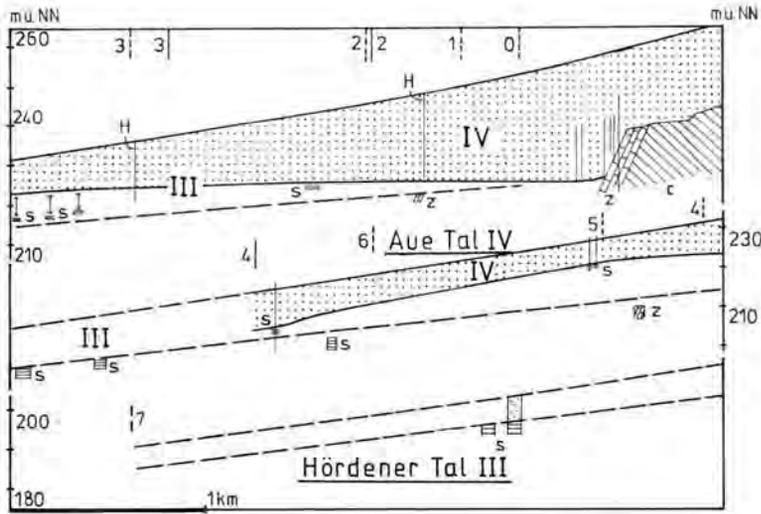


Abb. 7: Kieskörper der Mittelterrasse, Längsprofile für Hördener Tal (III) und Aue Tal (IV). Profilverlauf, Bohrungen und Aufschlüsse s. Abb. 1, Knicke im Profil sind für das Aue Tal mit durchgezogenen Linien, für das Hördener Tal mit gestrichelten Linien angegeben. Bohrungen ergänzt nach VLADÍ (1976), SEEDORF (1955) und PIEHLER (1969). Die Profile sind übereinander liegend dargestellt, so daß die Oberflächen der beiden Kieskörper zusammenfallen. Aufschlüsse: Kästen. s: unterer Buntsandstein. z: Zechstein. c: Karbon.

Abb. 7 und 8 zeigen Längsprofile durch die beiden Bifurkations-Täler der Sieber. Im Hördener-Tal werden Mittel- und Niederterrasse doppelt so mächtig wie im Aue-Tal, während die Oberflächen der beiden Kieskörper auf einem Niveau liegen. Aus diesem Befund können aber flußgeschichtliche Aussagen nur dann abgeleitet werden, wenn...

1. die Längsprofile auch die tiefste Lage der Basis geschichteter Kiese angeben. Im Stadtgebiet von Herzberg, wo Aufschlüsse weitgehend fehlen, kann nicht zwischen geschichteten und verstürzten Kiesen, die in Form von Erdfall-Schlot-Füllungen den Untergrund durchsetzen, unterschieden werden. Über die Kiesmächtigkeiten der Mittelterrasse ist noch zu wenig bekannt, vor allem auf dem Areal zwischen Aue- und Oder-Tal. Für die Niederterrasse ist aber der verdickte Kieskörper im Hördener-Tal und im Aue-Tal durch vollständige Querprofile belegt (Kiesgruben, Hammerschlagseismik, Bohrungen; Abb. 4).
2. der Fluß am Ende einer Erosionsphase wirklich im Niveau der Basis des darauf akkumulierten Kieskörpers floß und nicht auf einem höheren Niveau. Seine Kiese könnten in einem späteren Stadium der Akkumulation großflächig subrosiv, d. h. ohne die Schichtung zu zerstören, abgesenkt worden sein. Solchen Vorgängen scheint aber im Siebertal keine vorrangige Bedeutung zuzukommen, da sich die geschichteten Kiese der Älteren Niederterrasse des Hördener Tales in großer Mächtigkeit bis in das Harz-Paläozoikum hinein fortsetzen. An der Mündung der Lonau liegen mindestens 18 m geschichtete Kiese der Lonau-Niederterrasse auf Zechsteinkalk und Grauwacken in einer verschütteten Schlucht. Diese Kiese können nicht subrosiv abgesenkt worden sein. Sieber

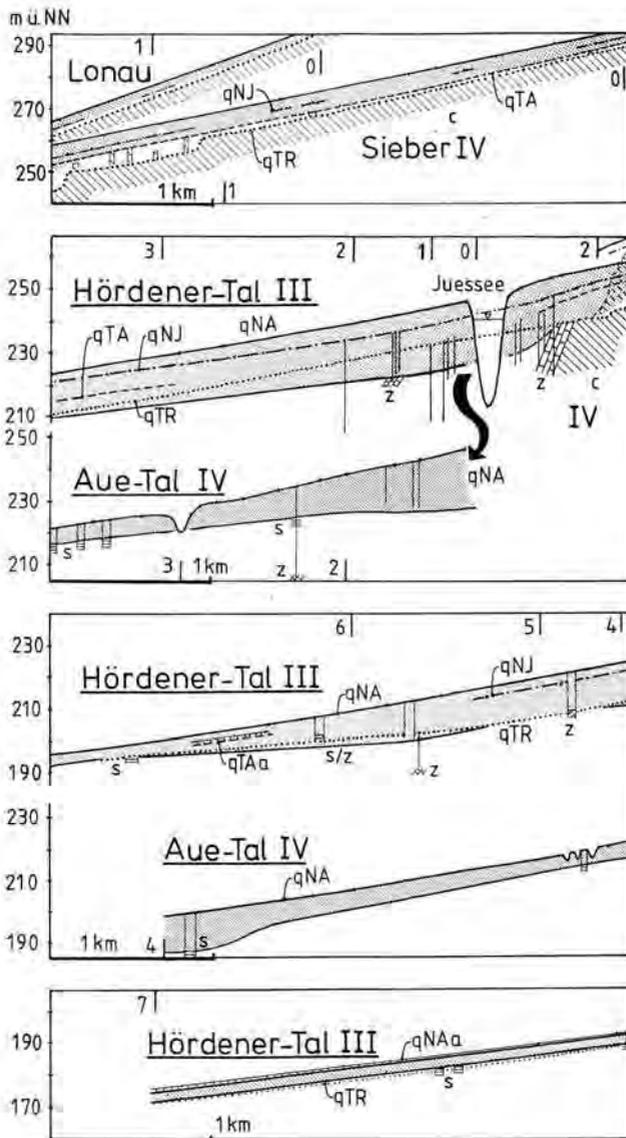


Abb. 8: Kieskörper der Älteren Niederterrasse, Längsprofil durch Hördener Tal (III) und Aue Tal (IV). Profilverlauf, Lage von Bohrungen und Aufschlüssen s. Abb. 1. Bohrungen ergänzt nach VLADI (1976), SEEDORF (1955) und PIEHLER (1969). Hördener Tal und Aue Tal sind getrennt dargestellt, der Bifurkationsbereich ist durch Pfeil gekennzeichnet. Bezeichnungen wie in Abb. 7. Im Hördener Tal sind zusätzlich folgende Erosionsniveaus bzw. Kieskörper angegeben (vgl. Abb. 4): qNJ: Jüngere Niederterrasse. qTA: Ältere Talaue. qTJ: Jüngere Talaue. qTR: Rezente Talaue. Bedeckung von Terrassen mit Auelehm (a): Leiter-Signatur.

und Lonau flossen also bei maximaler Eintiefung vor der Sedimentation der Niederterrasse weitgehend im Niveau ihrer späteren Kiesbasis.

Nach diesen Befunden wurde das Aue-Tal irgendwann zwischen dem Ende der Saale-Zeit und dem Altweichsel, also im Eem-Interglazial, zugunsten des Hördener-Tales aufgegeben und dieses um den doppelten Betrag wie das Auetal eingetieft. In diesem übertieften Talabschnitt wurde dann im Altweichsel der mächtige Kieskörper der Niederterrasse sedimentiert, wobei die Tal-Rinne während der Akkumulation wahrscheinlich durch Seitenerosion erweitert wurde. Durch die rasche Aufsedimentation — die Aue-Berg-Terrasse II (Altweichsel) liegt nur geringfügig über dem Niveau der Älteren Niederterrasse — wurde das Aue-Tal schon früh, d.h. während des Altweichsels, wieder in die Sedimentation mit einbezogen.

Abgesehen von dem ungewöhnlich frühen Trockenfallen des Aue-Tales zu Beginn des Spätglazials verhält sich die heutige, holozäne Sieber ähnlich wie die Eem-Sieber: Sie tieft sich in der Subrosionssenke bei Herzberg enorm ein, nämlich maximal 18 m (!) gegenüber der Älteren Niederterrasse (Abb. 8); das ist das 6fache der Eintiefung in den Buntsandstein-Gebieten. Wie im Eem-Interglazial bilden die Sieber und ihre Nebenbäche Gr. Steinau, Gr. Lonau, Gr. Gründelke, verursacht durch die rückschreitende Erosion, Steilgefälle am Harzrand aus; die Sieber und die beiden letztgenannten Bäche haben klammartige Schluchten in Grauwacken und Terrassen-Kiesen (z. B. Lonauer Wasserfall).

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand können die Phasen mit Bifurkation bzw. nicht Bifurkation der Sieber gemäß Tabelle 2 festgelegt werden.

Tab. 2: Abriß der Flußgeschichte der Sieber (zeitliche Einordnung der Kieskörper nach Tab. 1)

	Hördener-Tal (subsequent)	Aue-Tal (konsequent)
Holozän	Erosion u. Sedimentation wechselnd	trocken
Weichsel-Glazial	mehrphasige Kiessedimentation	mehrphasige Kiessedimentation
Eem-Interglazial	überwiegend Erosion	zunächst noch Erosion, dann trocken
Warthe-Stadial oder älter	einphasige Kiessedimentation	einphasige Kiessedimentation
Drenthe/Warthe-Interstadial ?	kräftige Erosion	Erosion, Trockenfallen möglich
Drenthe-Stadial ?	Kiessedimentation (?)	Kiessedimentation
Holstein-Interglazial ?	kräftige Erosion	kräftige Erosion
Elster-Glazial ?	Kiessedimentation	Kiessedimentation wahrscheinlich

## 2.8. Klimatische Bedingungen der fluviatilen Akkumulation und Erosion

Die oben dargelegten Befunde über den Aufbau der Kieskörper und den mit diesen gleichzeitig gebildeten und teilweise überlagernden Lössen und ihre Derivate zeigen, daß fluviatile Akkumulation und Erosion jeweils unter sehr verschiedenen Klimabedingungen stattfinden können. Da die Kiese der Oberterrasse und Älteren Mittelterrasse ungenügend aufgeschlossen sind, erfolgt die Interpretation vor allem an der Mittelterrasse, Niederterrasse und jüngeren Bildungen.

## 2.8.1. Akkumulation

### 2.8.1.1. Akkumulation unter kalt-feuchten Klimaverhältnissen

Ein Beispiel hierfür stellt die in Subrosionsgebieten sehr mächtige Ablagerung des unteren Kieskörpers der Älteren Niederterrasse dar, der sich am Aue-Berg sehr wahrscheinlich in der Aue-Berg-Terrasse II fortsetzt. Wie oben dargelegt, fällt die Sedimentation der Kiese in das Altweichsel, einen in sich gegliederten Abschnitt von rd. 30 000 Jahren, in dem sich am SW-Harz boreale Nadel- und Birkenwälder und waldfreie Phasen abwechselten. Wie die statistische Auswertung von Lößbohrungen ergeben hat, war das Altweichsel die Periode mit der größten solifluidalen Umlagerung innerhalb der letzten Eiszeit (RICKEN, im Druck), (Abb. 6). So sind Altweichselzeitliche Umlagerungssedimente aus resedimentierten Terrassen-Kiesen und umgelagerten Parabraunerde-Pseudogleyen am SW-Harz weit verbreitet, wie z. B. die Schwemmfächer auf der Aue-Berg-Terrasse I. Da in dieser Periode der solifluidale Sedimentumsatz außerordentlich hoch war, andererseits genügend Lockermaterial aus der überwiegend chemischen Verwitterungsperiode des Eem-Interglazials zur Verfügung stand, sedimentierten die Flüsse einen mächtigen mit braunem Lehmmaterial durchsetzten Kieskörper.

Möglicherweise gehören die bis 100 m mächtigen Kiese der Oberterrasse in der Subrosionssenne bei Osterode ebenfalls in diese Kategorie. JORDAN (1976) beschreibt, daß die Kiese stark von Solifluktionmaterial durchsetzt sind. Schlufflinsen aus dem unteren Teil enthalten Kohlen von *Pinus sp.* (JORDAN 1976).

### 2.8.1.2. Akkumulation unter arktischen Klimaverhältnissen

Hierzu gehören der größte Teil des Kieskörpers der Mittelterrasse, welcher nach den überdeckenden Lößböden wahrscheinlich synchron mit der Warthe-zeitlichen Löß-Akkumulation sedimentiert wurde, möglicherweise aber doch noch älter ist (RICKEN, im Druck). Ebenso ist der obere Kieskörper der Älteren Niederterrasse, der den Jungweichsel-Löß faziell vertritt, als eine Ablagerung in hochglazialen Klima aufzufassen. Beiden Kieskörpern ist gemeinsam, daß sie nur wenig Lehmmaterial enthalten und deshalb „sauber“ erscheinen. Die mittlere Korngröße schwankt zwischen Feinkies und Grobkies; demnach waren die Hochwässer wechselnd stark. Für die Bereitstellung von Gesteinsschutt unter hochglazialen Klimabedingungen kommen im wesentlichen nur die Bildung von Frostschutt und Moränenmaterial aus der Eigenvergletscherung des Harzes (DUPHORN 1969), nicht aber Solifluktion in Frage. Nach Abb. 6 war die Solifluktion im oberen Jungweichsel äußerst gering, trotz gelegentlicher schwacher Bodenbildung bei oberflächlich getautem Dauerfrostboden.

### 2.8.1.3. Akkumulation unter warmzeitlichen Klimaverhältnissen

Geringmächtige Akkumulation von nur Feinkiesen und Sanden in den jungholozänen Talauen der Flüsse am Südhaz zeigen die geringe Wirkung holozäner Hochwässer, trotz weitgehender Entwaldung des Südwestharzes als Folge der Holzkohलगewinnung im 17. und 18. Jahrhundert.

## 2.8.2. Erosion

### 2.8.2.1. Erosion unter kalten bis arktischen Klimaverhältnissen

Verschiedentlich wurde während kleinerer Erosionsphasen in der Weichsel-Zeit offenbar so langsam eingetieft, daß es nicht zur Bevorzugung von wenigen Rinnen kam, auf denen Abfluß und Erosion verstärkt erfolgen konnten. Vielmehr wird der Habitus des

anastomosierenden Flußlaufes beibehalten (vgl. Rinnensystem im Aue-Tal, Abb. 4), und der Aktivitätsbereich nur bei kleineren Flüssen erheblich eingeschränkt (Markau). Beispiele hierfür sind die Erosionsphasen nach Akkumulation der Aue-Berg-Terrasse II, die Eintiefungsphasen von Sieber und Markau im frühen Jungweichsel und die Eintiefung der Jüngeren Niederterrasse im Spätweichsel. Während dieser Phasen wurden die Flußauen zwar nur wenige Meter eingetieft, die Volumenbeträge sind aber wegen der Breite der Eintiefung hoch. Klimatisch sind diese Abschnitte durch *Tundraböden* und eine *fehlende oder geringe Lößsedimentation* gekennzeichnet (Abb. 6). Ein Dauerfrostboden fehlte, oder war oberflächlich getaut, wie im Spätweichsel und während der Bildungsphasen von Herzberger Boden und dem wj 1-Bodenkomplex. Offenbar sind, als Folgen leichter Klimaverbesserungen, erhöhte Abflüsse aufgetreten, wie die Verhältnisse im Reliktlauf des Aue-Tales nahelegen.

Zu bedeutender kalkklimatisch geprägter Erosion in den Buntsandsteingebieten von gut 25 m Tiefe kam es nach der Kiesakkumulation der Älteren Mittelterrasse, eine richtige Korrelation von Lößböden und Terrassen vorausgesetzt. Die Erosion fand offenbar im Drenthe/Warthe-Interstadial statt, wo es nach den Befunden der Lößstratigraphie lediglich neben geringer Löß-Sedimentation zur Bildung von kryoklastisch geprägten Tundraböden kam (Hördener Bodenkomplex, RICKEN, im Druck).

#### 2.8.2.2. Erosion unter warmzeitlichen Klimaverhältnissen

Das vorliegende Beobachtungsmaterial reicht vorläufig nicht aus, um den Zeitpunkt der Erosion in den Interglazialen einzuengen. Es ist nicht sicher, ob die Erosion schon unter kalkklimatischen Bedingungen im frühen oder erst im späten Interglazial oder während des Wärmemaximums erfolgte. Nach den Terrassen-stratigraphischen Befunden ist im Holozän die Erosion außerhalb der Herzberger Subrosionssenke nach Tiefe, vor allem aber nach Volumen gering. Läßt man die jungholozänen, anthropogen gebildeten Feinkieskörper unberücksichtigt, so ergeben sich für die holozäne Eintiefung ab der Jüngeren Niederterrasse Beträge von 2 m bis 3 m. Die hohen Eintiefungs-Beträge, die für das Spätweichsel und das Holozän der Abb. 6 entnommen werden können, sind durch Auslaugungsvorgänge verstärkt und gelten nur für die Subrosionssenke bei Herzberg.

### 3. Fluviale Subrosionssenken

Im südhärzer Zechsteingürtel und in den durch Salzauslaugung entstandenen Subrosionsbecken in S-Niedersachsen wurden Quartärfüllungen bis zu 100 m und darüber beobachtet (z. B. BENDA et al. 1968; BRUNOTTE et al. 1977; JORDAN 1976, 1979; KRIEBEL 1969; LÜTTIG 1969; SEEDORF 1951; STREIF 1970), wobei es sich um genetisch verschiedene Typen von Subrosionssenken handelt. Die hier näher erläuterten fluvialen Subrosionssenken besitzen im Vergleich zu limnischen Subrosionsbecken wegen der Vorgänge von Akkumulation, Erosion und Seitenerosion eine Eigendynamik. Einfache Beziehungen zwischen Sedimentfüllung und Absenkungsbetrag, wie sie bei limnischen Subrosionsbecken im Idealfall angewandt werden können, bestehen nicht.

#### 3.1. Syndimentäre Subrosion

Das ca. 3 km breite und 5 km lange Kieslager der Niederterrasse der Oder im Bereich von Pöhlde, das sogenannte „*Pöhlde r Becken*“ (Abb. 1) kann als eine typische fluviale Subrosionssenke mit syndimentärer Subrosion gelten. Das Pöhlde Becken ist über einem Horst im Hauptanhydrit angelegt, der gegen den umgebenen Buntsandstein versetzt ist. Das Verwerfungssystem hat etwa 100 m Sprunghöhe und verläuft in mehreren Linien nordöstlich vom Rotenberg (JORDAN 1979). Der ehemals oberflächennah an-

stehende Hauptanhydrit wurde fast völlig abgelautet und im wesentlichen durch Terrassen-Kiese ersetzt. Der untere Kieskörper der Älteren Niederterrasse der Oder ist auf einem rd. 4 km langen Talstück von normal 5 m bis 10 m auf 65 m verdickt und bildet eine große Kieswanne (Abb. 9 und JORDAN 1979, Abb. 2). Eine Stratifizierung des Kies-Bohrgutes aus den in Abb. 9 angegebenen Wasserbohrungen ist durch den Vergleich mit benachbarten Terrassen-Kiesen möglich. Mittel- und Niederterrasse-Kiese der Oder sind aufgrund ihres Gehaltes an Grauwacken unterscheidbar, da während der Sedimentation der Mittelterrasse die Sieber noch in breiter Front in das Pöhlder Becken mündete und dort den Grauwacken-Anteil der Oder-Kiese erhöhte. Wegen des stark aufgemahlene Bohrgutes konnten nur noch Kiese der Fraktion 2 mm bis 4 mm bestimmt werden (Bruch, Lupe). Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 dargestellt.

Gegenüber Aufschlüssen enthält das Bohrgut um 10 bis 20 % erhöhte Gehalte an Tonschiefer, der offenbar beim Bohrvorgang selektiv stark zerkleinert wird und teilweise Gerölle vortäuscht. Bohrproben mit einem Quotienten von Grauwacke zu Tonschiefer von 0,49 bis 0,58 dürften der Niederterrasse zuzurechnen sein, Quotienten von 0,77 bis 0,86 der Mittelterrasse. Der Wert von 0,63 vermittelt zwischen diesen Gruppen. Es könnte sich hierbei um Eem-Kiese handeln.

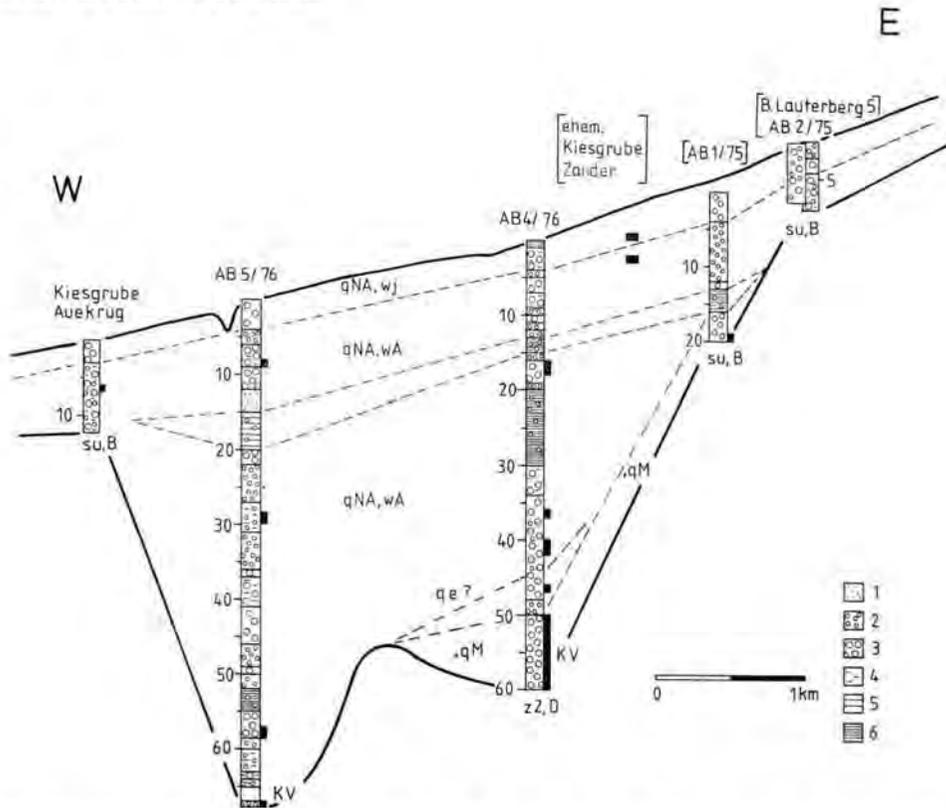


Abb. 9: Längsprofil durch das Pöhlder Becken (V). Lage von Profil, Bohrungen und Aufschlüssen s. Abb. 1. Projizierte Bohrungen und Aufschlüsse in Klammern. ■ Probeentnahme für Geröllzählungen, vgl. Tab. 3. z2, D: Staßfurt-Dolomit des Zechsteins. su, B: Bröckelschiefer des Unteren Buntsandsteins. qM: Kies der Mittelterrasse. qe ? : Kiese fraglich Eem. qNA: Kiese der Älteren Niederterrasse. wj, wa: Jung- und Altweichsel. KV: Kernverlust. 1 Sande, Feinkies. 2 Kies. 3 Gerölle. 4 schwach schluffig. 5 schluffig. 6 stark schluffig bis tonig.

Tab. 3: Pöhlder Becken, Zusammensetzung von Kiesen der Frakton 2 bis 4 mm in % (Bohrungen und Kiesgruben bzw. nat. Aufschlüsse ●), Entnahmestellen der Proben s. Abb. 9.

Bohrung Kiesgrube	Meter	Grund- menge	Grau- wacke	Ton- schiefer	Kiesel- schiefer	Granit Hornfels	Quarz	Quarzit	Sonstige	Grauwacke zu Tonschiefer
Zander ●	4— 5	200	29,9	55,4	2,7	4,0	7,6	0,4	0,0	0,54
Zander ●	7— 8	200	30,5	52,5	2,0	4,0	9,0	2,0	0,0	0,58
Auekrug ●	6— 7	200	31,5	44,0	5,0	3,0	16,0	0,5	0,0	0,72
AB 5/76	28—30	241	27,8	65,6	0,9	1,2	4,1	0,0	0,4	0,42
AB 5/76	57—59	248	30,7	62,9	1,2	1,2	4,0	0,0	0,0	0,49
AB 4/76	17—18	118	30,8	60,3	3,0	4,9	1,0	0,0	0,0	0,51
AB 4/76	40—42	161	31,6	58,5	1,2	6,8	1,9	0,0	0,0	0,54
AB 4/76	36—37	166	32,2	58,4	2,4	5,4	0,6	1,0	0,0	0,55
AB 5/76	8— 9	273	32,9	58,6	2,2	4,4	1,5	0,0	0,4	0,56
AB 5/76	67—68	235	31,9	54,9	1,3	5,1	6,0	0,4	0,4	0,58
AB 4/76	46—47	173	34,3	54,7	1,1	7,0	2,9	0,0	0,0	0,63
AB 1/75	19—20	173	39,3	50,9	0,6	5,2	4,0	0,0	0,0	0,77
AB 4/76	50—60	145	40,6	47,0	1,2	9,7	1,5	0,0	0,0	0,86
Mittelterrasse ●		200	45,0	42,4	3,6	2,0	5,0	2,0	0,0	1,06

Da der verdickte Sedimentkörper überwiegend nicht aus Seesedimenten, sondern aus Kiesen aufgebaut ist, müssen diese aus einem Niveau, in dem die Oder noch kein Gegenfalle bekam, abgesenkt worden sein. Sie sind vermutlich in den liegenden Teilen zunehmend ungeschichtet. Da jedoch in den Kiesgruben bis zu einer aufgeschlossenen Tiefe von maximal 10 m oberer und unterer Kieskörper überwiegend geschichtet sind — z. T. mit ausgedehnten Schlufflagen — muß die Absenkung synsedimentär erfolgt sein und zwar mit einer nach oben abnehmenden Intensität.

Wegen der Erweiterung durch Seitenerosion und der Klima-bedingten Akkumulation entspricht der aus dem Volumen der Quartär-Füllung des Pöhlde Beckens errechenbare subrosive Absenkungsbetrag nicht der wahren Absenkung. Bei einer Übertiefung von 40 m bis 55 m gegenüber der normalen Mächtigkeit des unteren Kieskörpers von ca. 10 m und einer vermuteten Sedimentationsdauer für das Altweichsel von rd. 30 000 Jahren ergeben sich für den Zentralteil des Pöhlde Beckens Absenkungsbeträge von 13 m bis 18 m in 10 000 Jahren.

### 3.2. Synerosive Subrosion

In der Subrosionssenke des Werra-Anhydrits, die sich von Herzberg ca. 3 km NW in das Siebental erstreckt, kommt es heute, wie auch früher im Eem-Interglazial, zu einer ausgeprägten Tiefenerosion (vergl. Kapitel 2.7.). Die Eintiefung erreicht gegenüber der Niederterrasse maximal 18 m. Dabei verläuft die Oberfläche der Jüngeren Niederterrasse noch weitgehend parallel mit der Älteren Niederterrasse, während die Talauen-Stufen etwa zwischen Harz und dem Buntsandstein-Ausstrich gegenüber der Niederterrasse durchgebogen sind (Abb. 8). Die Übertiefung in der Subrosionssenke beendete zunächst die Bifurkation der Sieber und verursachte am Harzrand Steilfalle und Schluchten — eine Folgewirkung der rückschreitenden Erosion. Die Periodizität der Übertiefung des Hördener-Tales und das damit gekoppelte Versiegen des Aue-Tales im Spätweichsel und Holozän, im Eem und vermutlich auch vor der Sedimentation der Mittelterrasse zeigt, daß es sich hierbei *n i c h t* um ein tektonisches Phänomen einer Terrassenverbiegung im Sinne einer „Harzhebung“ handeln kann (HÖVERMANN 1950), zumal die Oberflächen der Kieskörper von Niederterrasse und Mittelterrasse parallel liegen. Ebenso kann nicht in Frage kommen, daß die pleistozänen Kieslager in der Subrosionssenke leichter als die Grauwacken und die Gesteine des Unteren Buntsandsteins erodiert werden. Die Oder fließt nämlich im Pöhlde Becken ebenfalls in mächtigen Kiesen, ohne sich in diese besonders ausgeprägt einzuschneiden. Ein Vergleich der Terrassen an Söse, Sieber und Oder durch PIEHLER (1969) und die Untersuchungen im Raum Seesen durch THIEM (1972) zeigen, daß kräftige holozäne Eintiefung nur dann auftritt, wenn unter den übertieften Talabschnitten Gipse liegen. Die Oder quert zwar auch den Zechstein wie andere Harzflüsse. Jedoch wird ihr Kieskörper aufgrund fazieller Änderungen des Zechsteins mit dem Übergang von Anhydrit zu Dolomit und aufgrund der weitgehend abgeschlossenen Ablaugung des Hauptanhydrits (JORDAN 1979, Abb. 2) im Pöhlde Becken nur noch gering von Gips unmittelbar unterlagert.

Wie sich aus Kiesgruben-Aufschlüssen, Datierungen von Erdfällen und der Auswertung von Erdfall-Böschungen ergibt, fehlt während des Hochglazials am SW-Harz die subrosive Absenkung oder war gering. Sie setzt erst im Spätglazial ein, erreicht insgesamt im Präboreal bis Atlantikum ein Maximum und dauert heute noch an (RICKEN 1980: 50). Damit fällt am SW-Harz die postglaziale Subrosion zeitlich mit der postglazialen Eintiefungstendenz der Flüsse zusammen. Dieser Umstand ist wahrscheinlich für die Tal-Übertiefung verantwortlich. Vermutlich kommt es zu einer Wechselwirkung zwischen Erosions- und Subrosionsvorgängen, die die Intensivie-

rung beider Prozesse im Talbereich zur Folge hat (synerosive Subrosion). Durch die Eintiefung wird dem liegenden Gipskarst verstärkt sulfatarmes Wasser zugeführt, so daß die Gipsauflösung erhöht wird. Erdfälle und Senken, die sich in der Talaua bilden, tragen zur Tieferlegung des Untergrundes bei. Sie regen die Erosion an, da sie als Sedimentfänger wirken und Steilkanten usw. als Ansatzpunkte für die Erosion schaffen. Als Folge entstehen gegenüber den Normalgebieten *übertiefte Talabschnitte*, die dann in der nachfolgenden Kaltzeit mit Kiesen verfüllt werden. Auf diese Weise bilden sich übernormal mächtige, aber geschichtete Kieskörper. So ist im Hördener-Tal der Eem-zeitlich übertiefte Talabschnitt (mehrphasig) durch die Sedimentation geschichteter Kiese der Älteren Niederterrasse wieder verfüllt worden. *Interglaziale Übertiefung und (früh)-kaltzeitliche Auffüllung der übertieferten Täler*, die dabei durch Seitenerosion erweitert werden, ist analog zu den Vorgängen im Sieber-Tal vermutlich eine wesentliche Ursache für die übernormal mächtigen, aber geschichteten Kiesvorkommen im Zechstein-Ausstrich des Südharzes. Hierzu gehören wahrscheinlich die gut 40 m mächtigen Kiese der Oberterrasse bei Osterode im Bereich des Butter-Berg-Tunnels. JORDAN (1976), der zahlreiche Bohrungen und Tiefenaufschlüsse beim Tunnelbau ausgewertet hat, beschreibt diese Kiese als bis zu ihrer Basis geschichtete Ablagerungen mit z. T. 100 m horizontal durchhaltenen Schlufflinsen, die nur lokal verstellt sind.

Für die Erklärung übernormal mächtiger geschichteter Kieslager scheint eine großflächige, synsedimentäre Absenkung von Kiesen im Verband nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Erstens spricht die Situation im Sieber-Tal gegen eine solche Deutung, wo geschichtete mächtige Kiese noch auf Harz-Paläozoikum liegen. Zweitens haben aktuo-geologische Beobachtungen an 290 ungestörten Erdfällen und Subrosionssenken auf verschiedenen Flächen der Niederterrasse des Süd-Harzes ergeben, daß Erdfälle des Spätweichsels und Holozäns 7 mal häufiger sind als flache, durch subrosive Absenkungen entstandene Senken und Erdfälle 5 mal höhere Subrosionsvolumina als diese aufweisen.

#### 4. Dank

Herr Prof. B. MEYER (Inst. f. Bodenkunde, Göttingen), der auch das Manuskript redigierte, förderte die Arbeit durch sein andauerndes Interesse und seine tatkräftige Hilfe bei Gelände- und Laborarbeiten. Herr Dr. GRÜGER (Abt. f. Palynologie, Göttingen) und Herr Prof. WILLERDING (Göttingen) übernahmen die Paläobotanischen Bestimmungen. Herr Dr. HOHM (Geol. Inst. Hannover) schoß mit seiner Hammerschlag-Seismik ein 120 m langes Querprofil durch das Aue-Tal. Herr Dr. JORDAN (Nieders. L. A. f. Bodenf.) vermittelte ein <sup>14</sup>C-Datierung und Bohrgut aus den Wasserbohrungen im Pöhlder Becken. Herr Prof. SEMMEL (Geogr. Inst. Frankfurt), Herr Dr. HANNSS (Geogr. Inst., Tübingen), Herr Prof. MEISCHNER und Herr Dr. PAUL (beide Geol.-Paläont.-Inst., Göttingen) verdanke ich wichtige Literaturhinweise und kritische Stellungnahmen. Herr Prof. EINSELE (Geol.-Paläont.-Inst., Tübingen) sah ein frühes Manuskript dieser Arbeit kritisch durch.

Bei der Bohr-Arbeit im Gelände halfen: Rainer BICK (Göttingen), Michael JAHN (Northeim), Christian MIEHR (Berlin), Hildburg STÖCKMANN (Han. Münden), Dipl. Geol. Firouz VLADI (Osterode), Hajo WEINBERG (Hamburg) und Hilmar ZANDER (Berlin).

## 5. Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K. E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. — *Geol. Jb.*, **A 18**: 3—48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- BENDA, L., GAERTNER VON, H. R., HERRMANN, R., LÜTTIG, G., STREIF, H., VINKEN, R. & WUNDERLICH, H. G. (1968): Känozoische Sedimente in tektonischen Fallen und Subrosionssenken in Süd-Niedersachsen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **117**: 713—726, 1 Abb., 1 Tab., Hannover.
- BRUNOTTE, E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung. — *Göttinger geograph. Abh.*, **72**: 1—138, 51 Abb., 6 Tab., 4 Beil.; Göttingen.
- & SICKENBERG, O. (1977): Die mittel- und jungquartäre Entwicklung des Leinetales zwischen Northeim und Salzderhelden unter besonderer Berücksichtigung der Subrosion. — *Geol. Jb.*, **A 44**: 3—43, 14 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- DUPHORN, K. (1968): Ist der Oberharz im Pleistozän vergletschert gewesen? — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 164—174, 4 Abb.; Öhringen.
- (1969): Geologische Ergebnisse einer Grabung in der Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz. — *Jahresh. Karst u. Höhlenkde.*, **9**: 83—90, 2 Abb.; München.
- FINK, J. (1962): Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II Wetzleinsdorf und Stillfried. — *Archaeologia Austriaca*, **31**: 1—18, 7 Abb.; Wien.
- HAASE, H., SCHMIDT, M. & LENZ, J. (1970): Der Wasserhaushalt des Westharzes (Hydrologische Untersuchungen 1941—1965). — *Veröff. d. nieders. Institut für Landesk. u. Landesentw. an d. Univers. Göttingen*, **A 95**: 1—96, 59 Abb., 27 Taf., 133 Tab.; Göttingen.
- HILLEGEIST, H. H. (1977): Die Geschichte der Lonauer Hammerhütte bei Herzberg/Harz. — *193 S.*, 75 Abb., 1 Kt.; Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).
- HÖVERMANN, J. (1949): Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — *Göttinger geograph. Abh.*, **2**: 1—80, 8 Taf., 1 Kt.; Göttingen.
- (1950): Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. Ein Beitrag zur Frage der Harzhebung. — *Peterm. geograph. Mitt.*, **3**: 121—130, 9 Abb., 1 Kt.; Gotha/Leipzig.
- JORDAN, H. (1976): Die Terrassenkiese im Sösetal am Harz. — *Geol. Jb.*, **A 36**: 75—101, 13 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1979): Der Zechstein zwischen Osterode und Duderstadt (südliches Harzvorland). — *Z. dt. geol. Ges.*, **130**: 145—163, 5 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- KRIEBEL, U. (1969): Die Wechselbeziehungen zwischen Abtragung, Subrosion und Tektonik im südlichen Harzvorland. — *Geologie*, **18**: 638—650, 9 Abb.; Berlin.
- KULICK, J. & SEMMEL, A. (1968): Die geomorphologische und geologische Bedeutung der Paläolith-Station Buhlen (Waldeck). — *Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, **76**: 347—351, 2 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- LÖSCHER, M., BRUNS, M., HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZIG, K. & SCHEDLER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 89—100, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld—Hameln—Elze. — *Geol. Jb.*, **77**: 337—390, 11 Abb., 3 Taf., 5 Tab.; Hannover.
- (1969): Abnorme Quartärprofile im nordwestdeutschen Bergland. — *Geol. Jb.*, **88**: 13—34, 5 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- MANIA, D. & TÖPFER, V. (1973): Königsau. Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit, Teil III Die Vollgliederung des letzten Klimazyklus nach der Sedimentserie aus dem Ascherslebener See (Profil Königsau). — *Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle*, **26**: 1—162, 14 Abb., 73 Taf.; Berlin (Deut. Verl. Wiss.).
- MUNSELL (1954): Soil color charts. — *Munsell Color Company*; Baltimore.
- PIEHLER, U. (1969): Die Täler der Oder, Sieber und Söse und das Problem der Harzhebung. — *Staatsexamensarb. Geographie Univers. Göttingen*: 1—79, 19 Abb.; Göttingen. — [Unveröff.]

- ROHDENBURG, H. (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., 5: 137—170, 20 Abb.; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., 5: 1—137, 25 Abb.; Göttingen.
- RICKEN, W. (1973): Zur Rekonstruktion der geologischen Verhältnisse im Pleistozän bei Herzberg (Südwestharz) mit Hilfe der Schotteranalyse. — Jahresarbeit Kreisgymnasium Herzberg: 1—59, 19 Abb., 19 Tab., 1 Kt.; Herzberg. — [Unveröff.]
- (1980): Quartäre fluviatile und äolische Sedimentation am Südwest-Harz und ihre Beeinflussung durch die Subrosion. — Dipl.-Arbeit Geol.-Paläont.-Inst. Göttingen: 1—71, Anhang, 40 Abb., 7 Tab., 2 Kt.; Göttingen. — [Unveröff.]
- (1982): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung mit Flußterrassen. — in: BORX, H. R. & RICKEN, W.: Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. — Catena Supplement 3; Cremlingen. — [Im Druck].
- RÖSSERT, R. (1976): Hydraulik im Wasserbau. — 180 S., 149 Abb., 25 Tab.; München (R. Oldenbourg Verlag, 3. Aufl.).
- SCHAEER, H. D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben. — Geol. Jb. Hessen, 106: 273—289, 4 Abb.; Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würm-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15: 199—206, 1 Abb.; Öhringen.
- SCHÜTT, G. (1968): Die cromerzeitlichen Bären aus der Einhornhöhle bei Scharzfeld. — Mitteil. geol. Inst. T. H. Hannover, 7: 1—120; Hannover.
- SEEDORF, H. H. (1955): Reliefbildung durch Gips und Salz im niedersächsischen Bergland. — Nieders. Amt f. Landespl. u. Statistik, A 1, 56: 1—109, 41 Abb., 4 Kt.; Bremen/Horn.
- SEIDENSCHWANN, G. (1980): Zur pleistozänen Entwicklung des Main—Kinzig—Kahl-Gebietes. — Rhein-Mainische Forsch., 91: 1—194, 18 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Frankfurt/Main.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter Geogr. Hefte, 45: 1—133, 35 Abb.; Frankfurt/Main.
- (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorphol. N. F., Suppl. Bd., 14: 105—112, 3 Abb., Berlin/Stuttgart.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — in: SEMMEL, A. Hrg. (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische-Forschungen, 78: 9—56, 5 Abb.; Frankfurt/Main.
- & STÄBLEIN, G. (1971): Die Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 22: 23—34, 6 Abb.; Öhringen.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. & GUY, H. P. (1966): Summary of alluvial channel data from flume experiments 1961—1965. — U. S. Geol. Survey Professional Paper, 462-I: 1—96; Washington.
- STEINMÜLLER, A. (1965): Eine weichselzeitliche Schichtenfolge in der goldenen Aue bei Nordhausen. — Jb. Geologie, 1: 373—394, 13 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- STREIF, H. (1970): Limnologische Untersuchung des Seeburger Sees (Untereichsfeld). Geol. Untersuchungen an Niedersächsischen Binnengewässern VII. — Beih. Geol. Jb., 83: 1—106, 25 Abb., 9 Taf.; Hannover.
- THIEM, W. (1972): Geomorphologie des westlichen Harzrandes und seiner Fußregion. — Jahrb. geogr. Gesell. Hannover, Sonderh., 6: 1—271, 35 Abb., 19 Taf.; Hannover.
- UNGER, K. (1974): Quartär. in: HOPPE, A. & SEIDEL, G. Hrg. (1974): Geologie von Thüringen. — 742—781, 17 Abb., 14 Tab.; Gotha/Leipzig (VEB Hermann Haack).
- VLADI, F. (1976): Quartärgeologische Untersuchungen zu den Terrassen der Sieber am Südwestrande des Harzes. — Dipl.-Arbeit Geol.-Paläont.-Inst. Univers. Hamburg: 1—109, 14 Abb., Anhang Ktn., Profile, Tab.; Hamburg. — [Unveröff.]
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. — Göttinger Bodenkundl. Ber., 21: 1—158, 15 Abb., 9 Kt., 10 Tab.; Göttingen.
- WIJNSTRA, T. A. (1978): Palaeobotany and climatic change. in: GRIBBIN, J. Hrg. Climatic change. — 25—45, 6 Abb.; Cambridge (University Press).

## Zur Gliederung der Rißzeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg)

ALBERT SCHREINER & THOMAS HAAG \*

Subdivision, Riss Glacial, borehole section, morain, different weathering depth, morphology, pebble analysis, gravel, paleosol.  
Bavarian Plateau, Eastern Rhine Glacier Area, Baden-Württemberg, TK 25 Nr.: 7824, 7825, 7925

**Kurzfassung:** Die Altmoräne des Rheingletschergebiets östlich von Biberach kann folgendermaßen gegliedert werden (von außen nach innen):

**Mindelmoräne (M),** sehr flache, mehr als 4 m tief verwitterte Moränenwälle.

**Älteres Riß (= Zungenriß, Rz),** Kiese, Kiesmoräne und Geschiebemergeldecken mit geringer Verwitterungstiefe (< 3 m), die zungenförmig in die meist höher liegenden Mindelmoränen vorstoßen. Trennung von M und Rz durch fossile Böden.

**Mittleres Riß (= Doppelwall-Riß, Rd),** Zwei deutliche, kiesige Endmoränenwälle mit geringer Verwitterung.

Die Moränen von Rz und Rd sind im Rißtal mit den mächtigen Kiesen der Typlokalität Riß zu verknüpfen.

**Jüngerer Riß** (nicht näher untersucht). „Jungriß“-Terrasse im Riß- und Donautal und vielleicht dazugehörnde Moränenwälle 4 bis 6 km innerhalb von Rd.

Die unterschiedliche Verwitterungstiefe zwischen Mindel- und Rißmoränen wurde durch Bohrungen auf allseitig abfallenden Kuppen ermittelt. Geröllanalysen und fossile Böden unterstützen die Gliederung.

### [On the Subdivision of the Riss Glacial Period in the Eastern Part of the Rhine Glacier Area (Baden-Württemberg)]

**Abstract:** The "Alt-Moräne" of the Rhine glacier area in the east of Biberach can be divided as follows (from outside to inside):

**Mindel moraine (M):** Very flat moraine ramparts, weathering depth more than 4 m.

**Lower Riss (= Tongue Riss, Rz).** Gravel, gravelly moraine and boulder clay plains with minor weathering depth (< 3 m), situated as tongues between collins of mostly higher elevated Mindel moraines. Separation of M and Rz by fossil soils.

**Middle Riss (= double rampart Riss, Rd).** Two distinct gravelly ramparts with minor weathering inside of Rz.

The moraines of Rz and Rd are linked with the thick gravels of the Riss type locality of Riss in the Riss valley.

**Upper Riss** (not investigated particularly). Upper Riss terrace in the valleys of Riss and Donau perhaps belonging to moraines inside of Rd.

The different weathering depth of Mindel- and Riss moraines had been investigated by borings on the top of flat moraine ramparts sloping on all sides. The subdivision was supported by investigation of petrographical gravel composition and of fossil soils.

### [La division de la période glaciaire de Riss dans la région du glacier oriental du Rhin (Baden-Württemberg)]

**Résumé:** La moraine ancienne (Altmoräne) de la région du glacier du Rhin de l'est de Biberach on peut divisée en parties différentes (de la périphérie au centre):

\*) Anschriften der Autoren: Dr. A. Schreiner, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, 7800 Freiburg i. Br.

Dr. Thomas Haag, Institut Pflanzenern. u. Bodenkde., Bundesallee 50, 3300 Braunschweig.

**Moraine de Mindel (M):** Des remparts morainiques très plats; altérés de plus de 4 m.

**Riss ancien (= Riss de langue, Rz).** Des graviers, des moraines graveleuses et des argiles de blocs d'altération moindre (< 3 m), situés en langues dans les collines morainiques de Mindel d'altitude plus haute. Séparation de Mindel et de Riss par des paléosols.

**Riss moyen (= Riss du rempart double, Rd).** Deux remparts morainiques graveleux bien visibles et d'altération moindre.

Les moraines de Rz et Rd sont à lier avec les graviers très épais de la localité type Riss dans la vallée de la Riss.

**Riss plus jeune** (pas encore examiné de plus près). Une terrasse de gravier plus basse que Rd dans les vallées de la Riss et du Danube et des moraines éventuellement liés à celle-ci 4 à 6 km à l'intérieur du Rd.

L'altération différente entre les Moraines du Mindel et la Riss a été établie à l'aide de sondages sur les sommets de remparts penchés de tous côtés. La division est confirmée par des analyses de la composition pétrographique du gravier et par examen de les paléosols.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	138
2. Das Pleistozän bei Rottum	139
3. Verwitterungstiefe auf Riß- und Mindelmoräne	142
4. Das Zungenriß (Rz)	144
4.1. Rottumzunge	145
4.2. Dürnachzunge	145
4.3. Rißtalzunge	147
5. Ablauf der Ereignisse im Rißtal und Vergleiche	150
6. Geröllanalysen	150
7. Untersuchungen an fossilen Böden	152
8. Bohrungen zur Bestimmung der Verwitterungstiefe	157
9. Aufschlußverzeichnis	160
10. Schriftenverzeichnis	160

## 1. Einleitung

Nach der Revision der pleistozänen Stratigraphie im Gebiet des Rheingletschers durch GRAUL (1962) und SCHÄDEL & WERNER (1963) wurde die Auffassung von der Ausdehnung der Mindel- und der Rißeiszeit im wesentlichen wieder auf PENCK & BRÜCKNER (1909: 396, Karte) zurückgeführt. Das heißt: Die äußersten Moränen auf der Linie Warthausen—Ochsenhausen—Hauerz sind mindeleiszeitlich; die rißeiszeitlichen Moränen sind im wesentlichen auf den Riß-Doppelwall etwa 5 km innerhalb der Mindel-Endmoräne beschränkt. Im einzelnen verblieben jedoch Unstimmigkeiten, die sich an der verschiedenen Zuordnung der Schichten in der Kiesgrube A 7 beim Hof Riedwanger 0,6 km nördlich Rottum deutlich machen lassen. GRAUL (1962: 264) stellt den hier aufgeschlossenen fossilen Boden in die Zeit zwischen Günz und Mindel, die Hangendmoräne also in die Mindel-eiszeit. SCHÄDEL & WERNER (1963: 22) stellen jedoch den fossilen Boden von Riedwanger in die Zeit zwischen Mindel und Riß und damit die Hangendmoräne in die Rißeiszeit.

SCHÄDEL & WERNER (1963) fanden also, daß es im Gegensatz zu GRAUL (1962) im östlichen Rheingletschergebiet rißeiszeitliche Moränen gibt, die weit außerhalb des Riß-Doppelwalls liegen.

Es war das Ziel unserer Untersuchungen, der weitesten Ausdehnung der rißeiszeitlichen Vergletscherung und einer Gliederung der Rißeiszeit nachzuspüren, um damit eine Grundlage für eine neue geokartographische Darstellung des Pleistozäns in Oberschwaben zu gewinnen.

Herrn Dr. EBEL danken wir für seine Mitarbeit bei einigen Bohrungen.

2. Das Pleistozän bei Rottum (Abb. 2)

Die bei Rottum, 4 km SW Ochsenhausen, relativ gut aufgeschlossenen und schon mehrfach untersuchten Schotter, Moränen und fossilen Böden können als Schlüsselstelle der hier behandelten Fragen betrachtet werden (Lageangaben in Abb. 2).

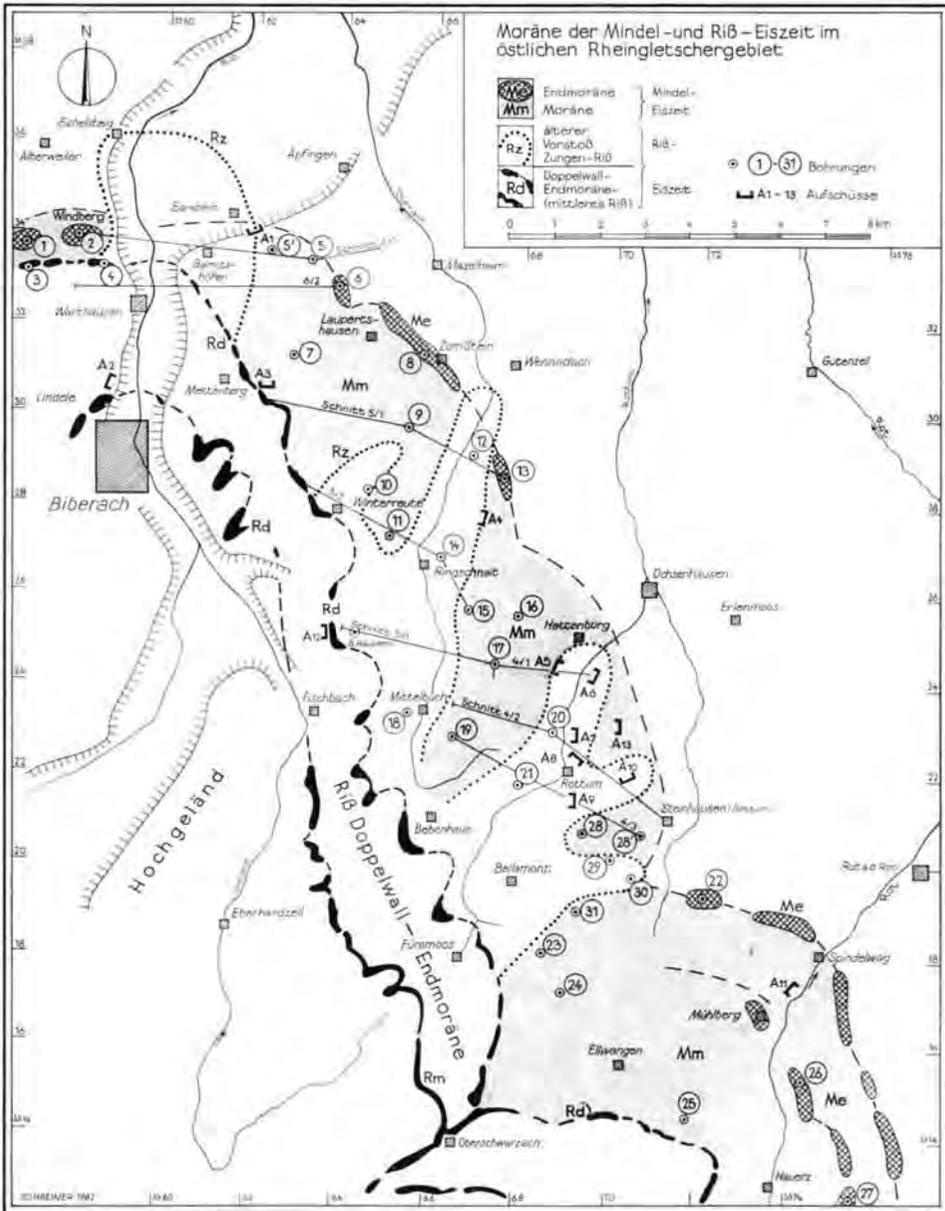


Abb. 1: Moränen der Mindel- und Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet. Mit Lage der Querschnitte Abb. 4, 5 und 6.

WEIDENBACH (1935) kartierte hier an mehreren Stellen einen fossilen Boden zwischen einem liegenden, kristallinenarmen Schotter und kristallinenreichen Schottern und Moränen im Hangenden. SCHÄDEL & WERNER (1963: 21) fanden darüber hinaus beim Hof Riedwanger (A 7) einen weiteren fossilen Boden, der die kristallinenreichen Schotter und Moränen unterteilt. Nach ihrer Deutung sind die bei Rottum gefundenen 3 eiszeitlichen Bildungen von oben nach unten der Riß-, Mindel- und Günz-Eiszeit zuzuordnen. Nach GRAUL (1962: 264), der die oberste Moräne für Mindel hält, folgen darunter Günz und Donau. Diese verschiedenen stratigraphischen Auffassungen sind von weitreichenden Folgen für die Zuordnung der Moränen und Schotter im ganzen östlichen Rheingletschergebiet.

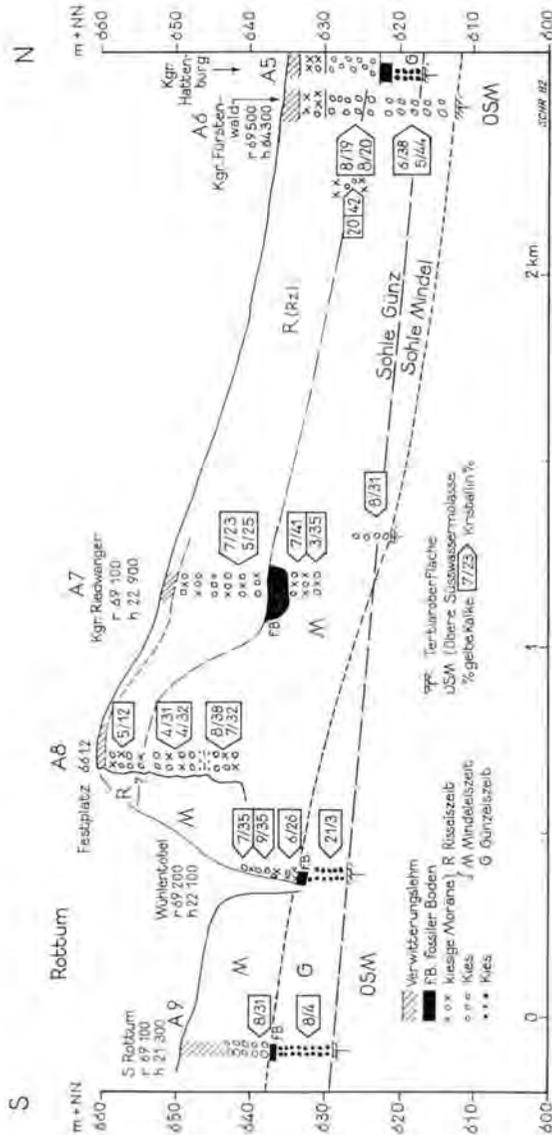


Abb. 2: Quartärgeologischer Längsschnitt bei Rottum. 20 x überhöht. A 5 — A 9 Aufschluß Nr.

Nach unseren neuerlichen Untersuchungen ergibt sich das in Abb. 2 dargestellte Bild: Die obere Schicht sind grobkiesige, meist geschichtete, schlecht sortierte Moränen mit schlecht gerundeten, zum Teil gekritzten Geröllen. Der Kies ist weitgehend zu Nagelfluh verfestigt. Die Verwitterungstiefe (= Entkalkungstiefe) ist am Festplatz und bei der Kiesgrube Riedwanger, wo die Aufschlüsse bis auf die ebene oder fast ebene Hochfläche reichen, nur 1,5 bis 2,5 m. Die Geröllzusammensetzung dieser oberen Kiesmoräne ist durch mittleren Kristallgehalt (12 bis 25 %) gekennzeichnet. Damit vergleichbare Bildungen sind weiter im SW bei Bellamont und nach NE bis zu den Kiesgruben bei Hattenburg (A 5) und im Fürstenwald (A 6) als obere Schicht entwickelt (siehe Abschnitt Geröllanalysen und Tab. 1).

Der fossile Boden, der in der Kiesgrube Riedwanger das Liegende der Oberen Kiesmoräne bildet, wurde von SCHÄDEL & WERNER (1963: 22) beschrieben und abgebildet. Er ist heute nicht mehr sichtbar, weil er im Zuge der Rekultivierung der Kiesgrube zugedeckt wurde. Als Ersatz dafür kann der in einer kleinen Kiesgrube E Ehrensberg neu aufgedeckte fossile Boden herangezogen werden (S. 145). Die rotbraune Farbe des sandig-kiesigen Lehms, seine vollständige Entkalkung mit Tonanreicherung, seine Mächtigkeit von 1,7 m, seine im Aufschluß horizontbeständige Lage sowie die verschiedene Geröllzusammensetzung der Kiese im Hangenden und Liegenden sind Merkmale echter fossiler Böden (HAAG 1979), wie sie bei Riedwanger und Ehrensberg entwickelt sind. (Weitere bodenkundliche Angaben S. 153).

Der kristallinreiche Schotter unter dem fossilen Boden ist in der Kiesgrube Riedwanger in dem zum Talhang gelegenen Nagelfluhfelsen sowie in Nagelfluhfelsen am Hang unterhalb der Kiesgrube bei r 69 020 h 23 060 aufgeschlossen. Es handelt sich zumindest in den oberen Lagen ebenfalls um einen schlecht gerundeten, schlecht geschichteten Grobkies mit Blöcken und gekritzten Geschieben, also um einen moränennahen Schotter. Sein Kristallgehalt liegt mit 31 bis 44 % deutlich über dem der oberen Kiesmoräne. Zu ihm wird auch der Kies mit 38 und 44 % Kristallin in der Kiesgrube Fürstenwald (A 6) und der Geschiebemergel mit 42 % Kristallin wenig südlich davon gestellt.

Ein tiefer liegender, älterer fossiler Boden ist in Rottum im Wühlentobel und in der ehemaligen Kiesgrube 0,4 km südlich Rottum aufgeschlossen oder aufzugraben (bodenkundliche Angaben dazu S. 152).

Der Schotter im Liegenden des älteren fossilen Bodens unterscheidet sich stark von den 2 jüngeren, oben beschriebenen Kiesmoränen. Er enthält nur 2 bis 4 % Kristallingerölle, aber 21 % gelbe Kalke, und die Gerölle sind gut gerundet. Dies sind die Merkmale des Zeiler Schotters und des Heggbacher Schotters, die in Übereinstimmung mit PENCK & BRÜCKNER in die Günzzeit gestellt werden (SCHREINER & EBEL 1981: 16; HAAG 1981: 91). Die Vorkommen bei Rottum gehören nach dem Schotterlängsprofil zu der Haisterkircher Rinne des Zeiler oder Heggbacher Schotters.

Hält man an dem fest, was PENCK im östlichen Rheingletscher als Günz gekennzeichnet hat — und das sollte man nach unserer Ansicht so weit wie möglich tun — dann sind die beiden kristallinreichen Kiesmoränen bei Rottum in die Rißeis- und die Mindelszeit zu stellen. Für das rißeiszeitliche Alter der oberen Moräne sprechen außer der geschichteten Schichtenfolge auch die geringe Verwitterungstiefe und die hoch liegende Dolomitgrenze (Methode FEZER 1969: 10): Tabelle S. 142 oben.

Es ist noch anzumerken, daß sich der mindelszeitliche Schotter Rottum-abwärts mit steilerem Gefälle in die älteren Schotter eintieft. Im Bereich der Fürstenwaldkiesgrube (A 6) liegt die Untergrenze der Mindelschotter schon 5 m tiefer als der Günzschotter bei Hattenburg (A 5). Eine ähnliche Kreuzung von Schotterkörpern ist auch für die rißeis-

		Verwitterungstiefe	Dolomitgrenze	
Festplatz Rottum,	A 8	0,5 — 2,5 m	etwa 2 m	Riß
Kgr. Riedwanger,	A 7	1,0 — 2,0 m	2,5 m	Riß
Kgr. Fürstenwald,	A 6	1,6 m	1,5 m	Riß
Kgr. Mühlberg,	A 11	5 m	etwa 7 m	Mindel
Kgr. Fürstenwald	A 13	etwa 5 m	mehr als 7 m	Mindel

zeitlichen Schotter nachzuweisen, wie aus Aufschlüssen im Rottumtal N Ochsenhausen hervorgeht.

Weiterhin ist zu betonen, daß die 3-Gliederung bei Rottum Lücken aufweisen kann. So fehlen in ihr zum Beispiel die bei Füramoos und Unterpfauzenwald erkannte, zwischen Günz und Mindel eingeschobene Haslach-Eiszeit (SCHREINER & EBEL 1981: 23). Sowohl nach der Geröllzusammensetzung als auch nach der Schotterverbindung von Rottum über Hürbel nach Laupheim (HAAG 1982: 250) besteht jedoch im vorliegenden Fall kein Zweifel, daß der untere kristallreiche Schotter von Rottum zur Mindel-Eiszeit zu stellen ist. Die Ablagerungen der Haslacheiszeit sind im Rottumtal unterhalb von Füramoos offensichtlich ausgeräumt worden.

### 3. Verwitterungstiefe auf Riß- und Mindelmoränen

Die Möglichkeit, mit Hilfe von mehrfacher Überlagerung wie bei Rottum das Alter einer hangenden Moräne zu bestimmen, ist auf wenige Fälle beschränkt. Für die Darstellung der Verbreitung von Riß- und Mindelmoränen auf der geologischen Karte ist ein weiteres, im Gelände anwendbares Verfahren notwendig. Es lag nahe, dafür die allgemein bekannte, unterschiedliche Verwitterungstiefe heranzuziehen. Aus der Kenntnis, daß am Hang gelegene Kiesgruben auch in mindelzeitlichen Kiesen durch junge Hangabtragung sehr geringe Verwitterung von nur 0,5 bis 1 m zeigen können und daß sich andererseits in Mulden und am Hangfuß von Rißmoränen mehrere Meter entkalkte Verwitterungsmassen (z. T. Fließerden) anhäufen können, entwickelte sich der Versuch, die Verwitterungstiefe (= Entkalkungstiefe) auf der Gipffläche von flachen, allseitig abfallenden Kuppen zu erbohren (Handbohrgerät mit schwerem Hammer und Ziehgerät).

Auf solchen Kuppen ist die ursprüngliche Verwitterungsmächtigkeit noch am ehesten erhalten, denn es ist nichts oder nur wenig durch Bodenfließen weggegangen und es ist nichts zusätzlich abgelagert worden. Wie notwendig die Beschränkung auf allseitig abfallende Kuppen ist, zeigte sich in 3 Fällen, wo mangels solcher Kuppen an weniger geeigneten Stellen gebohrt und ein unbrauchbares Ergebnis erzielt wurde (Bohrg. 12, 18 und 21).

Im Gebiet Warthausen—Ringschnait—Ochsenhausen—Rottum—Ellwangen wurden auf der Karte geeignete Kuppen ausgesucht und auf ihnen in den Jahren 1979—1981 33 Bohrungen ausgeführt — ein gewiß etwas primitives, dafür anstrengendes, aber insgesamt erfolgreiches Verfahren.

Als rißeiszeitlich wurden Moränen eingestuft, deren Verwitterungstiefe geringer als 3 m ist. Das Minimum von 0,5 m wurde in der Bohrung 3 auf einer Kuppe des Riß-Doppelwalls gefunden. Die als mindelzeitlich eingestuften Moränen weisen Verwitterungstiefen von 4 m und mehr auf.

In den Bohrungen 2 (Windberg) und 7 (Gurgel) mit nur 3,8 und 3,9 m Verwitterungstiefe wird aufgrund der Nachbarschaft von Bohrungen mit größerer Verwitterungstiefe bei vergleichbarer geologischer Lage auf mindelzeitliche Moränen geschlossen. Ansonsten überwiegen auf Mindelmoränen Verwitterungstiefen um 5 m und reichen bis 10 m. In vielen Fällen wurde die Bohrung bei 4,8 m abgebrochen.

Die großen Unterschiede in der Verwitterungstiefe auf Mindelmoränen sind auch in Tagesaufschlüssen zu beobachten. Sie hängen mit der wechselhaften Wasserzügigkeit in Abhängigkeit vom Kleinrelief, von den Deckschichten, von der Durchlässigkeit und wohl noch anderen Faktoren zusammen. Als Beispiel dafür sei der Aufschluß Mühlberg, 4 km SW Rot, abgebildet (Abb. 3).

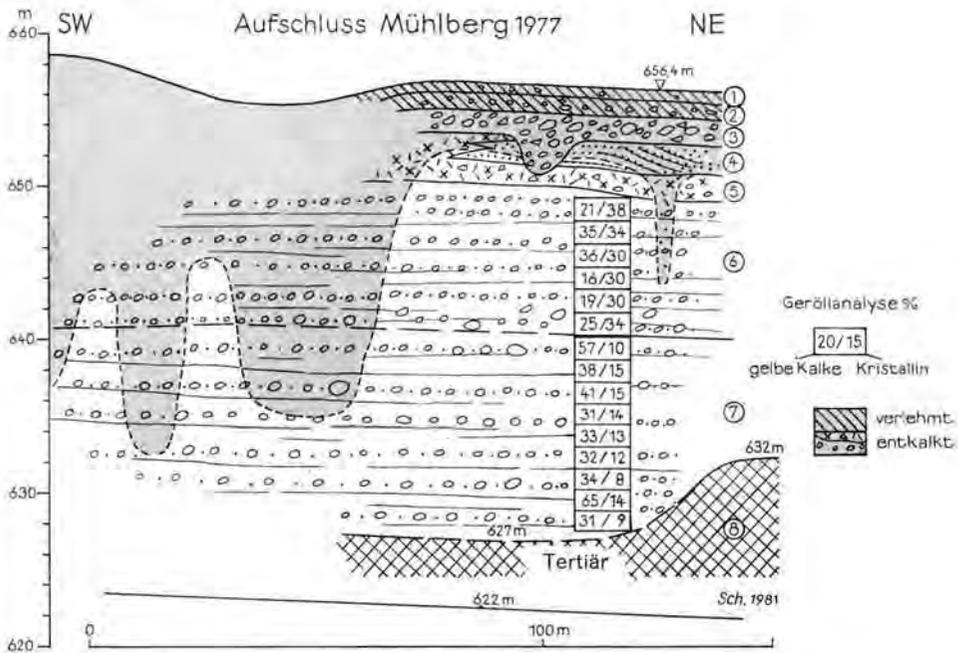


Abb. 3: Aufschluß Mühlberg 1977 (TK 25 Wurzach, r 74 000 h 77 200)

Kiesentnahme für den Bau des Staudamms im Pfaffenrieder Tal.

Geröllanalysen HAAG; geol. Aufnahme EBEL, HAAG u. SCHREINER.

- 0,8 m L e h m , gelb, marmoriert, kryoturbar verlagerte Gerölle (Decklehm)
- 1 m L e h m , braun, kiesig-sandig (Verwitterungslehm)
- 1,8 m B l ö c k e mit Kies, braun, lehmig, Blöcke bis 40 cm, z. T. Dachziegelschichtung, viel Amphibolite (fluviale Blocklage, Mindel Rückzug)
- 2,5 m S a n d , mit Kieslagen, graubraun, z. T. schräggeschichtet, im W mit Geschiebemergel verzahnt (glazifluvialer Sand, Mindel)
- 1-3 m G e s c h i e b e m e r g e l , grau, z. T. Nagelfluh, gekritzte Geschiebe (Mindel-Grundmoräne)
- 8 m K i e s - S a n d , blaugrau, geschichtet, Gerölle bis 20 cm, Rundung z. T. gut, z. T. schlecht, Sandlagen, hoher Kristallingehalt (oberer Mühlberger Schotter, Mindelglazifluvial)
- 14 m K i e s - S a n d , graugelb, geschichtet, Gerölle bis 30 cm, meist gut gerollt, mittlerer Kristallingehalt (unterer Mühlberger, Haslach-glazifluvial in Rinnenlage, SCHREINER & EBEL 1981, Abb. 6)
- M e r g e l , graugelb, feinsandig (Obere Süßwassermolasse)

#### 4. Das Zungenriß (Rz)

Das Ergebnis der Untersuchung der Verwitterungstiefe, verknüpft mit den Befunden an Aufschlüssen (z. B. Rottum) ist in Abb. 1 dargestellt: Vor der Riß-Doppelwall-Endmoräne schieben sich im Bereich von Tälern zungenförmig ausgebreitete Decken von Moränen mit geringer Verwitterungstiefe in das Gebiet der tief verwitterten Mindelmoränen. Die Moränen mit geringer Verwitterungstiefe werden als älterer Teil der Rißzeit betrachtet und als *Zungenriß* bezeichnet. Zwischen und neben den Zungen, deren Abgrenzung nur in Einzelfällen scharf zu ziehen ist, liegen meist 10 bis 30 m höhere Hügel und Höhenzüge aus Mindelmoräne wie z. B. der Aspen NW Ringschnait oder der Höhenzug Bubenloch-Geschlötter zwischen der Dürnach- und der Rottumzunge. Daraus wird geschlossen, daß die Gletscher des Zungenriß von geringer Mächtigkeit und wahrscheinlich warmtemperiert waren, im Gegensatz zu dem mit fast gerader Front vorstoßenden Gletscher der Riß-Doppelwalls.

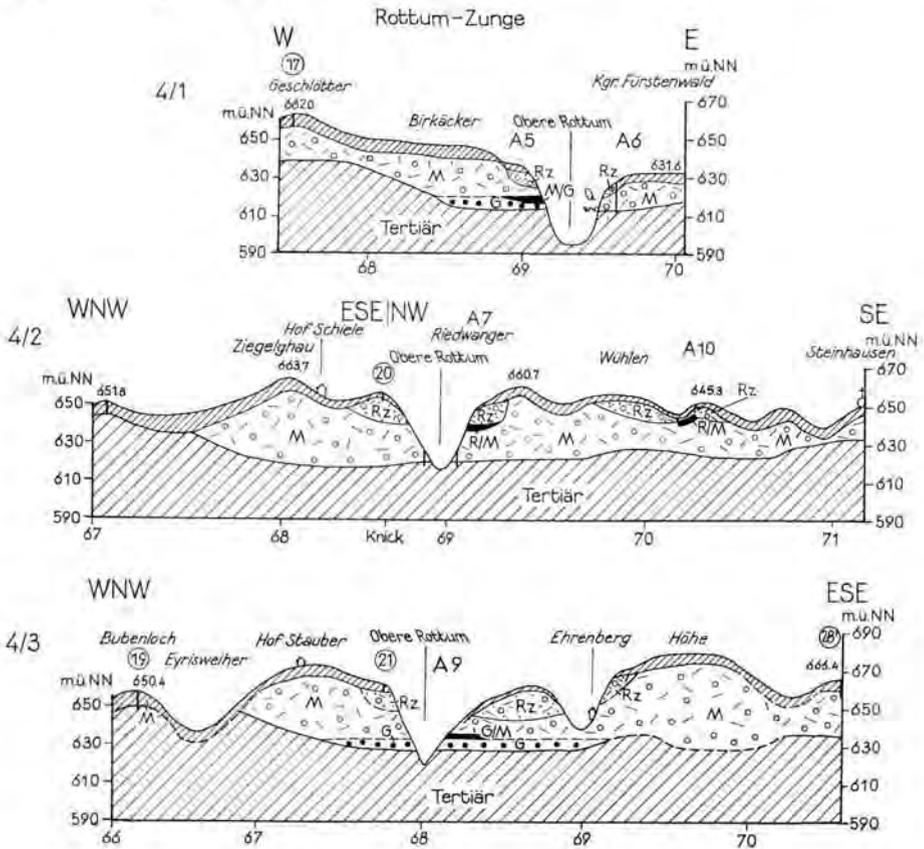


Abb. 4: Quartärgeologischer Querschnitt durch die Rottum-Zunge, 12,5 x überhöht.

- A 5 — A 10 Aufschluß-Nr.
- Rd Riß-Doppelwall-Endmoräne
- Rz Zungen-Riß, Moränen und Schotter
- R/M Fossiler Boden Riß/Mindel
- M Mindel, Moränen und Schotter
- M/G fossiler Boden Mindel/Günz
- G Günz, Heggbacher Schotter

Gegenüber dem Tertiärhochgebiet bei Bubenloch stellt die Umgebung des Rottumtals eine alte Tiefenlinie dar, in der an der Sohle die günzeitlichen Heggbacher Schotter, darauf die Mindelschotter und schließlich die Moränen und Schotter des Zungenriß abgelagert wurden.

#### 4.1. Rottumzunge (Abb. 4)

Von Bellamont und Bebenhaus, wo kiesige Stauchmoränen mit nur 1 bis 2 m Verwitterungstiefe und einer Dolomitgrenze von 2 bis 3 m aufgeschlossen sind, entwickelt sich eine rißeiszeitliche Moränenzunge Rottum-abwärts bis Hattenburg und Fürstenwaldkiesgrube (A 6, Abb. 2 und 4). Weithin sind die Rißmoränen von Fließerde und Decklehm verhüllt (z. B. bei Bohrg. 21 und Kammerlander).

Eine Nebenzunge nach NE wird bei Steinhausen/Rottum angenommen, denn in der Kiesgrube 0,8 km NE des Dorfes ist folgende Schichtfolge zu sehen (A 10, R 70 200 H 21 860):

- 0,5—1 m Verwitterungslehm, rotbraun, kiesig, kalkfrei
- 4 m Kies, meist Nagelfluh, grob, schlecht gerollt, 31 % Kristallin, Dolomitgrenze 3 m (moränennaher Kies, Riß, Rz)
- 2—3 m Lehm, rotbraun, kiesig-sandig, Gerölle mit Tonbelag (fossiler Boden Riß/Mindel)
- 2—3 m Kies, meist Nagelfluh, besser gerollt als oben, 37 % Kristallin, keine Dolomite! (Mindel)

Das rißeiszeitliche Alter des oberen Kieses ist durch seine Lage über dem fossilen Boden, der dem in der Kiesgrube Riedwanger (S. 140) entspricht, durch die hochliegende Dolomitgrenze und die geringe Verwitterungstiefe begründet.

Die Höhen W Steinhausen erwiesen sich in den Bohrg. 28 und 28' mit 3,6 und 3,5 m Verwitterungstiefe als Mindelmoräne, wobei einige dm Bodenerosion auf dem Ackerland anzunehmen sind. Im Gegensatz dazu ist SW Steinhausen bei den Bohrg. 29 und 30 mit nur 1,5 und 2,4 m Verwitterungstiefe wieder eine Zunge des älteren Riß anzunehmen. Sie wird durch Mindelmoräne bei Bohrg. 31 mit mehr als 4,8 m Verwitterung begrenzt.

Westlich von Rottum liegt das Zungenriß vom Gewann Höhe über Bohrg. 20 bis Enketsweil bei Hattenburg auf einer um 5 bis 10 m tieferen Geländestufe als die westlich anschließenden Höhen mit größerer Verwitterungstiefe (Bohr. 11 und 9, Abb. 4).

Südlich von der Rottumzunge sind bis jetzt außerhalb des Riß-Doppelwalls keine Moränen des Zungenriß festgestellt worden. In den Bohrungen 23 bis 27 sind tief verwitterte Mindelmoränen angetroffen worden. Demnach wird südlich von Bellamont die äußerste Rißmoräne von der Riß-Doppelwall-Endmoräne, wie sie bei SCHREINER & EBEL (1981, Taf. 1) dargestellt wurde, gebildet.

#### 4.2. Dürnachzunge (Abb. 5)

Westlich des Tertiärhochgebietes Bubenloch-Geschlötter (E Mittelbuch), das von tief verwitterten Mindelmoränen bedeckt ist (Bohrg. 15, 17 u. 19), zieht sich beiderseits der Dürnach eine Zunge mit Moränen geringerer Verwitterungstiefe nach N. Sie ist durch die Moränenhügel um Ringschnait (P. 644,7, 1,5 m Verwitterung), die hier großenteils mit Flugsand bedeckt sind (Bohrg. 14) und durch die Kiesgrube 1,5 km NNE Ringschnait belegt (A 4, r 66 250 h 28 000).

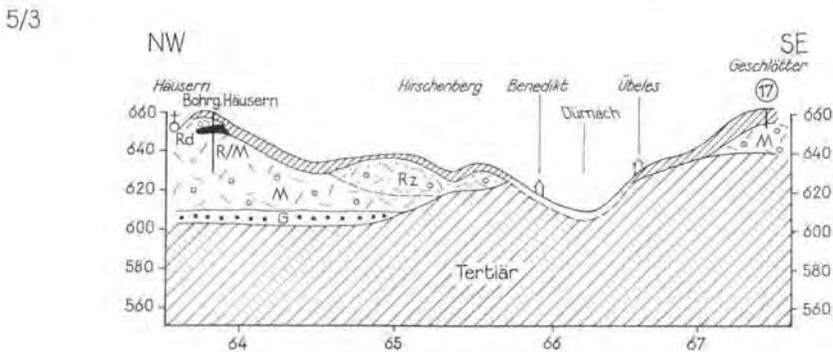
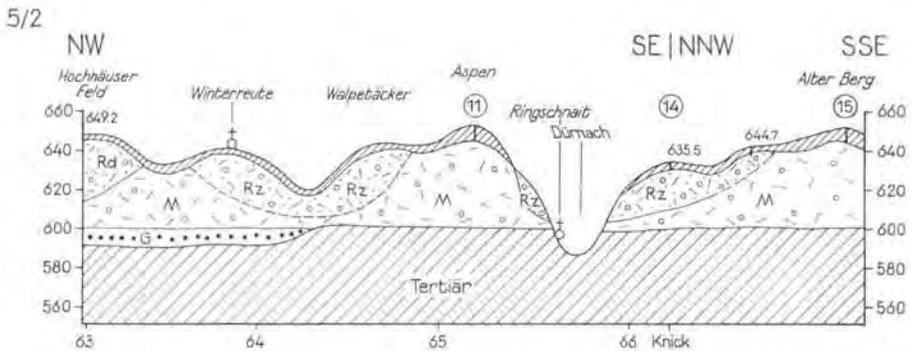
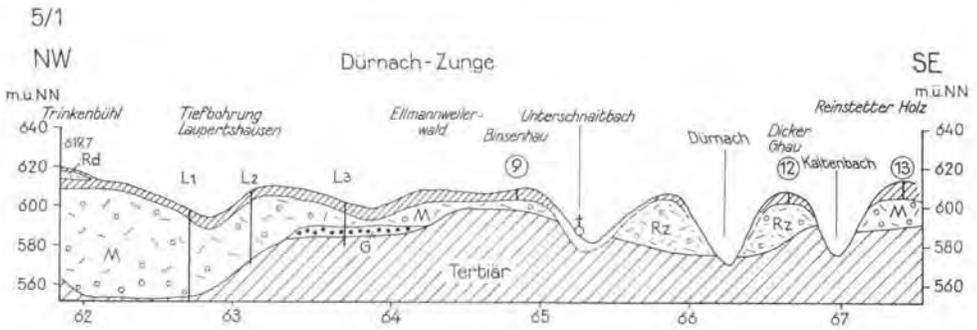


Abb. 5: Quartärgeologischer Querschnitt durch die Dürnach-Zunge.  
Zeichenerklärung s. Abb. 4. 12,5 x überhöht.

Sie hat folgenden Aufbau:

— Ebene Oberfläche —

1. 1,5— 3 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei (Verwitterungslehm)
  2. 1 m Geschiebemergel, z. T. Nagelfluh, graugelb, mit gekritzten Geschieben, kalkig, 18 % Kristallin, 2 % gelbe Kalke (Rißmoräne, Rz)
  3. 0 — 2,5 m Lehm, braun, kiesig, unvollständig entkalkt, Dolomitaschen und kalkige Kerne von Geröllen, mit Durchgriffen in 2. (Pseudoboden durch Durchgriffe von oben)
  4. 6 — 8 m Kies, grob, Blöcke bis 20 cm, geschichtet, 25 % Kristallin, 4 % gelbe Kalke, Dolomitgrenze etwa 3 m unter 1. (Riß, moränennaher Kies)
  5. 0 — 1,5 m Geschiebemergel, nach S noch mächtiger werdend, nach N in Blocklagen übergehend, gekritzte Geschiebe
  6. 8 — 10 m Kies, meist unter Schutt (nach Längsschnitt wahrscheinlich Mindel)
- Kiesuntergrenze (erbohrt) 582 m.

Morphologisch deutlich ist die in die ältere und höhere Umgebung eingelagerte Rißmoräne 0,5 bis 1,5 km N Ringschnait. Nach unserer Auffassung ist die Rißzunge nach N bis ungefähr 1 km SW Wenedach vorgestoßen und hat von hier aus das rißeiszeitliche Schotterfeld von Maselheim, das mit der höheren Rißterrasse von Baltringen zu verbinden ist, geschüttet.

Südlich um den Aspen herum, der eine tief verwitterte Moränendecke trägt (Bohrg. 11: 4,5 m), dringt die Rißmoräne über das Neubaugebiet W Ringschnait mit einer kleineren Zunge in das Schnaitbacher Tal NE von Winterreute vor (Bohrg. 10 und benachbarte Kiesgruben mit Verwitterungstiefen unter 3 m). Unter den zungen- und rinnenartig eingelagerten Rißmoränen und -schottern liegen mindelzeitliche Moränen. Die daraus hervorgehenden Schotter sind bei abnehmendem Kristallinegehalt über Ringschnait nach W zu verfolgen, wo sie mit dem Hauptschotterstrom der Mindelzeit (Tannheim-Laupheimer Schotter, HAAG 1982) zu verbinden sind. Der älteste hier auftretende Schotter gehört zu dem vom Hochgelände über Häusern—Ellmannsweiler herziehenden günzzeitlichen Heggbacher Schotter.

Im SW bei Winterreute erheben sich die Höhen des Rißendmoränen-Doppelwalls über die älteren Flächen. In der Bohrung Häusern wurde ein fossiler Boden zwischen Riß (Rd) und Mindel angetroffen (HAAG 1982: 257):

- 2 m Lehm, braun, kantige Gerölle, z. T. kalkig
- 5 m im Aufschluß neben der Bohrung: Kies u. Moräne, kalkig (Zungen-Riß 15—25 % Krist.)
- 10 m Lehm, braun, kalkfrei, z. T. von oben aufgekalkt (fossiler Boden Riß/Mindel)
- 29 m Kies u. Schluff, grau, unten gelb, gekritzte Geschiebe, kalkig (Mindel, 30 % Kristallin)

#### 4.3. Rißtal-Zunge (Abb. 6)

Im Rißtal ist das Zungenriß wahrscheinlich bis nach Eichelsteig (3,5 km N Warthausen) vorgestoßen, denn in der dortigen Kiesgrube beobachtete WERNER (1978: 92) unter dem Alberweiler Rißschotter, der mit dem Doppelwallriß zu verknüpfen ist, einen Geschiebemergel, der aufgrund seiner tiefen Lage (etwa 530 m) nicht mindelzeitlich sein kann.

Zum Zungenriß wird auch der Aufschluß, der beim Bau der Umgebungsstraße Biberach, 0,5 km S Barabain, entstanden ist, gestellt (A 1, R 61 650 H 34 050):

Oberfläche 550 m, nach W fallender Hang

- 1,1 m Lehm, rotbraun, kiesig (Verwitterungslehm)
  - 1,8 m Geschiebemergel, hellgrau, gekritzte Geschiebe, mit kiesiger Zwischenlage
  - 3 m Kies, z. T. Nagelfluh, Blöcke bis 20 cm, 17 % Kristallin, 6 % gelbe Kalke, Dolomitgrenze 1—2 m unter Schicht 1
  - 4 m Kies, geschichtet, 22 % Kristallin, 7 % gelbe Kalke, oben rote Fe-Oxyd-Ausscheidungen
- Am Hang geht der Kies noch 10 m tiefer.

Von hier aus nach S war Geschiebemergel mit geringer Verwitterungstiefe (1 bis 3 m) den Straßenbaustellen entlang bis vor Mettenberg zu verfolgen. Dort lag in einer Brückenbaugrube (A 3, r 62 050 h 30 680) 4 m tief verwitterter Silt und Feinsand mit wenigen Geröllen, die als hochgelegene mindelzeitliche Beckensedimente zu deuten sind. Darüber folgt 2,2 m moränennaher Kies mit Blöcken bis 40 cm, der nur 1,2 m tief verwittert ist und von der nahe gelegenen Rißdoppelwall-Endmoräne stammt. Zwischen der Zunge von Winterreute—Schnaitbach und der Rißtalzunge nördlich Mettenberg ist demnach das hoch gelegene Gebiet von Boschach bis Königshofen (Bohr. 7) nicht vom Zungenriß überdeckt worden.

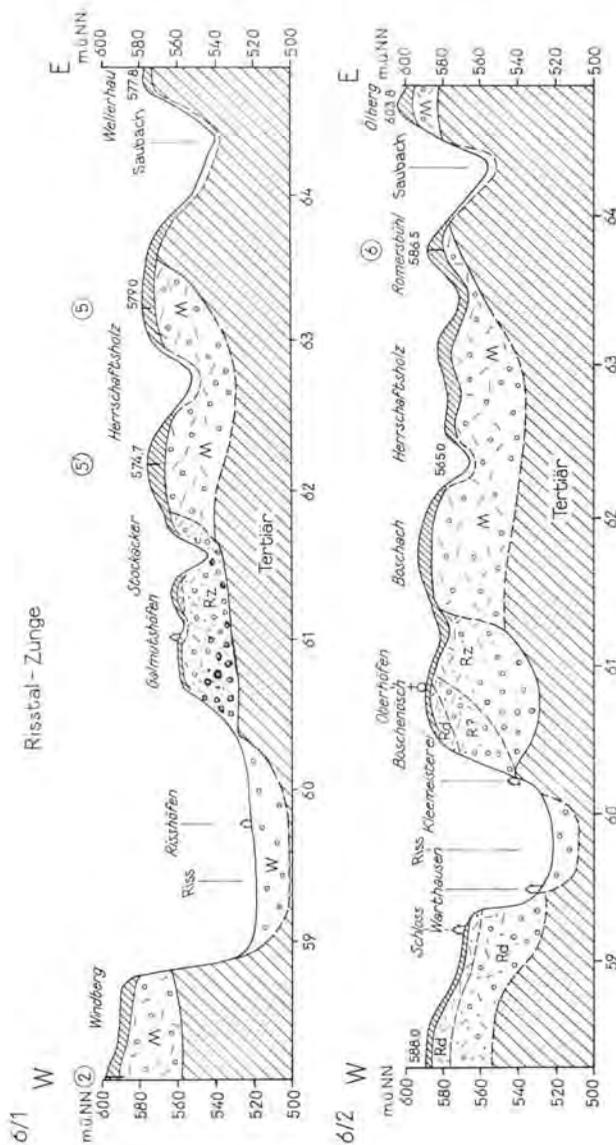


Abb. 6: Quartärgeologischer Querschnitt durch die Ristal-Zunge. Zeichenerklärung s. Abb. 4, 12,5 x überhöht.

Der braune Lehm zwischen frischem Kies, der in der alten Kiesgrube E Galmuthshöfen zu sehen war (r 61 540 h 33 600, GRAUL 1950; EICHLER 1970: 100) erwies sich nach einer Grabung nicht als fossiler Boden, sondern als abgerutschter Oberflächenlehm, der durch nachrollenden Kies bedeckt worden war. Wie der benachbarte Kies bei Barabein (A 1, siehe oben) wird deshalb auch der Kies von Galmuthshöfen insgesamt in die Rißeiszeit gestellt. Er ist von der Moräne des Rz bedeckt.

Westlich des Rißtales sind am Windberg in hoher Lage (591 m) mit den Bohrungen 1 und 2 wieder Mindelmoränen und südlich davon der äußere Wall der Riß-Doppelwall-

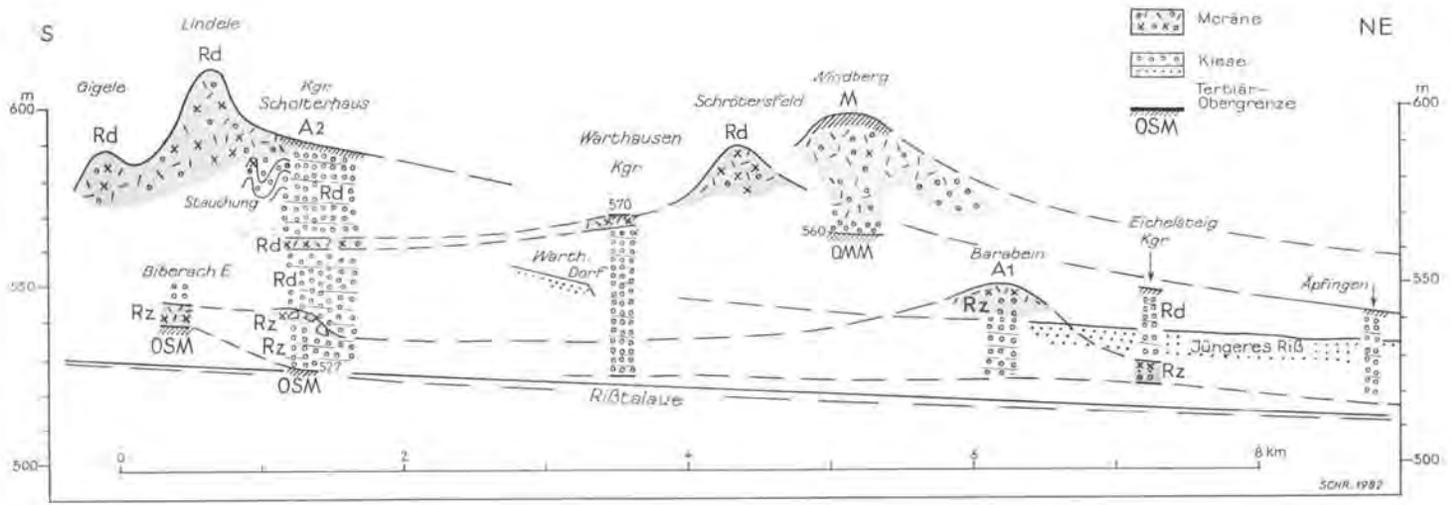


Abb. 7: Längsschnitt durch das Rißtal (vgl. Text S. 150)

M Mindel  
 Rz Zungenriß (= älteres Riß) Rd Doppelwallriß (= mittleres Riß)  
 OSM Obere Süßwassermolasse OMM Obere Meeresmolasse.

Unter Verwendung von Angaben aus PENCK 1883, KRAUSS 1930, WEIDENBACH 1937,  
 GRAUL 1968 u. MADER 1976.

Endmoräne (Bohrg. 3 und 4) erkannt worden. Das Zungenriß dürfte demnach im Bereich des heutigen Rißtales östlich vom Windberg nach N bis Eichelsteig vorgestoßen sein. Weiter im W stehen neue Untersuchungen zur Gliederung im Zungenriß und Doppelwallriß noch aus.

### 5. Ablauf der Ereignisse im Rißtal und Vergleiche (Abb. 7)

Die tiefe Lage des Zungenriß bei Eichelsteig und Barabein stimmt mit der unteren Moräne oder deren Reste in der bekannten Kiesgrube am Scholterhaus überein (A 2 r 58 900 h 30 450, 10 m über Sohle, MADER 1976: 61; SCHREINER 1980: 23). Daraus ist zu schließen, daß das Rißtal zu Beginn des ersten Rißvorstoßes (= Zungenriß) ungefähr bis zur Höhe der heutigen Talauwe ausgeräumt war. Nach der bei Barabein etwa 30 m mächtigen Verfüllung mit Kies und Moräne durch das Zungenriß erfolgte eine Erosionsphase mit teilweiser Ausräumung des Zungenriß, was einen beträchtlichen Eisrückzug voraussetzt. Danach folgte die am Scholterhaus 40 m mächtige Aufschotterung vor dem Rißdoppelwallvorstoß mit der mittleren Moräne (Geschiebemergelband 35 m über der Sohle in der Kgr. Scholterhaus), die mit dem äußeren Doppelwall bei Warthausen-Schrötersfeld (Bohrg. 4) zu verbinden ist. Die oberen Kieslagen in der Kgr. Scholterhaus mit der Stauchmoräne im südlichsten, ältesten Teil der Kiesgrube gehören zum inneren Wall der Riß-Doppelwall-Endmoräne (= Lindele-Endmoräne).

Im Rißtal ist somit ein ähnlicher Ablauf der rißzeitlichen Ereignisse festzustellen wie bei Meßkirch (WERNER 1975: Beil. 8) und Saulgau (SCHREINER 1979: 25). Das „ältere Riß“ entspricht dem Zungenriß (Rz), das „mittlere Riß“ dem Doppelwall (Rd) und dazwischen dürfte das Paulter Interstadial (SCHÄDEL 1955; SCHREINER 1979: 22) liegen. Das „jüngere Riß“ mit der Laupheimer Rißterrasse folgte nach dem Doppelwall-Riß und wird hier nicht behandelt.

WEIDENBACH 1937a	hier vorgelegte Gliederung
Laupheimer Rißterrasse R II	jüngeres Riß
	Rückzug Erosion      Interstadial?
R II Doppelwall	mittleres Riß = Doppelwall-Riß (Rd)
R I Vorstoßschotter und Moränen	Rückzug Erosion      Paulter Interstadial
	älteres Riß = Zungenriß (Rz)

### 6. Geröllanalysen

Die im vorangehenden Text schon mehrfach erwähnte Geröllzusammensetzung in Kiesen und Moränen wurde durch Geröllanalysen, wie sie in großer Zahl von HAAG (1979, 1981, 1982) und SCHREINER & EBEL (1981) durchgeführt wurden, ermittelt. Es hat

sich gezeigt, daß die Geröllanalyse zusammen mit der Schichtlagerung ein brauchbares Hilfsmittel zur Verbindung gleichartiger und zur Trennung verschiedenartiger Kiese ist. Es gibt jedoch keine durchgehende Standardzusammensetzung für Riß oder Mindel. Man muß vielmehr für jede Abflußrinne die ihr eigene Zusammensetzung finden. Von großem Einfluß sind Veränderungen der Geröllzusammensetzung durch Einarbeitung älterer Kiese.

Der für die Unterscheidung wichtigste Bestandteil sind Gerölle aus Gneisen, Glimmerschiefer, Graniten und Amphiboliten — zusammen kurz als Kristallin (Kr) bezeichnet.

Tabelle 1: Geröllanalysen (% der Geröllsumme)  
 $\phi$  2—6 cm

Kiesgrube	Nr.	S	Kf	Kb	kS	D	kG	Q	Kr	A	Geol.
Hattenburg A 5	1	155	46	3	0	21	6	1	23	5	Rz
	2	283	17	16	0	16	11	4	36	12	M
Fürstenwald A 6	3	263	35	11	5	12	15	2	20	5	Rz
	4	272	36	14	0	6	5	2	38	19	M
Riedwanger A 7	5	420	49	11	0	6	7	1	25	6	Rz
	6	268	40	17	0	2	4	2	35	14	M
Rottum-	7		66	5	9	1	5	2	12	3	Rz
Festplatz A 8	8	241	25	22	0	13	5	1	32	13	M
Rottum-	9	234	35	10	0	7	11	0	35	13	M
Wühlentobel A 9	10	425	42	41	4	0	11	0	2	0	G
Ehrenberg A 10	11	213	40	8	7	1	10	2	31	2	Rz
	12	234	39	9	6	0	7	2	37	10	M
	13	180	44	12	9	0	9	3	23	7	M
Ringschnait A 4	14	268	51	4	5	0	6	1	25	11	Rz
	15	251	60	5	5	9	8	1	16	5	M?
Barabein A 1	16	222	65	6	5	4	3	0	17	6	Rz
Fürstenwald A 13	17	170	34	23	0	0	8	2	33	15	M
Häusern A 12	18	205	71	2	0	8	4	1	14	2	Rd
	19	298	51	11	0	4	6	1	27	6	Rd

A 1 bis A 13 siehe Abb. 1 und Aufschlußverzeichnis S. 160

S Geröllsumme

Kf Kalke, frisch

Kb Kalke, braun u. gelb

kS kalkhaltige Sandsteine

D Dolomite

G Günz

M Mindel

kG kieselige Gerölle (Hornsteine u. Quarzite)

Q Quarz

Kr Gesamtkristallin

A Amphibolit (in Kr enthalten)

Rz Zungenriß

Rd Doppelwall-Riß

In Tabelle 1 sind von Nr. 1 bis 8 Zweiergruppen von Analysen aus Kiesgruben aufgeführt, wobei die obere Reihe jeweils rißzeitlichen, die untere mindelzeitlichen Kiesen entstammt. Dasselbe gilt für 11 und 12. Bei Riedwanger und Ehrensberg ist diese Trennung durch fossile Böden belegt. Die Kiese von Rz liegen im Kristallinegehalt durchweg niedriger als Mindel-Kiese (M), die zwischen 31 und 38 % Kr aufweisen. Dabei ist der Amphibolitanteil bei Mindel in der Regel deutlich höher als bei Rz. Dasselbe gilt in der Regel für braune Kalke (Kb).

Eine Abweichung stellt Nr. 13 dar, die ihrer Lage nach (4 m unter 12 liegend) nur mindelzeitlich sein kann. Ihr zu niedriger Kristallinegehalt ist durch Aufnahme kristallin- armer Schotter zu erklären, wie sie im südwestlichen Herkunftsgebiet bei Füraamoos liegen (SCHREINER & EBEL 1981: 39) und hier in Tabelle 1 unter Nr. 10 mit nur 2 % Kristallin erscheinen (Heggbacher Schotter, günzzeitlich).

Vielleicht ist das fragliche Mindel von Ringschnait (Nr. 15) mit nur 16 % Kristallin ähnlich zu erklären.

Nr. 16 und 17 sind Einzelanalysen weit voneinander entfernter Vorkommen, wobei das Mindelalter von 17 durch 5 m tiefe Verwitterung und das Rißalter von 16 durch geringe Verwitterung (S. 147) gestützt wird.

Nr. 18 und 19 sind Beispiele für das Doppelwall-Riß (Rd), dessen Kristallinegehalt noch tiefer liegen kann als bei Rz. Dann ist der Anteil an frischen, blaugrauen helvetischen Kalken besonders hoch.

## 7. Untersuchungen an fossilen Böden

Auf die Problematik der fossilen Böden oder deren Reste wurde bereits früher hingewiesen (HAAG 1979). Die dort geforderten Mindestbedingungen für die Anerkennung eines fossilen Bodens wurden auch bei dieser Untersuchung angewandt. Darüber hinaus kamen die mikromorphologischen Untersuchungsmethoden verstärkt zur Anwendung. Von den vielen schon von WEIDENBACH (1940) beschriebenen fossilen Böden sei jenes noch heute gut zugängliche Profil in Rottum hinter dem Hof im W ü h l e n t o b e l (A 9) beschrieben. Von oben nach unten ist im Aufschluß zu sehen:

1. -1,5 m K i e s , grob, kalkhaltig, Gerölle oft nur kantengerundet, sehr kristallinreich (s. Tab. 1, Probe Nr. 9)
2. 1,0—2,0 m G e s c h i e b e m e r g e l , kalkhaltig, gekritzte Gerölle, sehr kristallinreich
3. 0,3—0,5 m k i e s i g e r L e h m , Gerölle zerbrochen und die Bruchstücke verlagert, kalkfrei, kristallinarm
4. 0,2—0,3 m k i e s i g e r L e h m , Gerölle nur leicht deformiert und die Bruchstücke nicht verlagert, kalkfrei, kristallinarm
5. 0,3—0,5 m s a n d i g - l e h m i g e r K i e s , Gerölle intakt, in den oberen Bereichen kalkfrei, nach unten einzelne Nester von kalkhaltigem grauen Kies, kristallinarm
6. 0,5—1,5 m s a n d i g e r K i e s , gut gerundet, kalkhaltig, kristallinarm s. Tab. 1, Probe Nr. 10).

Der geringe Kristallinegehalt des Verwitterungslehmes der Horizonte 3, 4 und 5 weist darauf hin, daß die Verwitterungszone aus dem liegenden kristallinarmen Kies entstanden ist.

Die Präparation der Proben zur Herstellung von Bodendünnschliffen wurde nach ALTEMÜLLER (1962) durchgeführt.

Die mikromorphologischen Untersuchungen des fossilen Bodens von Rottum-Wühlen- tobel (A 9) zeigen innerhalb des Horizontes 3 schlecht sortierten Ton mit Schluffbeimengung ohne Schichtungsmerkmale. Risse innerhalb der Körner sowie der aus schlecht sortiertem Ton bestehenden Aggregate sind mit einer geringmächtigen Tontapete mit

orientierter Doppelbrechung (im polarisierten Licht) ausgekleidet. Im darunter folgenden Horizont 4 sind die gut geschichteten (im polarisierten Licht Doppelbrechung zeigende) Tonbeläge zerrissen und schwimmen in einer Masse aus schlecht sortiertem Ton (Taf. 1, Fig. 1). ALTEMÜLLER (1960: 71) nennt dies ein brecciöses Gefüge. Entsprechende Strukturen in der Tonsubstanz beschrieben SCHÄDEL & WERNER (1963: 18) aus dem fossilen Boden von Neufra bei Riedlingen. Innerhalb von Körnern mit Lösungshohlräumen, so z. B. innerhalb eines Glaukonitsandsteines, sind die geschichteten gut sortierten Tonablagerungen unversehrt erhalten (Taf. 1, Fig. 2). Glimmer, insbesondere Biotite, sind an den Rändern aufgeweitet oder gar in einzelne Blättchen aufgelöst (im Schlibbild der Taf. 1, Fig. 3 als Leisten erscheinend). Die feinen Schichtungsstrukturen der Toneinschwemmung im Horizont 4 in Verbindung mit der Aufweitung und Zerstörung der Glimmer beweisen einen längeren warmtemperierten Zeitabschnitt, in dem genügend elektrolytarmes Wasser zur Tonverlagerung zur Verfügung stand. Natürlich konnte die Tonverlagerung erst einsetzen, als durch die Entkalkung des Schotters ausreichend Ton für die Verwitterung freigesetzt worden war. Das brecciöse Gefüge, die Unversehrtheit der Toneinschwemmung in den Hohlräumen von Körnern im Zusammenhang mit den zu einzelnen Schichten aufgelösten Glimmern zu einem wirren Gefüge, kann als Anzeichen von Kryoklastik gedeutet werden (ALTEMÜLLER, frendl. mündl. Mittlg.). Ableitend von diesen Befunden ist folgende Genese des fossilen Bodens zu skizzieren:

Sedimentation des kristallinarmen, sandigen Kieses (Horizont 6). Von oben nach unten fortschreitende Entkalkung, Freisetzung von Ton, danach und gleichzeitig Tonverlagerung, Aufbau von geschichteten Tonbelägen. Erosive Entfernung des A-Bodenhorizontes und Teile des B<sub>1</sub>-Bodenhorizontes (Horizonte 3). Kryoturbate Bewegung und teilweise Verlagerung des Bodens in die unteren Bereiche des B<sub>1</sub>-Bodenhorizontes reichend (Horizont 4). In einer kurzen Phase kam es zur erneuten Tonverlagerung, wodurch Klüfte mit geringmächtigen gut geschichteten Tonbelägen ausgekleidet wurden. Danach erfolgte die Ablagerung der hangenden Grundmoräne (Horizont 2) und der Boden wurde fossilisiert. Die dargestellten Befunde der mikromorphologischen Untersuchung zeigen, daß die Verwitterungszone in Rottum-Wühlentobel (A 9) als ein echter fossiler Boden anzusehen ist. Der Boden befand sich an der ehemaligen Oberfläche und ist dort Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen ausgesetzt gewesen und ist nicht innerhalb des Sedimentes durch Tiefenverwitterung entstanden.

Der fossile Boden in der Kgr. Riedwanger (A 7) ist heute leider nicht mehr zugänglich. Doch lassen die Beschreibungen von GRAUL (1962: 264) und SCHÄDEL & WERNER (1963: 22) von einer Fließerde, die den fossilen Boden begleitet, darauf schließen, daß auch hier ein echter fossiler Boden entsprechend den Mindestbedingungen (HAAG 1979) vorlag. Nach den Geländebefunden ist auch der fossile Boden bei Ehrensberg (A 10) als ein echter fossiler Boden anzusprechen. Die erwähnten fossilen Böden beweisen einen warmzeitlichen Hiatus innerhalb der untersuchten Sedimente.

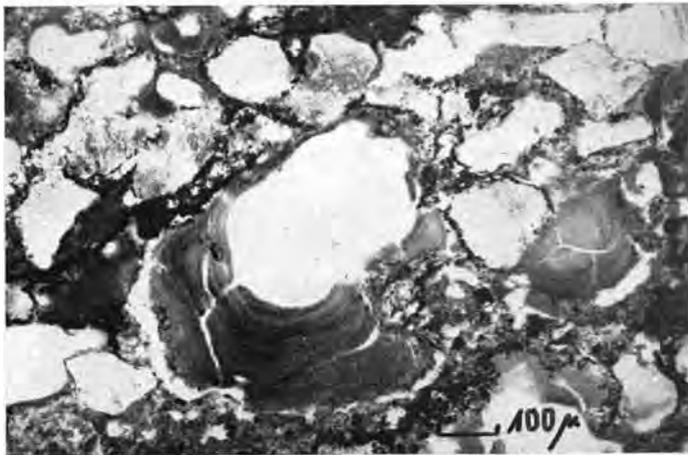
Eine solche Möglichkeit bieten einige Verwitterungserscheinungen in anderen Aufschlüssen nicht. Über die Verwitterungszone in der Kgr. Fürstenwald bei Ochsenhausen (A 6) wurde schon früher berichtet (HAAG 1979). Ähnliche Verwitterungszonen befinden sich in der Kgr. südlich Hattenburg (A 5) und in der Kgr. nördlich Ringschnait (A 4). In ihnen liegen folgende Befunde für eine unvollständige Verwitterung vor: Gerölle mit karbonathaltigen Kernen, noch vorhandene Dolomitaschen, die Oberfläche der Verwitterungszone schwankt stark und zeigt Verbindungen zur heutigen Oberfläche. Die Geröllzusammensetzung ist im Liegenden und Hangenden der Verwitterung gleichartig. Es seien hier die mikromorphologischen Untersuchungen der Verwitterungszone in der Kgr. nördlich Ringschnait am rechten Dürnachtalhang (A 4) angeführt. Im Aufschluß selbst konnte folgendes Profil der Verwitterungszone aufgenommen werden:



1



2



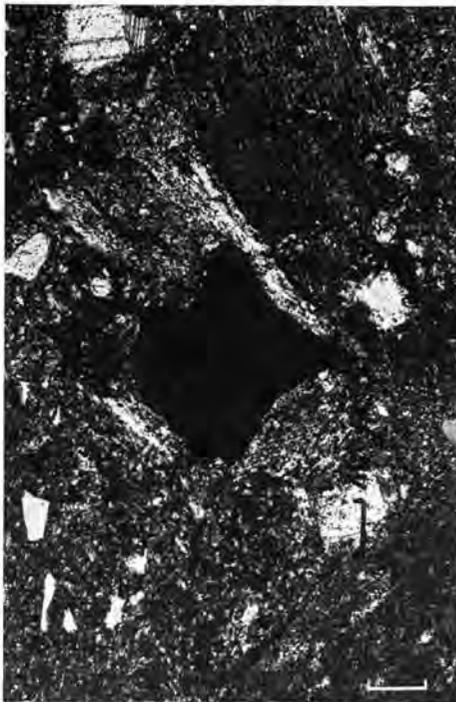
3

## Tafel I

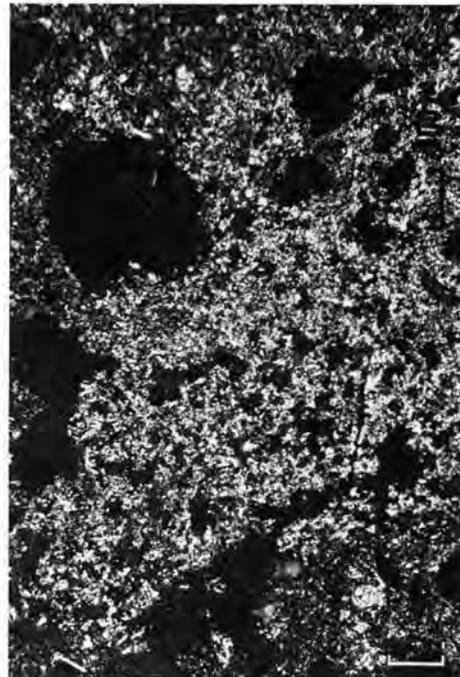
Fig. 1: Rottum-Wühlentobel, brecciöses Gefüge im Horizont 4. Schollen von gut sortiertem, gut geschichtetem Ton schwimmen in einer unsortierten Grundmasse.

Fig. 2: Rottum-Wühlentobel, Biotite bei gekreuzten Polarisatoren. Die Biotite sind aufgeweitet und in Plättchen aufgelöst. In der rechten unteren Ecke ist eine Tonscholle an der leichten orientierten Doppelbrechung erkennbar, die in der Grundmasse schwimmt.

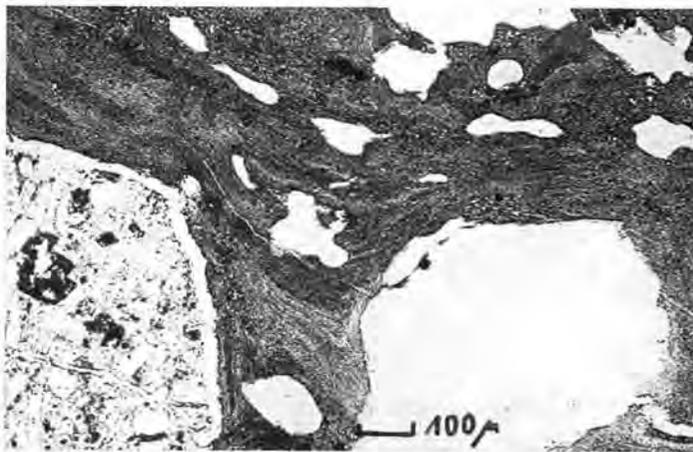
Fig. 3: Rottum-Wühlentobel, Hohlraumfüllung mit gut sortiertem, gut geschichtetem Ton in einem Glaukonitsandstein. Im Gegensatz zu Bild 1 sind hier die Tonablagerungen nicht zerstört. Länge der Balken-Maßstäbe: 100  $\mu$ .



1



2



3

## Tafel 2

Fig. 1: Kgr. Ringschnit, Hohlraum im Geschiebemergel des Horizontes 2 bei gekreuzten Polarisatoren. Die hellen länglichen Streifen an zwei Seiten des Hohlraumes sowie der kleinen Kluft nach rechts oben sind gut geschichtete Tonablagerungen. Die kleinen hellen Punkte stellen kleine Karbonatkristalle dar. Ebenso ist das Korn rechts oben ein Karbonat.

Fig. 2: Kgr. Ringschnit, Karbonatauflösung im Geschiebemergel von Horizont 2 bei gekreuzten Polarisatoren.

Fig. 3: Kgr. Ringschnit, Ablagerung von gut geschichtetem ungestörtem Ton zwischen Körnern von Horizont 4. Länge der Balken-Maßstäbe: 100  $\mu$ .

1. 0—1,5 m brauner, lehmiger Kies, kalkfrei
2. 1,0—1,5 m grauer Geschiebemergel, kalkhaltig, kristallinreich (s. Tab. 1, Probe Nr. 14)
3. 0,2—0,5 m brauner lehmig-sandiger Kies, kalkfrei, lagenweise mit grauem sandigem und kalkhaltigem Kies verzahnt, Kristallingehalt gleich Horizont 2
4. 1,0—1,9 m brauner lehmig-sandiger Kies, vereinzelt korrodierte Kalkgerölle und Dolomitaschen, nach unten taschenförmig in den kalkhaltigen Schotter greifend
5. 4,0 und mehr grauer, sandiger Kies, kalkhaltig, im Kristallingehalt Horizont 2 entsprechend.

Taf. 2, Fig. 1 zeigt die Auskleidung eines Hohlraumes innerhalb des kalkhaltigen Geschiebemergels des Horizontes 2 mit Ton. Deutlich ist im polarisierten Licht die gut orientierte Doppelbrechung (hell) um den dunklen Hohlraum und die nach rechts oben anschließende Kluft zu sehen. Die hellen feinen Punkte der Grundmatrix sind die feinen Karbonatkristalle des Geschiebemergels. Es kommen Lösungserscheinungen sowohl an Karbonatgeröllen als auch der Grundmatrix vor (Taf. 2, Fig. 2). Manche der Hohlräume können auch mit feineren Karbonatkristallen als die umgebende Matrix ausgekleidet sein. An einer Stelle schwimmt ein Aggregat aus unveränderter Grundmoräne (Kartenhausstruktur der Biotite). Die Grenzen der aggregierten Grundmoräne wird von Schwundrissen nachgezeichnet. Biotite waren stellenweise an der Grenze des Grundmoränenaggregates zur umgebenden Matrix prallel zu dieser Grenze eingeregelt. Der Anteil an feinkristallinen Karbonatkörnern ist sehr hoch. In den unter dem Geschiebemergel folgenden Zonen 3 und 4 waren die Toneinschlammungen in den oberen Bereichen unsortiert und ungeschichtet. Nach unten ging dieser unsortierte Ton allmählich in gut sortierten Ton mit guter Schichtung über (Taf. 2, Fig. 3). In den unteren Bereichen treten auch verstärkt korrodierte Karbonatkörner auf. Lösungshohlräume in Sandsteinen zeigen nur geringmächtige Auskleidung mit Tontapeten. Hier treten auch viele Körner mit einem karbonatischen Kern auf, während die äußere Schale entkalkt ist. Am unteren Ende von Horizont 4 nimmt der Karbonatgehalt allmählich zu, einhergehend mit einem Rückgang der Korrosionserscheinungen an den Karbonaten.

Die von oben nach unten im Geschiebemergel zu verfolgende Toneinschlammung zeigt, daß unter dem Geschiebemergel kein echter fossiler Boden vorliegt. Im Gegensatz zum Profil von Rottum-Wühlentobel fehlt die starke Zerstörung der Biotite und das brecciöse Gefüge. Diese Beobachtungen und die Geländebefunde aus Horizont 3 beweisen, daß die Verwitterungszone durch Tiefenverwitterung entstanden ist. Der Geschiebemergel scheint durch Frostvorgänge aufgelockert worden zu sein und war damit für Sickerwasser gut durchlässig. Eine Erklärung wäre ein nicht durch eine Verwitterungsdecke geschützter Geschiebemergel, der nach dem Eisrückzug bis zum erneuten Eisvorstoß über längere Zeit Frostvorgängen ausgesetzt war, ohne daß eine warmzeitliche vorangegangene Verwitterung eine schützende Decke geschaffen hatte. Es wären folgende Genese denkbar:

Ablagerung des Schotters von Horizont 3 bis 5 als Vorstoßschotter zum Geschiebemergel von Horizont 2. Vorrücken des Gletschers und Ablagerung des Geschiebemergels von Horizont 2. Rückzug des Eises und Freilegung des Geschiebemergels von Horizont 2 über längere Zeit bis zum erneuten Vorrücken des Gletschers. Auflockerung des über längere Zeit freiliegenden Geschiebemergels durch Frostvorgänge in der Zeit bis zur nächsten Warmzeit (es ist hierfür eine längere Zeit der Frosteinwirkung während des mittleren und jüngeren Riss anzusetzen. Danach Erwärmung und intensive Verwitterung während der Riß/Würm-Warmzeit). Bildung einer Verwitterungsdecke auf Geschiebemergel durch Entkalkung und Tonverlagerung. Die Tonverlagerung greift auf Klüften durch den aufgelockerten Geschiebemergel bis in den darunter befindlichen Schotter. Die Tonausfällung wird in dem Schotter durch zwei Faktoren begünstigt: einerseits geht die schnelle lineare

Wasserbewegung auf den Klüften des Geschiebemergels in eine langsamere, mehr diffuse Wasserbewegung in den Hohlräumen des Schotters über; andererseits bildet sich an der Grenze von dem oben liegenden dichten Geschiebemergel (in Relation zum Schotter) zum darunter liegenden lockeren, durchlässigen Schotter aufgrund hängender Menisken ein Wasserstau aus (Fe-Ausfällung im Schluff). Der Prozeß der Tonverlagerung durch den Geschiebemergel in den darunter befindlichen Schotter dauert heute sicherlich noch an.

Alles spricht dafür, daß Tiefenverwitterung die Ursache der Verwitterungszone in der Kgr. Ringschnait (A4) ist. Die Verwitterungszone lag nie wie z. B. der fossile Boden von Rottum-Wühlentobel an der Oberfläche, sondern stellt eine von der heutigen Oberfläche gesteuerte Verwitterung dar und ist kein fossiler Boden.

## 8. Bohrungen zur Bestimmung der Verwitterungstiefe

In der jeweils letzten Zeile ist die D e u t u n g angegeben.

1. Klosterholz 2,5 km WNW Warthausen, r 56 600 h 33 700
  - 0,2 m Lehm, graubraun
  - 4,6 m Lehm, braun, z. T. rot, etwas kiesig, kalkfrei
  - 4,8 m Silt, graugelb, etwas kiesig, kalkig (Geschiebemergel)
 M i n d e l m o r ä n e
2. Windberg 1,5 km NW Warthausen, r 58 000 h 33 960
  - 0,3 m Lehm, hellbraun, feinsandig (Decklehm)
  - 3,8 m Lehm, rotbraun, gleyfleckig, kiesig, kalkfrei
  - 4,5 m Silt, gelbgrau, kiesig, kalkig (Geschiebemergel)
 M i n d e l m o r ä n e
3. Mangoldsried 2,5 km W Warthausen, r 56 690 h 33 150
  - 0,5 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei
  - 1 m Kies, siltig, kalkig (kiesige Moräne)
 R i ß m o r ä n e
4. Schrötersfeld 0,6 km NW Warthausen, r 58 650 h 33 180
  - 1 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei
  - 1,2 m Kies, kalkig (kiesige Moräne)
 R i ß m o r ä n e
5. Herrschaftsholz 2 km NW Laupertshausen, r 63 160 h 33 500
  - 1 m Lehm, gelbbraun (Decklehm)
  - 4,8 m Lehm, braun, gleyfleckig, tonig, wenig Kies, kalkfrei
 M i n d e l m o r ä n e
- 5'. Hungerberg, P 574,7, 1 km W 5.
  - 4,8 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei
 M i n d e l m o r ä n e
6. Romersbühl 1,4 km NNW Laupertshausen, r 63 800 h 32 950
  - 1,6 m Lehm, braun, sandig-kiesig, kalkfrei
  - 2,8 m Feinsand, lehmig, halbbraun, kalkfrei
  - 5,8 m Lehm, braun und rötlichbraun, kiesig, kalkfrei
 M i n d e l m o r ä n e
7. Gurgel 1,6 km SW Laupertshausen, r 62 800 h 31 400
  - 3,9 m Lehm, braungelb, tonig, sehr wenig Gerölle, kalkfrei
  - 4,8 m Silt, grau, tonig, wenig Gerölle (Geschiebemergel)
 M i n d e l m o r ä n e

8. Zum Stein, r 65 700 h 31 400  
 — 4,3 m Lehm, braun, tonig, wenig kiesig, kalkfrei  
 — 4,8 m Silt, graugelb, schwach kiesig, kalkig (Geschiebemergel)  
 M i n d e l m o r ä n e
9. Binsenhau 2,2 km SE Laupertshausen, r 65 430 h 29 800  
 — 0,4 m Lehm, dunkelgrau, humos  
 — 4,8 m Lehm, braun, tonig, wenig kiesig, kalkfrei  
 M i n d e l m o r ä n e
10. 0,8 km NE Winterreute, P. 627,9  
 — 2,7 m Lehm, braun, sandig-kiesig, kalkfrei  
 — 2,9 m Kies u. Sand, lehmig, kalkfrei  
 — 3,8 m Sand, kiesig, kalkig  
 k i e s i g e R i ß m o r ä n e
11. Aspen NW Ringschnait, r 64 960 h 27 360  
 — 0,4 m Lehm, graubraun, humos  
 — 4,5 m Lehm, braun, sandig-kiesig, kalkfrei  
 — 4,6 m Kies-Sand, siltig, kalkig  
 M i n d e l m o r ä n e
12. Dicker Ghau 2,4 km NE Ringschnait, r 66 720 h 28 700  
 — 0,8 m Lehm, gelb, kalkfrei (Decklehm)  
 — 3 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei  
 — 4 m Lehm, gelb, kalkfrei (Decklehm?)  
 — 4,8 m Lehm, rotbraun, kiesig, kalkfrei  
 Nach geologischem Zusammenhang ist hier R i ß m o r ä n e anzunehmen.  
 Die Verwitterungstiefe ist erhöht durch Fließerde und Decklehm, da der Bohrpunkt nicht  
 auf einer allseitig abfallenden Kuppe liegt.
13. Reinstetter Holz 2,8 km NE Ringschnait, r 67 500 h 28 660  
 — 0,3 m Lehm, dunkelbraun, humos  
 — 3,8 m Lehm, braun u. rot, sandig-kiesig, kalkfrei  
 — 6,3 m Lehm, gelbbraun, rotfleckig, kaum Gerölle, kalkfrei  
 — 7,8 m Lehm, rotbraun, stark sandig-kiesig, kalkfrei  
 M i n d e l m o r ä n e, kiesig
14. E Ringschnait, r 66 280 h 26 700  
 — 1 m Lehm, braun, sandig, kalkfrei  
 — 4,2 m Sand, fein, gelbbraun, kalkfrei (Flugsand)  
 — 5,2 m Sand, hellgrau, feinkiesig, kalkig (Flugsand)  
 — 5,8 m Sand, fein, braun, schwach kalkig  
 Flugsand auf R i ß m o r ä n e, die wenig westlich und in der alten Kiesgrube 0,5 km süd-  
 lich (Aufschluß 10) mit 1,5 bis 2 m Verwitterungstiefe ansteht.
15. 1,4 km SE Ringschnait, P. 651,8  
 — 2 m Lehm, hellbraun, ohne Gerölle (Decklehm)  
 — 3,8 m Lehm, braun, wenig Kies, kalkfrei  
 M i n d e l m o r ä n e
16. 1,5 km WNW Hattenburg, r 67 920 h 25 640  
 — 1 m Lehm, braun, stark gleyfleckig, einzelne Steinchen (Decklehm)  
 — 5,8 m Lehm, braun, schwach kiesig, kalkfrei  
 M i n d e l m o r ä n e
17. 1,7 km SW Hattenburg, r 67 500 h 24 550  
 P. 662,0  
 — 4,6 m Lehm, braun, wechselnd kiesig, kalkfrei  
 — 4,8 m Silt, graugelb, sandig-kiesig, kalkig  
 M i n d e l m o r ä n e

18. Mittelbuch SW-Rand, r 65 500 h 23 440  
Graben und Bohrung  
— 1 m Lehm, hellbraun, steinfrei (Decklehm)  
— 4 m Lehm, braun, Geschiebe bis 40 cm, kalkfrei  
Ergebnis unsicher, da am flachen Hang, nach Lage: R i ß
19. 0,8 km SE Mittelbuch, P. 659,4  
— 1 m Lehm, hellbraun, wenig Gerölle (Decklehm)  
— 5,5 m Lehm, braun, feinsandig, kiesig, kalkfrei  
— 5,8 m Silt, graugelb, feinsandig-tonig, kiesig, kalkig (Geschiebemergel)  
M i n d e l m o r ä n e
20. 0,9 km NNW Rottum, P. 656,5  
— 1,1 m Lehm, braun, stark kiesig, kalkfrei  
— 1,5 m Kies, kalkig (kiesige Moräne)  
R i ß m o r ä n e
21. Höhe 0,8 km SW Rottum, P. 665,4  
— 1 m Lehm, braun, wenig Kies  
— 3,8 m Lehm, braun-rotbraun, kiesig, kalkfrei  
Ungeeigneter Punkt, wahrscheinlich Fließerde auf Rißmoräne und spätere Muldenbildung westlich der Höhe
22. 1,7 km SE Steinhausen/Rottum, P. 703,0  
— 4,6 m Lehm, braun, rostfleckig, kiesig, kalkfrei  
— 4,8 m Silt, grau, schwach sandig-kiesig, kalkig  
M i n d e l m o r ä n e
23. 1,8 km E Füramoos, P. 679,1  
— 1,8 m Lehm, hellbraun, wenig Kies (Decklehm)  
— 4,8 m Lehm, braun, sandig-kiesig (unten stark) kalkfrei  
M i n d e l m o r ä n e
24. 2,2 km SE Füramoos, r 68 820 h 17 360  
Seismikbohrung 1981. Quartäruntergrenze 650 m  
— 1 m Lehm, hellbraun, kaum Gerölle (Decklehm)  
— 10 m Lehm, rotbraun, kiesig, kalkfrei ( M i n d e l m o r ä n e )  
— 13 m Lehm, rotbraun, wenig Gerölle, kalkfrei  
— 17 m Kies, kalkig  
— 33 m Kies mit Geschiebemergel, kalkig, etwa 16 % Kristallin (Haslach?)  
— 39 m Kies, kalkig, 1,3 % Kristallin (Zeiler Schotter, Günz)  
— 44 m Sand, hellbraun, Glimmersand (OSM)
25. 1,9 km SE Ellwangen, P. 686,5  
— 1,7 m Lehm, hellbraun, steinfrei (Decklehm)  
— 6,0 m Lehm, braun-rotbraun, wenig kiesig, kalkfrei  
M i n d e l m o r ä n e
26. Boschen 2,5 km NNE Hauerz, P. 691,4  
— 5,8 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei  
In benachbarter Seismikbohrung 7 m Verwitterungslehm auf Geschiebemergel.  
M i n d e l m o r ä n e
27. Unterpfaufenwald 3,5 km ESE Hauerz, r 75 450 h 12 700  
Nach SCHREINER & EBEL 1981: 37  
— 5-9 m Verwitterungs- und Decklehm, kalkfrei  
— 15 m Geschiebemergel und Kies, kalkig  
M i n d e l m o r ä n e

28. Höhe W Steinhausen, P. 681,5  
 — 3,6 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei  
 — 3,8 m Kies, siltig, kalkig  
 M i n d e l m o r ä n e (Verwitterungstiefe vermutlich reduziert durch Bodenerosion)
- 28'. Steinhausen, P. 666,4  
 — 3,5 m Lehm, braun, schwach kiesig, kalkfrei  
 — 3,8 m Silt, graugelb, kiesig, kalkig  
 M i n d e l m o r ä n e (Verwitterungstiefe vermutlich reduziert durch Bodenerosion)
20. W Englisweiler, P. 673,0  
 — 1,5 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei  
 — 1,8 m Silt, gelbgrau, kiesig, kalkig  
 R i ß m o r ä n e
30. S Englisweiler, P. 683,9  
 — 1,0 m Lehm, braun, sandig, steinig, kalkfrei  
 — 2,4 m Lehm, hellbraun, steinfrei, kalkfrei  
 — 2,8 m Silt, gelbgrau, kiesig, kalkig  
 R i ß m o r ä n e
31. 1,5 km SE Bellamont, P. 689,4  
 — 0,2 m humoser Waldboden, schwarz  
 — 0,4 m Lehm, gelb, steinfrei, kalkfrei (Decklehm)  
 — 4,8 m Lehm, braun, kiesig, kalkfrei  
 M i n d e l m o r ä n e

### 9. Aufschlußverzeichnis

Nr.	top. Karte 1 : 25 000	Koordinaten	
		r	h
A 1	Kgr. Barabein	Bib N	61650 / 34000
A 2	Kgr. Scholterhaus	Bib N	58900 / 30450
A 3	Brückenbau Mettenberg		
A 4	Kgr. N Ringschnait	Och	66250 / 28000
A 5	Kgr. S Hattenburg	Och	69075 / 24600
A 6	Kgr. Fürstenwald	Och	69500 / 24300
A 7	Kgr. N Riedwanger	Och	69100 / 22900
A 8	Rottum Festplatz	Och	69100 / 22375
A 9	Rottum Wühlentobel	Och	69200 / 22100
A 10	Kgr. NE Ehrensberg	Och	70200 / 21860
A 11	Kgr. Mühlberg	Wur	74000 / 17200
A 12	Kgr. Häusern	Och	63675 / 25250
A 13	Kgr. Fürstenwald P 628,3	Och	70275 / 23400

### 10. Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1960): Mikromorphologische Untersuchungen an einigen Gipskeuperböden im Raum Iphofen. — Bayer. Landw. Jahrb., **37**, Sonderh. **4**: 70—85; München.
- (1962): Verbesserungen der Einbettungs- und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendünnschliffen mit VESTOPAL. — Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd., **99**: 164—177; Weinheim.
- EICHLER, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Reiß und oberer Rottum. — Heidelberger geogr. Arb., **30**: 128 S.; Heidelberg.
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. — Heidelberger geogr. Arb., **24**: 144 S.; Heidelberg.

- GRAUL, H. (1952): Geol. Karte 1 : 25 000, Blatt Warthausen. — Mskr., Geol. Inst. Univ. Tübingen.
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). — *Peterm. Mitt.*, **106**: 253—271; Gotha.
- (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet, August 1968. — *Heidelberger geogr. Arb.*, **20**: 31—77, Heidelberg.
- HAAG, T. (1979): Durch Oberflächeneinflüsse bedingte Entwicklung eines „fossilen Bodens“ im östlichen Rheingletschergebiet. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **61**: 279—304, Stuttgart.
- (1981): Das Mindelglazial im östlichen Rheingletschergebiet zwischen Riß und Iller in Abgrenzung zur Günz- und Rißvereisung. — *Diss. Univ. Gießen*, 113 S.; Gießen.
- (1982): Das Mindelglazial zwischen Riß und Iller. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **64**: 225—266, Stuttgart.
- KRAUS, K. (1930): Untersuchungen im Grenzgebiet und dem Vorland der größten Gletschervorstöße zwischen Biberach a. Riß und dem Bussen. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, **86**: 1—33, Stuttgart.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — *Heidelberger geogr. Arb.*, **45**: 157 S.; Heidelberg.
- MADER, M. (1976): Schichtenfolge und Geschehensablauf im Bereich des Schussenlobes des pleistozänen Rhein-Vorlandgletschers. — *Diss. Univ. Tübingen*, 148 S.; Tübingen.
- PENCK, A. (1893): Bericht über die Exkursion des X. Deutschen Geographentages nach Oberschwaben und den Bodensee (10.—14. April 1893). — *Verhandlg. X. deutsch. Geographentag zu Stuttgart*, S. 216—223; Stuttgart.
- & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bde., 1199 S.; Leipzig.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des älteren und mittleren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **14**: 5—26; Öhringen.
- SCHREINER, A. (1980): Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). — *Geol. Jb.*, **A 56**: 5—43, Hannover.
- & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). — *Geol. Jb.*, **A 59**: 65 S.; Hannover.
- WEIDENBACH, F. (1937 a): Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. — *N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd.*, **78**, Abt. B: 66—108; Stuttgart.
- (1937b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Bl. Biberach. — 91 S., mit geol. Kt.; Stuttgart.
- (1940): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 25 000, Bl. Ochsenhausen. — 61 S., mit geol. Kt.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 4. 6. 1982



## Stratigraphie und Genese fossiler Böden im Jungmoränengebiet südlich von Kiel

PETER FELIX-HENNINGSSEN & HANS-JÜRGEN STEPHAN \*)

Pedogenesis, fossil lessivé soil, Warthe Glacial, boulder clay, Eemian Interglacial, overlain, glacial sedimentation, Weichsel Glacial, pit section, micromorphology test, macromorphology test, clay migration, climatic development, soil profile, size distribution, major element analysis. North West German Lowlands, Young Moraine Zone South Kiel, Schleswig-Holstein, TK 25 Nr.: 1726

**Kurzfassung:** Im weichselzeitlichen Moränengebiet südlich von Kiel sind häufig fossile Reste eemzeitlicher Parabraunerden auf warthezeitlichen Schmelzwassersedimenten oder Geschiebemergel aufgeschlossen. Die Bodenreste werden von der kalkhaltigen weichselzeitlichen Sedimentserie überlagert. Mittels makro- und mikromorphologischer Untersuchungen konnten die ursprünglichen Merkmale intensiver Tonverlagerung rekonstruiert werden. Pechochemische Analysen belegen eine große und tiefreichende Verwitterungsintensität. Der Klimaentwicklung im Eem-Interglazial entsprechend wurden die Parabraunerden gegen Ende der Warmzeit durch lokale Vergleyung überprägt. Noch vor dem ersten Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises kam es zu einer periglazialen Überprägung der Böden und während der Vergletscherung zur Gefügeverdichtung und häufig zu Verknüpfungen durch Eisdruck und Eisschub.

### [Stratigraphy and Genesis of Fossil Soils in the Young-Moraine Zone South of Kiel]

**Abstract:** In the area with Weichselian moraines south of Kiel fossil remnants of Eemian lessivé-soils are found. The soils had developed from Warthian meltwater sediments or tills. They are overlain by the calcareous Weichselian sediment series. The former marks of an intensive clay migration could be reconstructed by macro- and micromorphological investigations. Pechochemical analyses show a strong and deep-reaching weathering. The lessivé-soils were altered by local gleyification at the end of the Eemian interglacial parallel to the climatic development. Prior to the first advance of the Weichselian inland ice the soils were altered by periglacial processes. During the glaciation the soil horizons were compacted and frequently kneaded together due to push and pressure of the ice.

### 1. Einleitung

Eemzeitliche Fossilböden als stratigraphische Leithorizonte für die prä-weichselzeitliche Landoberfläche kommen besonders im „Jungmoränengebiet“ zwischen Brügge und Bissee, ca. 20 km südlich von Kiel, vor. Sie sind in den dort sehr zahlreichen Kiesgruben im Liegenden von weichselzeitlichen Moränen und Schmelzwassersedimenten aufgeschlossen. Detaillierte Aufschlußuntersuchungen erbrachten wesentliche Ergebnisse über den Verlauf der Weichseleiszeit in diesem Gebiet (STEPHAN 1974, 1979, 1981; STEPHAN & MENKE 1977). Die Untersuchungen ergaben, daß das „östliche Hügelland“ Schleswig-Holsteins, das seine Entstehung nach bisheriger Ansicht der weichselzeitlichen Vereisung verdanken sollte, bereits in wesentlichen Teilen während der Warthe-Eiszeit entstand. Denn die in der Jungmoränenlandschaft südlich von Kiel wie auch in der weiteren Umgebung (s. STEPHAN 1979, 1981) durchweg ziemlich hoch liegenden Eemböden belegen, daß das Gebiet in seiner Höhe und Morphologie bereits weitgehend warthezeitlich angelegt worden ist. Die weichselzeitlichen Gletscher sind in diese Landschaft eingedrungen und haben die höher liegenden Gebiete vielfach nur flach überlaufen oder sie — in der äußeren, westlichen Randzone der Vergletscherung — auch nur umlaufen. In den tiefer

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. P. Felix-Henningsen, Institut für Bodenkunde, Nußallee 13, D 53 Bonn. — Dr. H.-J. Stephan, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, D 23 Kiel 21.

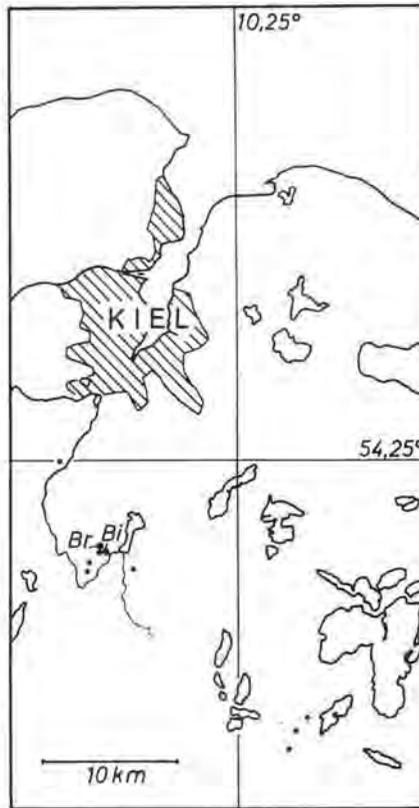


Abb. 1: Das Gebiet südlich von Kiel mit den Fundstellen eemzeitlicher Böden unter weichselzeitlichen Gletscherablagerungen.

Bi = Aufschluß Bissee (R 35 7195; H 60 0700)

Br = Aufschluß Brüggerholz (R 35 7120; H 60 0725)

liegenden Bereichen wurden eemzeitliche Böden oder Ablagerungen vom weichselzeitlichen Eis großenteils erodiert. Anzeichen für eine vorhergehende Schmelzwassertätigkeit fehlen weitgehend.

Die in den Hochlagen ausgedehnt erhaltenen Fossilböden bieten eine gute Möglichkeit für detailliertere paläopedologische Untersuchungen. Bisherige Kenntnisse über die Bodenentwicklung im Eem-Interglazial fußen vor allem auf Untersuchungen an Fossil- und Reliktböden im saalezeitlichen „Altmoränengebiet“ Schleswig-Holsteins (STREMMER 1960, 1964, 1979, 1981; MENKE & BEHRE 1973; MENKE 1976; FELIX-HENNINGSEN 1979, 1980; STREMMER & MENKE 1980). Hier aber haben die meisten Eemböden in starkem Maße der periglazialen Zerstörung und sekundären Veränderung durch holozäne Bodenbildungsprozesse unterlegen. Die Untersuchungen in den Aufschlüssen von Brüggerholz und Bissee hatten zum Ziel, die ursprünglichen Merkmale, das Spektrum der Bodentypen und ihre Veränderung durch die weichselzeitliche Überfahung und Moränenbedeckung zu rekonstruieren, um sowohl die bisherigen stratigraphischen Ergebnisse abzusichern, als auch die Kenntnis über Bodenentwicklung und Landschaftswandel im Eem-Interglazial zu erweitern. Neben Geländeuntersuchungen wurden mikromorphologische und pedochemische Analysen an ausgewählten Profilen vorgenommen.

## 2. Morphologische und pedochemische Merkmale der fossilen Bodenbildung

Die Schichtenfolge der Aufschlüsse von Brüggerholz und Bissee wird durch einen Verwitterungshorizont zweigeteilt, den STEPHAN (1979) dem Eem-Interglazial zuordnete. Die Fossilböden sind in kiesigen Sanden und Geschiebelehm der Warthe-Eiszeit ausgebildet, deren Stratigraphie durch sedimentpedrographische Untersuchungen belegt ist (STEPHAN 1979; KABEL pers. Mitt.). Durch die weichselzeitliche Exaration fehlen die oberen Horizonte der Bodenbildungen, so daß unter dem 0,5—1,5 m mächtigen Geschiebemergel des 1. Weichsel-Vorstößes (Brügge-Moräne) nur noch ein Bodenrest wechselnder Mächtigkeit vorliegt. Über dem Geschiebemergel folgen stellenweise schluffig-feinsandige Beckensedimente, die in Depressionen der ehemaligen Gletscheroberfläche abgelagert wurden und darüber 10—20 m mächtige Vorschüttande des 2. Weichsel-Vorstößes. Die weichseleiszeitliche Schichtfolge ist vom 2. Weichsel-Vorstöß häufig gestaucht worden (s. Abb. 2).

Da die weichselzeitliche Sedimentserie durchweg kalkhaltig ist, kann ausgeschlossen werden, daß eine sekundäre Veränderung der Fossilböden durch rezente Bodenbildungsprozesse erfolgt ist. Je nach Ausgangsmaterial treten verschiedene Typen fossiler Bodenbildung auf. Sie werden im folgenden differenziert betrachtet.

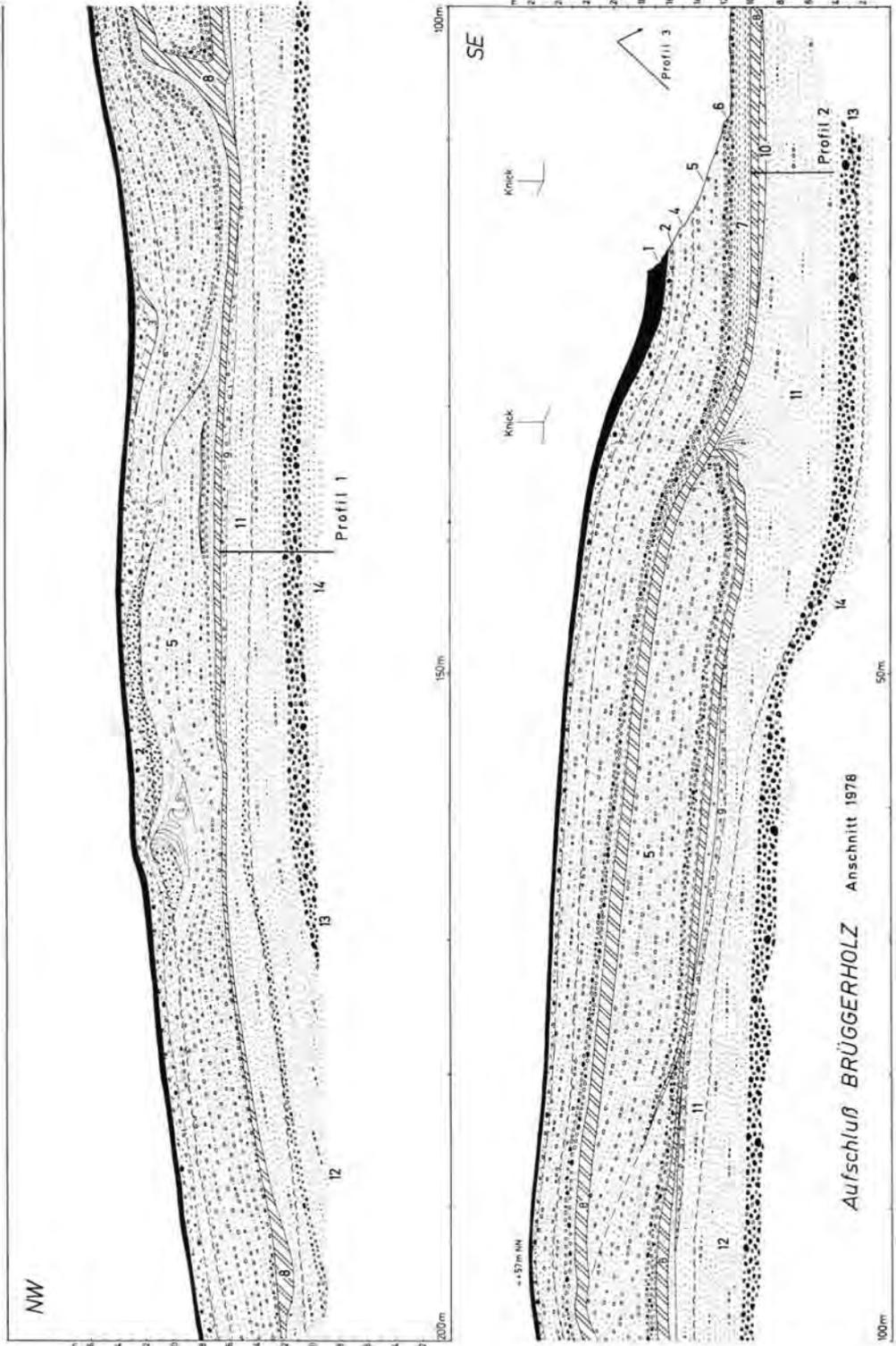
### 2.1. Fossile Bodenreste auf kiesig-sandigen Sedimenten

Im Aufschluß „Brüggerholz“ erstreckt sich eine 2—6 m mächtige, entkalkte Verwitterungszone im Liegenden der Weichsel-I-Moräne über 200 m weit im Streichen der NE-Wand (Abb. 2). Das Ausgangsmaterial dieses Bodenrestes sind kalkhaltige (ca. 10—20 %  $\text{CaCO}_3$ ), kiesige Schmelzwassersande der Warthe-Eiszeit. Die entkalkten Sande schließen nach oben mit einer steinreichen Fließerde ab, in der ein markanter rostfarbener  $\text{fB}_{\text{st}}$ -Horizont ausgebildet ist (Abb. 3). Die starke Eisenoxid- und Tonanreicherung in Form schmieriger Skelettüberzüge festigt den Gefügeverband des steinig-sandigen Substrates. Aus den gleitenden Horizontübergängen und der ungeschichteten, kompakten Lagerung kann gefolgert werden, daß die Fließerde als ein warthezeitliches Sediment vor der Bodenbildung abgelagert wurde. Die Grenze zwischen Weichsel-Geschiebemergel und Fließerde mit dem obersten Bodenhorizont ist scharf gezogen, doch sind im basalen Teil der hangenden Moräne häufig feinschichtige, horizontale Einschleppungen von Bodenmaterial zu beobachten. Von dieser Kontaktzone aus ziehen einzelne Eiskeil-Pseudomorphosen sowie zahlreiche mit hellem, kalkhaltigen Feinsand gefüllte Frostspalten in die fossilen Bodenhorizonte hinab. Sie sind Merkmal einer Periglazialphase, die dem 1. Weichsel-Vorstöß voranging.

Der kompakte, rostbraune  $\text{fB}_{\text{st}}$ -Horizont in der Fließerde löst sich nach unten mit dem Übergang zu dem fluviatilen Sediment in breite horizontale Anreicherungsbänder auf. Sie nehmen in dem gelbbraunen, schwächer verwitterten Sand nach unten an Breite und Farbintensität ab und enden an der Entkalkungsgrenze. Diese im Streichen der Aufschlußwand über 100 m weit durchgehend zu verfolgenden Bodenhorizonte sind lateral sehr gleichförmig ausgebildet. In ihrer Mächtigkeit und Färbung sehr ähnliche fossile Bodenreste in gleicher stratigraphischer Position sind in zahlreichen Kiesgrubenaufschlüssen des Jungmoränengebietes südlich von Kiel anzutreffen.

Mikromorphologische und pedochemische Untersuchungen wurden an einem Profil gleichen Typs in einem Aufschluß bei „Bissee“ durchgeführt (s. Abb. 3; Taf. 1, Fig. 1).

Mit den Dünnschliffuntersuchungen sind die ursprünglichen Merkmale des Paläobodens und ihre sekundäre Veränderung sehr gut zu identifizieren:



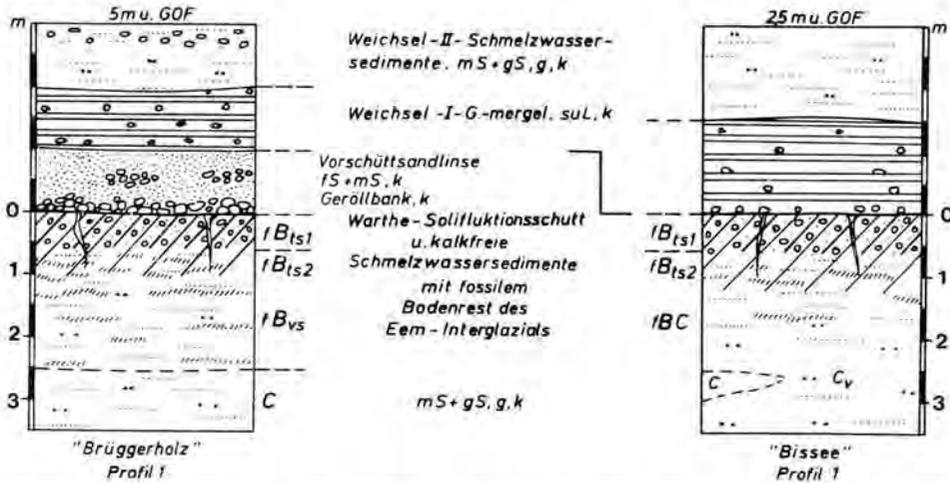


Abb. 3: Fossile Reste von Parabraunerden aus warthezeitlichen Schmelzwassersanden unter Sedimenten der Weichseleiszeit in Brüggerholz und Bissee.

Brüggerholz, Pofil 1:

- fb<sub>ts1</sub> 0 — 50 cm: dunkelrotbrauner (5 YR 3/2-3, 7,5 YR 5/4-6) lehmiger Grob- und Mittelsand, stark steinig, kalkfrei, durch Ton und Eisenoxide verbacken; Fließerde
- fb<sub>ts2</sub> 50 — 100 cm: gelbbrauner (10 YR 7/4) Grob- und Mittelsand, stark kiesig, kalkfrei, rostbraune B<sub>ts</sub>-Bänder mit einem Abstand von 5—20 cm; Warthe-Schmelzwassersande
- fb<sub>vs</sub> 100 — 250 cm: hellgelbbrauner (10 YR 7/2) Mittel- und Grobsand, kalkfrei, rostbraune B<sub>ts</sub>-Bänder mit mehr als 20 cm Abstand
- C + 250 cm: gelbgrauer (2,5 YR 7/2) Mittel- bis Grobsand, kalkhaltig

Bissee, Profil 1:

- I C 150 — 0 cm: Weichsel-I-Geschiebemergel; schluffig-sandiger kalkiger Lehm, gelbgrau (10 YR 6/3)
- II fb<sub>ts1</sub> 0 — 60 cm: dunkelbrauner (5 YR 4/4-7,5 YR 4/6) lehmiger Mittel- und Grobsand mit verbackenen Zonen durch starke Anreicherung von Ton und Eisenoxiden; kalkfrei, steinige Fließerde
- fb<sub>ts2</sub> 60 — 90 cm: rostbrauner (7,5 YR 5/6) Mittelsand, kiesig, kalkfrei
- fbC + 90 cm: graubrauner (10 YR 6/4-6) kalkfreier Mittel- und Grobsand, mit heller kalkhaltiger Linse und feinen rostbraunen B-Bändern; Warthe-Schmelzwassersand

← Abb. 2: Der Aufschluß Brüggerholz, Nordostwand (nach STEPHAN 1979), mit Einzeichnung der beschriebenen Profile.

1 = Mutterboden und Abschläm Massen; 2—8 = weichselzeitliche Schichten; 2 = Fließerde, teilweise übergehend in Geschiebelehm; 3 = Geschiebelehm (Bordesholm-Moräne); 4 = (bis zur Häkchenlinie) Schmelzwassersande, stark kiesig, im Holozän verwittert; 5 = wie 4, jedoch unverwittert, kalkig; 6 = Kies-Geröllhorizont; 7 = Beckenschluff mit Sandlagen; 8 = Geschiebemergel (Brücke-Moräne); 9 = Fließerde aus eemzeitlicher Parabraunerde. z. T. mit Verbrodelung; 10 = Geschiebelehm als Pseudogley; 11 = (bis zur Häkchenlinie) warthezeitlicher Schmelzwassersand, kiesarm, „dünn-schichtig“, verwittert, mit zahlreichen Rostbändern; 12 = wie 11, jedoch unverwittert, kalkig; 13 = Geröllbank mit Kleinblöcken; 14 = Schmelzwassersande mit Kieslagen.

In den  $fB_{1s}$ -Horizonten ist das Sandskelett in eine dichte tonig-schluffige Grundmasse eingebettet und zeigt eine Tendenz zur horizontalen, feinplattigen Einregelung. Primäre Poren und Wurzelkanäle fehlen, waren aber ursprünglich einmal vorhanden. Die in diesen Hohlräumen im Zuge einer Tonverlagerung orientiert abgelagerten Feintonbeläge sind abgerissen oder zerdrückt und in die Matrix eingebettet, teilweise noch die ehemalige Porenform nachzeichnend. Schon in der weichselzeitlichen Periglazialphase, vor der ersten Gletscherüberfahrung, könnte die Zerstörung der porenorientierten Tonverlagerungsmerkmale durch Kryoturbation, die Bildung von Frostspalten und den Druck des Permafrostes erfolgt sein.

Während der Vergletscherung hat die Eisauflast zu einer Gefügeverdichtung geführt, so daß die Hohlräume schwanden, Tonbeläge isoliert wurden und sich plattige Gefügestrukturen bildeten. Für die Verdichtung durch Auflast sprechen ebenfalls dünne Druckhüllen aus oberflächenparallel orientierter Schluff- und Grobtonsubstanz um das Grobsandskelett (skelsepisches Gefüge, n. BREWER 1964: 312).

Die in der intensiv rostbraunen Horizontfärbung zum Ausdruck kommende Eisenoxid-Anreicherung wird ebenfalls mikromorphologisch sichtbar. Die Oxide stammen vor allem aus der Verwitterung von Biotiten, die auch jetzt noch mit den Merkmalen aller Verwitterungsstadien in der Schlufffraktion mengenmäßig dominieren, sind aber weder diffus in der Tonsubstanz verteilt wie bei einer normalen Parabraunerde, noch in Skeletthüllen angereichert wie bei einem Podsol. Die Oxide durchsetzen die tonige Feinsubstanz in zahllosen, relativ scharf begrenzten Granulaten ( $2-10 \mu \phi$ ), die vermutlich eine Alterungsform von Eisenoxidgel darstellen (Taf. 1, Fig. 2).

In der Korngrößenverteilung und den pedochemischen Merkmalsgradienten treten die sedimentologischen und verwitterungsbedingten Unterschiede zwischen der hangenden Weichsel-Moräne und den fossilen Bodenhorizonten darunter deutlich hervor. Der Weichsel-Geschiebemergel ist gegenüber den warthezeitlichen Sedimenten durch einen hohen Ton- und Schluffgehalt, einen Karbonatgehalt von 18,6 % und geringe Gehalte an freien Sesquioxiden gekennzeichnet.

Die warthezeitliche Solifluktionsschicht und das fluviatile Sediment weisen in den am stärksten verwitterten  $fB_{st}$ -Horizonten bei sehr geringen Schluffgehalten einen beachtlichen Tongehalt von 11 % auf, der überwiegend die Folge von Neubildung und Anreiche-

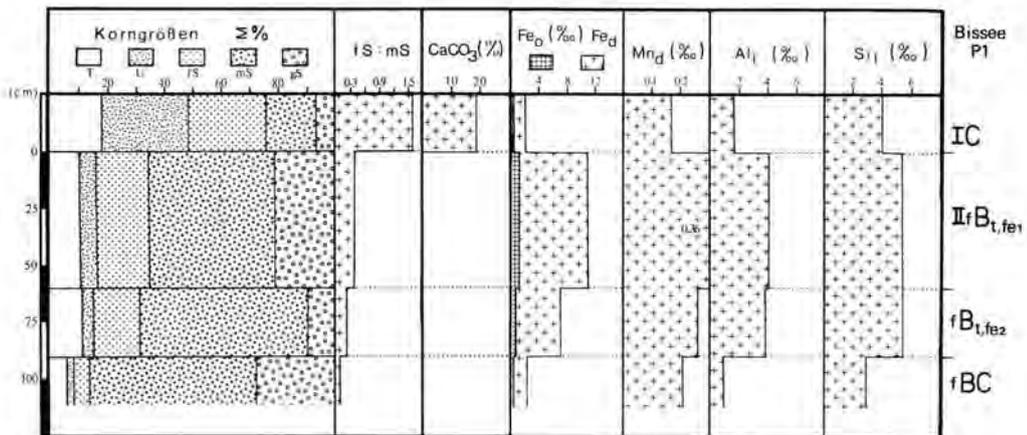


Abb. 4: Bissee, Profil 1 — Tiefenfunktionen der Korngrößenverteilung, des Karbonatgehaltes und der freien Oxide.

rung im Zuge der Lessivierung sein dürfte. Denn die sehr eng beieinanderliegenden fS : mS-Verhältnisse dieser Horizonte lassen darauf schließen, daß die Solifluktsdecke ein Umlagerungsprodukt des fluviatilen Sediments darstellt und somit ursprünglich tonärmer war.

In krassem Gegensatz zu dem unverwitterten Weichsel-Geschiebemergel sind die fossilen Bodenhorizonte durch sehr hohe Gehalte an freien Sesquioxiden gekennzeichnet, die entsprechend dem von einer ehemaligen Landoberfläche ausgehenden Verwitterungseinfluß zur Tiefe hin abnehmen. Da die Oberbodenhorizonte erodiert wurden, ist nicht abzu-sehen, ob Verlagerungsprozesse im Rahmen einer Podsolierung zu der intensiven Oxidak-kumulation geführt haben. Die Gehalte an organischer Substanz liegen in allen Horizonten nur noch im Bereich der Nachweisgrenze ( $< 0,2\%$ ). Durch die Infiltration kalkhaltiger Sickerwässer aus den hangenden Sedimenten wurden die fossilen Bodenhorizonte in der naturgemäß sehr labilen Lösungs- und Sorptionsphase sekundär verändert, so daß heute bei neutralen bis schwach alkalischen pH-Werten eine 100 %-ige Basensättigung vorliegt.

## 2.2. Fossile Bodenreste auf Warthe-Geschiebemergel

In mehreren Aufschlüssen lagern zwischen der hangenden weichselzeitlichen Sedimentserie und den liegenden warthezeitlichen Schmelzwassersanden Bänke aus Warthe-Geschiebemergel mit meist nur geringer Ausdehnung und Mächtigkeit. In ihrem oberen Bereich weisen sie eine vom weichselzeitlichen Gletscher mehr oder weniger stark erodierte Verwitterungszone aus Geschiebelehm auf, die stratigraphisch den zuvor beschriebenen und benachbarten rotbraunen fossilen Bodenhorizonten in den kiesigen Schmelzwassersanden entspricht. Die Nachbarschaft beider Substrattypen und die laterale Veränderung der fossilen Verwitterungszone beim Substratwechsel wurde an der NE-Wand im Aufschluß „Brüggerholz“ beobachtet. Die Rückverlegung dieser Wand durch den fortschreitenden Kiesabbau erlaubte es ebenfalls, die räumliche Veränderung der fossilen Bodenreste zu erfassen. Während die rotbraunen Bodenhorizonte in den kiesig-sandigen Sedimenten lateral oft sehr gleichförmig ausgebildet sind (s. Abb. 3), scheinen die Verwitterungstypen in Warthe-Geschiebelehm einem engräumigen Wechsel zu unterliegen. Braune fossile Bodenreste wechseln mit graugefärbten, hydromorphen Bodenresten, für die nachfolgend ein Beispiel in Abb. 5 aus dem Aufschluß „Brüggerholz“ dargestellt ist.

Eine grünlichgraue Linse aus Warthe-Geschiebelehm, auf warthezeitlichen Schmelzwassersanden liegend, wird von der Weichsel-Moräne gekappt. In einem seitlich begrenzten Bereich, nur unterhalb des grüngrauen Geschiebelehms, werden die liegenden Warthe-Sande von breiten, horizontal ausgedehnten Zonen mit schwarz- und rostbraunen Oxidakkumulationen durchzogen. Dazwischen verlaufen bis zur Entkalkungsgrenze hinab gelbbraune Ton-Eisenoxid-Bändchen. Auch nimmt in diesem Bereich die Mächtigkeit der Entkalkungszone zwischen dem kalkhaltigen warthezeitlichen Schmelzwassersand und der Weichsel-Moräne von sonst 2—2,5 m auf etwa 6 m zu. Beim weiteren Abbau wurden Bereiche angeschnitten, in denen die Entkalkung sogar tiefer als 8 m hinabreicht (vgl. STEPHAN 1981, Abb. 6).

Offenbar wurde an dieser Stelle eine kleine Hohlform der eemzeitlichen Landoberfläche vom weichselzeitlichen Gletscher überfahren. Ein Bodenrest aus dem tiefsten Teil der Senke blieb erhalten. Seine grünlichgraue Farbe sowie vereinzelte Rostflecken und -bändchen kennzeichnen den ehemaligen Reduktionshorizont eines Naßbodens (Gley oder extremer Pseudogley). Ein teilweise erhaltenes polyedrisches Gefüge und kräftige Tonbe-

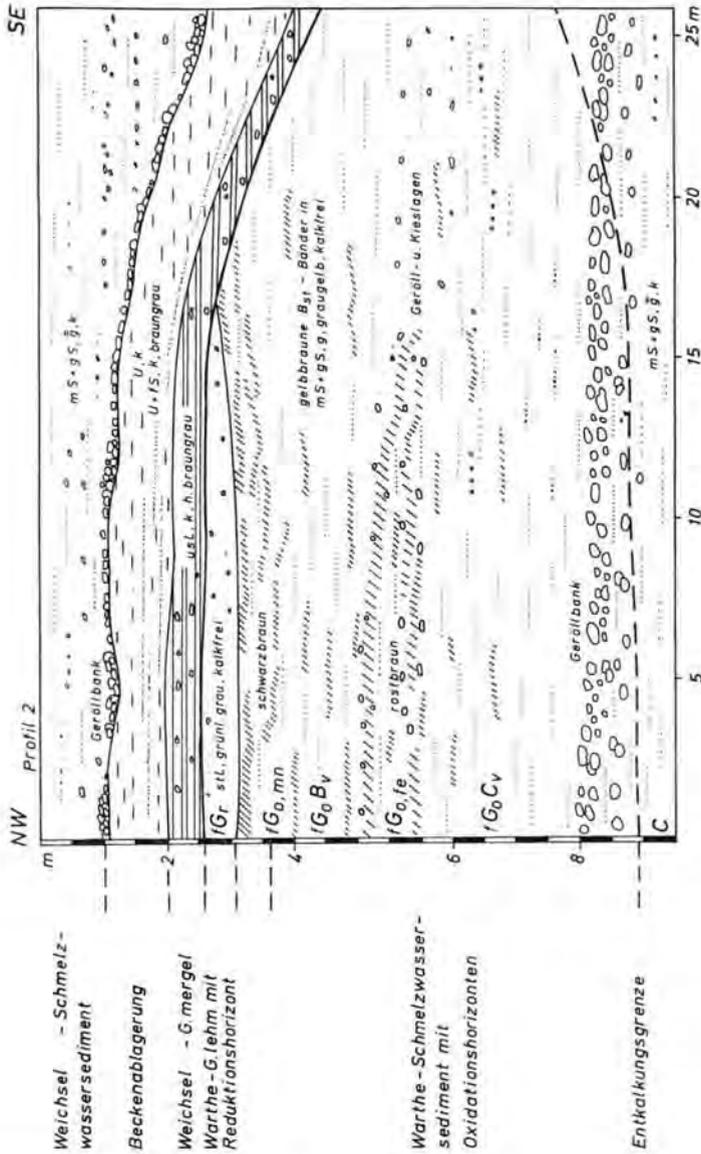


Abb. 5: Brüggerholz, Profil 2 — Fossile Naßbodenbildung aus Warthe-Geschiebelehm und Schmelzwassersedimenten unter Sedimenten der Weichseleiszeit.

läge auf den Gefüge- und Skelettoberflächen deuten auf eine polygenetische Entwicklung hin. Offenbar führte diese zunächst zur Bildung einer Parabraunerde, die später, vermutlich infolge klimatischer Veränderungen, durch Vergleyung überprägt wurde.

Beim weiteren Rückverlegen der Aufschlußwand um etwa 40 m nach Osten wurde die warthezeitliche Moränenbank in nur wenig höherer Position angeschnitten. Die braune Färbung der Verwitterungszone zeigt, daß jetzt eine flache Kuppenposition oder die Hangposition am Rande der oben beschriebenen Hohlform erfaßt wurde. Hier wurde ein Bodenprofil aufgenommen und morphologisch sowie pedochemisch untersucht (Abb. 6; Taf. 1, Fig. 3).

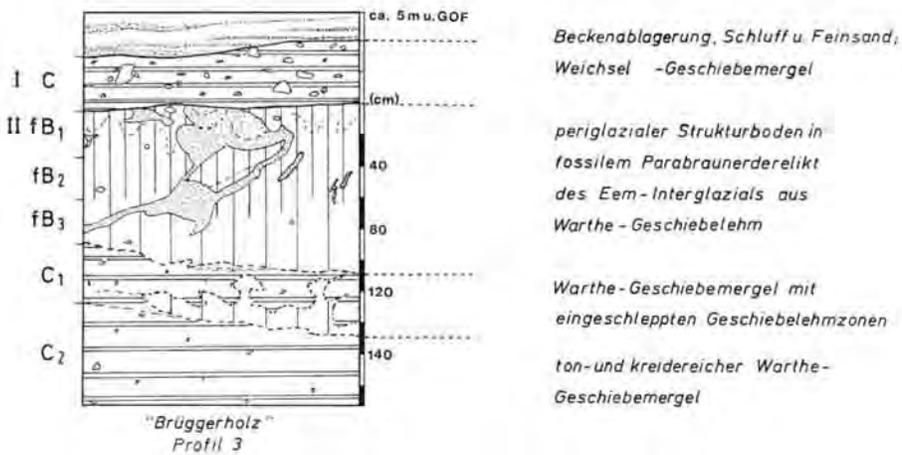


Abb. 6: Brüggerholz, Profil 3: Rest einer fossilen Parabraunerde aus Warthe-Geschiebelehm unter Sedimenten der Weichseleiszeit.

Brüggerholz, Profil 3:

I C	40 — 0 cm:	Weichsel-I-Geschiebemergel; hellgrauer (2,5 YR 6/2-4) sandig-schluffiger Lehm, steinig, kalkig
II fB <sub>1</sub>	0 — 30 cm:	Warthe-Geschiebelehm; rötlichbrauner (7,5 YR 4/4) stark lehmiger Sand, kalkfrei, schwache rostfarbene Flecken und Bändchen, hellgelbe, kalkhaltige Feinsandinseln neben gelbbraunen, kalkfreien Sandeinschaltungen
fB <sub>2</sub>	30 — 60 cm:	dunkelgelbbrauner (10 YR 4/4) lehmiger Sand, kalkfrei
fB <sub>3</sub>	60 — 90 cm:	graubrauner (10 YR 4/3) lehmiger Sand, kalkfrei
C <sub>1</sub>	90 — 110 cm:	Warthe-Geschiebemergel; gelblichgrauer (10 YR 5/4) sandiger, kalkiger Lehm mit streifigen Einschaltungen aus kalkfreiem Geschiebelehm
C <sub>2</sub>	+ 110 cm	graugelber (10 YR 5/2) sandig-toniger, kalkiger Lehm; Warthe-Geschiebemergel mit Kreidegeschieben.

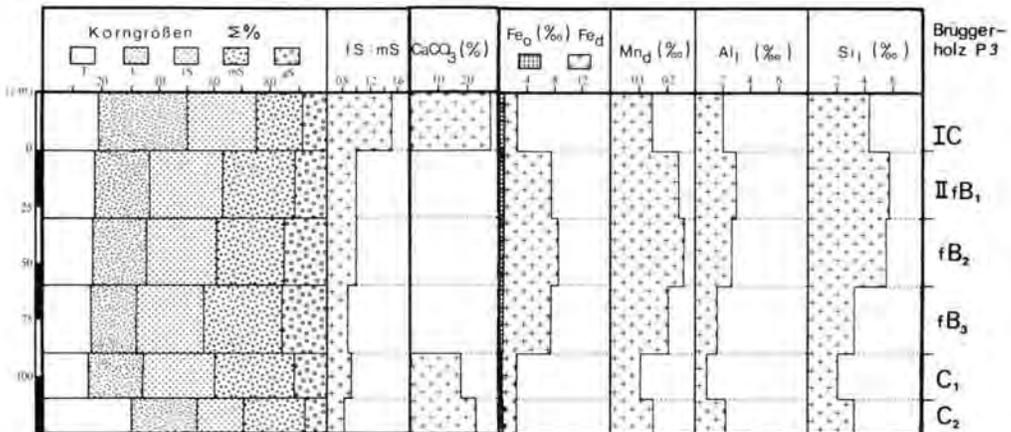


Abb. 7: Brüggerholz, Profil 3 — Tiefenfunktion der Korngrößenverteilung, des Karbonatgehaltes und der freien Oxide.

Der erste Weichsel-Geschiebemergel lagert mit einer scharf gezogenen Diskordanz auf der Warthe-Moräne, die aus etwa 1 m mächtigem rötlichbraunem Geschiebelehm über gelblich-grauem kreidereichem Geschiebemergel besteht. Der Geschiebelehm wurde aufgrund der deutlichen Verwitterung und Verbraunung, den Tonbelägen auf Skelettoberflächen und in einzelnen größeren Poren sowie der schwachen Rostfleckung als fossiler Bodenrest angesprochen. Es handelt sich um das Relikt einer Parabraunerde, deren Oberboden durch die weichselzeitlichen Eismassen erodiert wurde. Dabei kam es offenbar durch den auflastenden Eisdruck und durch den Eisschub zur Durchknetung und geringfügigen lateralen Verschleppung des gesamten Profils. So sind die Bodenhorizonte im Geschiebelehm mit sehr unregelmäßigem Grenzverlauf ausgebildet. Im basalen Profilverein ziehen Fahnen aus Geschiebemergel in den Geschiebelehm hinein, oder beide Bereiche sind stellenweise unregelmäßig, aber scharf gegeneinander abgegrenzt, miteinander verzahnt. Im oberen Bereich sind sandgefüllte Frostspalten oder Eiskeile abgerissen oder verschleppt worden und durchsetzen den Geschiebelehm als Sandschlieren unterschiedlicher Größe. Ein Teil von ihnen ist mit kalkhaltigem, hellem Feinsand gefüllt und steht oft noch mit der Obergrenze des Geschiebelehms in Verbindung. Diese Sandeinschaltungen treten in gleicher Art auch in den rotbraunen sandigen Bodenrelikten auf. Sie stammen aus der weichselzeitlichen Periglazialphase vor dem ersten Eisvorstoß. Daneben kommen ebenfalls verbreitet gelbbraune Sandeinschaltungen im Geschiebelehm vor, die entkalkt und verwittert sind. Sie treten bevorzugt ein wenig tiefer als die kalkhaltigen Einschaltungen auf und stellen die Reste eines sandigen, an Ton verarmten Oberbodens dar, der in der weichselzeitlichen Periglazialphase anfänglich in den Geschiebelehm eingearbeitet wurde. Es ist auch nicht völlig auszuschließen, daß es sich dabei sogar um Relikte warthezeitlicher Eiskeilpseudomorphosen, überprägt durch die eemzeitliche Verwitterung handelt. Jedoch spricht dagegen, daß die Sandlinsen und -schlieren sehr einheitlich zusammengesetzt und gefärbt sind und keine Horizontierung oder wandparallelen Ausfällungen zeigen, wie sie bei einer Überprägung durch Bodenbildungsprozesse üblicherweise auftreten.

Mikromorphologisch sind die primären, aber stark gestörten Merkmale einer Parabraunerde an den zergliederten Resten orientierter Tonbeläge deutlich zu erkennen. Eine sekundäre Verdichtung des Gefüges durch Eisdruck und -schub zeigt sich hier ebenfalls in feinplattigen Gefügestrukturen und der Hohlraumarmut (Taf. 1, Fig. 4).

Die Korngrößenverteilung (Abb. 7) weist zwischen Weichsel-Geschiebemergel und Warthe-Geschiebelehm deutliche Unterschiede im Schluffgehalt und dem Feinsand : Mittelsand-Verhältnis auf. Der fossile Bodenrest zwischen beiden Geschiebemergeln ist durch Karbonatauswaschung sowie durch hohe, in der Tendenz von unten nach oben zunehmende Gehalte an freien Oxiden und amorpher Kieselsäure aus der Silikatverwitterung gekennzeichnet. Die perglazialen und glazialen Strukturveränderungen und Umlagerungen bewirkten überraschenderweise keine intensive Durchmischung des Bodenmaterials, denn die typischen Verwitterungsgradienten sind auch heute noch deutlich erkennbar. Lediglich die pH- und Basensättigungswerte wurden auch hier sekundär durch die Infiltration kalkhaltiger Sickerwässer erhöht.

### 3. Stratigraphische und genetische Schlußfolgerungen

Die fossilen Bodenreste von „Brüggerholz“ und „Bisse“ wurden nach ihrer stratigraphischen Position, Mächtigkeit und Farbintensität von STEPHAN (1974, 1975, 1979, 1981) und STEPHAN & MENKE (1977) als Bodenbildungen des Eem-Interglazials gedeutet. Dieses wird durch die hier dargestellten paläopedologischen Befunde unterstützt. Die mikromorphologisch rekonstruierbaren ursprünglichen Merkmale der Tonanreicherung durch Verlagerungsprozesse kennzeichnen kräftig entwickelte Parabraunerden, die sowohl

auf karbonathaltigen, kiesigen Sanden als auch auf Geschiebemergel der Wartheeiszeit entstanden sind. Die intensive Verlehmung in den  $B_{1s}$ -Horizonten der kiesig-sandigen Bodenreste und die in allen Profilen tiefreichend hohen Gehalte an freien Fe- und Al-Oxiden sowie amorpher Kieselsäure sind als Ausdruck einer intensiven Silikatverwitterung zu werten. Zwar ist die ursprüngliche Mächtigkeit der fossilen Böden durch die wechsellzeitliche periglaziale und glaziale Erosion nicht mehr meßbar, doch dürfte nach der Intensität der Merkmalsausbildung in den obersten B-Horizonten ein Abtrag der untersuchten Profile von weniger als ein Meter anzusetzen sein. Danach betrug die eemzeitliche Verwitterungstiefe der kiesig-sandigen Sedimente in ebenen Lagen 3 bis 5 Meter und der Geschiebemergel 2 bis 3 Meter, im Bereich von Hohlformen allerdings erheblich mehr.

Eine Entstehung der untersuchten Bodenreste in einem frühen Interstadial des Weichselglazials als einzig mögliche stratigraphische Alternative, ist unwahrscheinlich. Bisher untersuchte Interstadialböden waren stets von geringerer Mächtigkeit (< 50 cm) und Verwitterungsintensität, ohne ausgeprägte Merkmale der Tonbildung und Tonverlagerung (DÜCKER & HUMMEL 1967; MENKE 1976; FELIX-HENNINGSSEN 1979, 1980; STREMMER 1979, 1981; STREMMER & MENKE 1980).

Durch pollenanalytische und paläopedologische Untersuchungen von Eem-Böden aus dem Altmoränengebiet Schleswig-Holsteins (MENKE 1975, 1976, 1979; FELIX-HENNINGSSEN 1979, 1980) liegen detaillierte Ergebnisse über Ablauf und Richtung von Bodenentwicklung und Landschaftswandel im Eem-Interglazial vor. In Anlehnung daran läßt sich aus den Merkmalen der fossilen Böden von „Brüggerholz“ und „Bisse“ ableiten, daß die warthezeitlichen Sedimente hier, ebenso wie im Altmoränengebiet, noch vor dem Einsetzen der Eem-Bodenbildung im Warthe-Spätglazial in weiten Bereichen mit einer Solifluktsionsdecke überzogen bzw. periglazial überprägt wurden. In diesem Ausgangsmaterial entstanden durch den eemzeitlichen Klimaverlauf und die damit verbundene Vegetationsentwicklung häufig polygenetische Böden, d. h. Böden mit den Merkmalen mehrerer Bodentypen, deren Bildung in Übereinstimmung mit den sich ändernden Umweltfaktoren stand. Dafür liefert die fossile Naßbodenbildung (Profil 2, Abb. 5) in „Brüggerholz“ ein gutes Beispiel:

Tonverlagerungsprozesse waren, der Entkalkung und Verbraunung folgend, im Klimaoptimum des Eems (Hasel- und Lindenzeit) in den Böden dominierend und führten auch in dem Geschiebelehm der Hohlform unter noch relativ trockenen Bedingungen zunächst zur Entwicklung einer Parabraunerde. Eine nach Überschreiten des Klimaoptimums durch allgemein abnehmende Sommertemperaturen, Nährstoffauswaschung und verstärkte Ausbreitung von Fichten und Heidekraut einsetzende und ab Ende der Hainbuchenzeit typische Podsolierung der Parabraunerden (MENKE 1975, 1976; FELIX-HENNINGSSEN 1979, 1980) ist auch für die hier untersuchten Profile anzunehmen, wegen der Erosion der Oberböden jedoch nicht beweisbar.

Der Wechsel zu kühl-humiden Klimabedingungen gegen Ende des Interglazials ließ in der Hohlform ein lokales Grundwasser entstehen, indem die Wasserzufuhr, verstärkt durch den seitlichen Wassereinzug, immer langfristiger die Versickerungsverluste übertraf. Dadurch wurde ebenfalls die Stoffumlagerung im Bereich der Hohlform intensiviert. Die sauren Bodenlösungen durchsickerten die Geschiebelehmbank und führten in den liegenden Schmelzwassersanden zu der besonders tiefreichenden Entkalkung. Hier wurden mitgeführte Tonminerale in  $B_1$ -Bändern abgelagert und durch Reduktion des Geschiebelehms gelöste Eisen- und Manganverbindungen oxidativ gefällt. Nach diesen Merkmalen hat ein Grundwasserkörper in den Sanden nicht existiert.

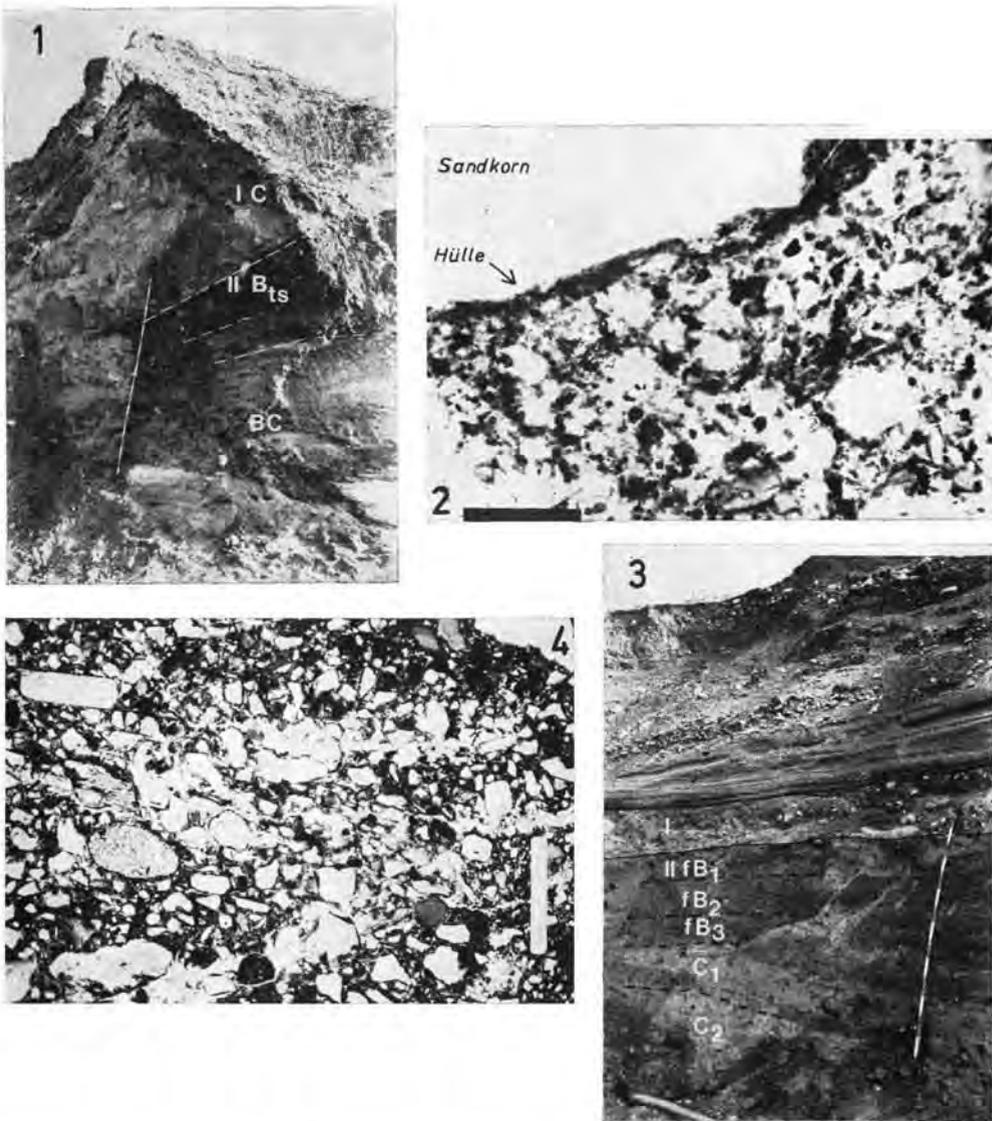
Der außerhalb der Hohlform gelegene fossile Boden mit braunem Geschiebelehm (Abb. 6 und Taf. 1, Fig. 3 und 4) weist trotz Unterlagerung mit tonreichem, dichtem Geschiebemergel nur schwache Staunässemerkmale auf. Somit ist für das Profil eine Aus-

bildung in Oberhang- oder Kuppenposition mit gutem seitlichen Wasserabzug anzunehmen. Insgesamt ergibt sich aus der Beobachtung der fossilen Böden eine Andeutung von der Morphologie der örtlichen eemzeitlichen Landoberfläche. Unter Einbeziehung von Erkenntnissen aus Aufschlußuntersuchungen in der näheren Umgebung ist sie offenbar mit einem teilweise engräumigen Wechsel von Hügeln und abflußlosen Senken der rezenten, wechsellzeitlich geprägten Oberfläche dieses Raumes recht ähnlich.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- BREWER, R. (1964): Fabric and mineral analysis of soils. — 470 S., New York (John Wiley a. Sons).
- DÜCKER, A. & HUMMEL, P. (1967): Die fossilen Böden von Odderade/Dithmarschen. — *Fundamenta*, B 2, 80—100; Köln-Graz.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1979): Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktsicher Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks. — *Diss. Univ. Kiel*: 218 S.; Kiel
- (1979): Bodenbildungen des Eem-Interglazials in Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins. — *Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellsch.* **29**: 911—916; Göttingen
- (1980): Eeminterglaziale Bodenbildungen. — In: „Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein“, bearbeitet von H. E. STREMMER und B. MENKE: 76—78; Kiel (Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein).
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. — *Geol. Jb.*, A **26**: 3—151; Hannover.
- (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 53—68; Öhringen.
- (1979): Markante Vegetationstypen im Quartär Westholsteins. — In: WILMANN, O. & TÜXEN, R. (Hrsg.): „Werden und Vergehen von Pflanzengesellschaften“: 153—164; Braunschweig (Cramer).
- & BEHRE, E.-K. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: 2. History of vegetation and biostratigraphy. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 251—267; Öhringen.
- STEPHAN, H.-J. (1974): Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele. — *Meyniana*, **25**: 95—100; Kiel.
- (1975): Erläuterungen zur ingenieurgeologischen Planungskarte Bordesholm (1:10 000): 76 S.; Kiel (Geol. L.-Amt Schleswig-Holstein).
- (1979): Der Aufschluß Brüggerholz, ein Schlüsselpunkt für das Verständnis der „Jungmoränenlandschaft“ Schleswig-Holsteins. — *Schr. Naturw. Ver. Schles.-Holst.*, **49**: 25—34; Kiel.
- (1981): Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins. — *Verh. naturw. Ver. Hamburg*, (NF) **24** (2): 161—175; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1977): Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* **27**: 12—28; Berlin-Stuttgart.
- STREMMER, H. E. (1960): Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. — *Z. dt. geol. Gesellsch.*, **112**: 299—308; Hannover.
- (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). — *N. Jb. Geol.-Paläont. Mh.*, **4**: 237—247; Stuttgart.
- (1979): Böden, Relief und Landschaftsgeschichte im nordwestdeutschen Raum. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **33**: 216—222; Berlin-Stuttgart.
- (1981): Unterscheidung von Moränen durch Bodenbildungen. — *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **34** — 8: 51—56; Den Haag.
- STREMMER, H. E. & MENKE, B. (1980): Quartär-Exkursion (Quaternary Excursions) in Schleswig-Holstein. — 7. Sitzung des IGCP Projekts **24**: Quaternary glaciations in the northern hemisphere, Schleswig-Holstein, Germany, 21. 9. — 23. 9. 1980: 132 S.; Kiel (Geol. L.-Amt Schleswig-Holstein).

Manuskript eingegangen am 6. 5. 1982



Tafel 1

- Fig. 1: Bissee, Profil 1 — Rest einer fossilen Parabraunerde aus warthezeitlichem Schmelzwasser-sand unter Sedimenten der Weichseleiszeit; vgl. Abb. 3.
- Fig. 2: Bissee, Profil 1 — Dünnschliffbild aus dem  $B_{ts1}$ -Horizont. Sandkorn mit Feinsubstanzhülle und unzähligen, scharf begrenzten Oxid-Granula in der tonigen Matrix.  
Maßstab = 0,1 mm
- Fig. 3: Brüggerholz, Profil 3 — Rest einer Parabraunerde aus Warthe-Geschiebelehm unter Sedi-menten der Weichseleiszeit; vgl. Abb. 6.
- Fig. 4: Brüggerholz, Profil 3 — Dünnschliffbild aus dem II  $fB_1$ -Horizont. Durch Eisdruck ver-dichteter Geschiebelehm mit plattigem Korngefüge.  
Maßstab = 1 mm



## Zur Gliederung des klastischen Holozäns im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht (Nordsee) unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen

HENNING UFFENORDE \*)

Classification, marine sedimentation, hydrodynamic, sea floor, abrasion, tide, lithological classification, palaeoenvironment, biofacies, foraminifer fauna, cores, shoreline, continental borderland, Holocene, North Sea, German Bight, North West German Lowlands, Schleswig-Holstein, Niedersachsen.

**Kurzfassung:** Die stratigraphische und fazielle Gliederung der holozänen klastischen Sedimente des mittleren und nordwestlichen Teils der Deutschen Bucht wurde überprüft. Die hier vorgeschlagene Gliederung fußt auf dem von BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977) für das Küstenholozän aufgestellten lithologischen Ordnungsprinzip. Sie untergliedert die Klastische Sequenz (qhK) in folgende 3 Teilsequenzen: küstennahe Stillwasser-Ablagerungen (qhK1), küstennahe Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2), küstenferne Stillwasser- bis Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK3). Die Grenzen zwischen diesen 3 Einheiten sind meist makroskopisch durch litho- und biofazielle Wechsel, teilweise sogar durch  $\pm$  deutliche Erosionsdiskordanzen, Schichtlücken und „lag-deposits“ erkennbar.

Entsprechend der WALTER'schen Regel werden die Teilsequenzen paläogeographisch benachbarten Faziesräumen zugeordnet. Die Gliederung basiert auf den vorwiegend hydrodynamisch bedingten Unterschieden zwischen küstennahen Bereichen (1) mit fehlender bis geringer Wasserzirkulation und Gezeitenbewegung, (2) mit starkem Einfluß durch Wellen- und Gezeitenbewegung und (3) einem küstenfernen Bereich mit geringer, bei Stürmen starker Wasserbewegung unterhalb der Wellenbasis.

Die Basis der qhK3-Teilsequenz bildet den besten lithostratigraphischen Leithorizont im Holozän der südöstlichen Nordsee, der erosiv verschieden alten Schichten des Neogens und Quartärs auflagert. Dieser meist als Schill ausgebildete Basishorizont zeichnet sich durch hohe Resediment-Gehalte aus. Die Einfrachtung allochthonen Materials spielt in der qhK2- wie in der qhK3-Teilsequenz eine bedeutende, bislang vielfach unterschätzte Rolle. Unter diesem Aspekt werden die detaillierten Befunde von Kern 26 der Station 3 (KOLP 1974—1976) diskutiert.

Die Untersuchung der Foraminiferen-Fauna der Teilsequenzen ergab eine Gliederung in 8 ökostratigraphische Einheiten: *Ammonia batavus* var.a.-Okozone, *Elphidium gunteri*-Okozone, *Elphidium williamsoni*-Okozone, *Elphidium excavatum*-Okozone, „allochthone küstennahe Biofazies“, Okozone der „Abroll-Foraminiferen“ (*Ammonia batavus*-Okozone), Übergangszone und *Eggerelloides scaber*-Okozone. Paraökologische (aktuopaläontologische) Verteilungsmuster liefern die Grundlage für detaillierte Interpretation des Paläo-Milieus in der Klastischen Sequenz.

### [On the Division of the Clastic Holocene in the Middle and Northwestern Part of the German Bight (North Sea) with Emphasis on the Foraminifera]

**Abstract:** The lithostratigraphic and facial division of the Holocene clastic sediments from the middle and northwestern part of the German Bight is reviewed. The proposed division is based on the lithological classification for the coastal Holocene which has been established by BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977). In this division, the Clastic Sequence (qhK) is subdivided into the following 3 subsequences: nearshore quiet water deposits (qhK1), nearshore agitated water deposits (qhK2), and offshore quiet to agitated water deposits (qhK3). The boundaries between these 3 units are mostly recognizable macroscopically by litho- and biofacial changes, partly even by  $\pm$  distinct disconformities, stratigraphic breaks, and lag-deposits.

\*) Anschrift des Autors: Dr. H. Uffenorde, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51.

According to WALTER's rule, the subsequences are attributed to palaeogeographically neighbouring environments. The division is primarily based on different hydrodynamic conditions between nearshore regions (1) with little water circulation and tidal movements, (2) with storm wave and tidal actions, and (3) an offshore region with little water movement below wave base interrupted by storms. The base of the qhK3-subsequence constitutes the best lithostratigraphic marker horizon in the Holocene of the southeastern North Sea, which superposes Neogene and Quaternary layers of different age. This basal horizon, which is mostly developed as a shelly layer, is characterized by its high content of redeposited material. Beyond this, the influx of allochthonous material plays an important role in the qhK2- as well as in the qhK3-subsequence, a fact which has widely been neglected up to now. Under this aspect, core 26 of station 3 (KOLP 1974—1976) has been reviewed.

Investigation of the foraminiferal fauna revealed a division into 8 ecostratigraphical units: *Ammonia batavus* var. a-ecozone, *Elphidium gunteri*-ecozone, *Elphidium williamsoni*-ecozone, *Elphidium excavatum*-ecozone, "allochthonous nearshore biofacies", ecozone of "abrasion-protected foraminifera" (*Ammonia batavus*-ecozone), transition zone, and *Eggerelloides scaber*-ecozone. Paraecological distribution patterns furnish the base for a detailed palaeoenvironmental interpretation of the Clastic Sequence.

## 1. Einleitung

Die von BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977) als Klastische Sequenz bezeichnete Sedimentabfolge im seewärtigen Teil des Küstenholozäns setzt sich im Bereich der offenen Nordsee fort und umfaßt dort meist die gesamte holozäne Schichtenfolge. Nur in wenigen Gebieten wird sie von einer Organischen Basalsequenz unterlagert.

Aus geotechnischen wie geowissenschaftlichen Gründen wird seit über 10 Jahren eine weitere Unterteilung dieser klastischen Sedimentabfolge angestrebt. So liegen lithostratigraphische Gliederungsschemata aus dem Areal SE der Doggerbank von OELE (1969, 1971 a, 1971 b), SINDOWSKI (1970) und LABAN (1978, unveröff.) vor (s. Abb. 1). Nach OELE beginnt die Abfolge über weichselzeitlichen Sanden („Coversands“) sowie Torfen und Süßwassertonen des Präboreals und des Boreals, die er als „Lower Peat Formation“ bezeichnete (OELE 1969: 472), mit brackischen und brackisch-marinen Tonen, Schluffen und Sanden des Präboreals und Boreals (s. Abb. 1). Diese Schichten wurden von OELE (1969) zunächst als „Elbow-deposits“, später als „Elbow/Calais-deposits“ (OELE 1971) bezeichnet, da sie in der küstennahen Zone ins Atlantikum gestellt werden (s. auch LABAN 1978, JELGERSMA et al. 1979). Die — offenbar mit Hiatus — darüber lagernden gelblich-braunen Sande nannte OELE „Young Seasand“. Sie werden nach JELGERSMA et al. (1979) mit den marinen grauen Sanden vor Seeland zu den „Dunkerque deposits“ zusammengefaßt. Der in die grauen Sande eingeschaltete Ton ist nach Pollen dem Subatlantikum zuzuordnen; JELGERSMA et al. geben ein Alter zwischen 2 000 und 500 J. v. h. an. Der Junge Seasand wurde erstmals von BEHRE & MENKE (1969) ins Subatlantikum, sein oberster Teil mit Getreide-Pollen als mittelalterlich oder jünger eingestuft. Eine neuere Altersangabe aus dem Jungen Seasand des niederländischen Nordseesektors liegt von JELGERSMA et al. (1979) vor. Danach wurden Ton-Lamellen, die in die Jungen Seasande im nördlichen Teil des Sektors eingeschaltet sind, als spätmittelalterlich datiert.

Die Gliederung des Holozäns im deutschen Nordseesektor von SINDOWSKI (1970) schloß sich im wesentlichen der niederländischen Gliederung an. Aus Mangel an Altersdatierungen unterschied er die Schichten des fraglichen Calais von denen des Dünkirchen palökologisch aufgrund ihrer Molluskenfauna. Den rezenten Verhältnissen entsprechend unterschied er zwischen der „*Macoma baltica*-Gesellschaft“ der küstennahen Sandgebiete bis 15 m Wassertiefe und der „*Venus gallina*-Gesellschaft“ der küstenfernen Sandgebiete in 15—20 m Wassertiefe und der Schlicksand- und Schlickgebiete in 25—50 m Wassertiefe, wobei er die Schichten mit „*Macoma baltica*-Gesellschaft“ dem fraglichen Calais und die Schichten mit „*Venus gallina*-Gesellschaft“ dem Dünkirchen zuordnete. Die von SINDOWSKI

KI untersuchten Bohrungen enthielten keine spätglazialen und holozänen Torfe oder Mudden. Die oberen marinen Schichten lagern unmittelbar auf weichselzeitlichen „limnisch-fluviatilen Schichten“. Möglicherweise wurden geringmächtige Brackwasser-Sedimente mit zu den marinen Schichten gerechnet.

## 2. Gliederung des Holozäns im offshore-Bereich

### 2.1. Verknüpfung mit dem Küstenholozän

Die hier vorgeschlagene Gliederung des Holozäns im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht (s. Abb. 2) kann z. Zt. noch nicht unmittelbar an das von BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977), STREIF (1978/79) dargestellte lithologische Ordnungsprinzip anschließen, da die Untersuchungen im nearshore-Bereich bislang eine gesicherte Korrelation im Detail nicht erlauben.

BARCKHAUSEN et al. unterschieden im Bereich des Küstenholozäns 3 Komplexe, die als Mineralischer Komplex (qhMK, Symbol in Ergänzung zu BARCKHAUSEN, LOOK, VINKEN & VOSS 1975), Verzahnungskomplex (qhVK) und Torfkomplex (qhTK) bezeichnet wurden. Die Fortsetzung des Mineralischen Komplexes besteht — im Küsten- wie im offshore-Bereich — überwiegend aus klastischen Ablagerungen (qhK = Klastische Sequenz). Nur örtlich werden diese auch von Torfen, Mudden oder Ah-Horizonten eines fossilen Bodens unterlagert (qhOB = Organische Basalsequenz).

		DUTCH SECTOR		GERMAN SECTOR	
		OELE, 1969/1971, JELGERSMA et al., 1979, STAALDUINEN et al., 1979		SINDOWSKI, 1970	
				BARCKHAUSEN et al., 1977, THIS PAPER	
Lithostratigraphic units					
HOLOCENE	CLASTIC SEQUENCE	upper part	Dunkerque = yellowish sand grey sand + clay	UPPER MARINE BEDS	Dunkerque beds (deeper water fauna)
		lower part	Elbow / Calais sands Elbow / Calais clay		Calais(?) beds (shallow water fauna)
	LOWER PEAT FORMATION (Preboreal till Boreal)	fresh-water clay Lower Peat			CLASTIC SEQUENCE (qhK)
					nearshore quiet-agitated water deposits (qhK1)   offshore quiet-agitated water deposits (qhK3)
PLEIST.	TWENTE FORMATION (Weichselian)	Coversands	LIMNOFLUVIAL BEDS (Weichselian)	CLASTIC COVER SEQUENCE (Weichselian)	ORGANIC BASAL SEQUENCE (qhOB)

Abb. 1: Vergleich der lithostratigraphischen Gliederungsschemata des Holozäns im niederländischen und deutschen Nordseesektor.

Text-Fig. 1: Comparison of the lithostratigraphic schemes of the Holocene in the Dutch and German North Sea sectors.

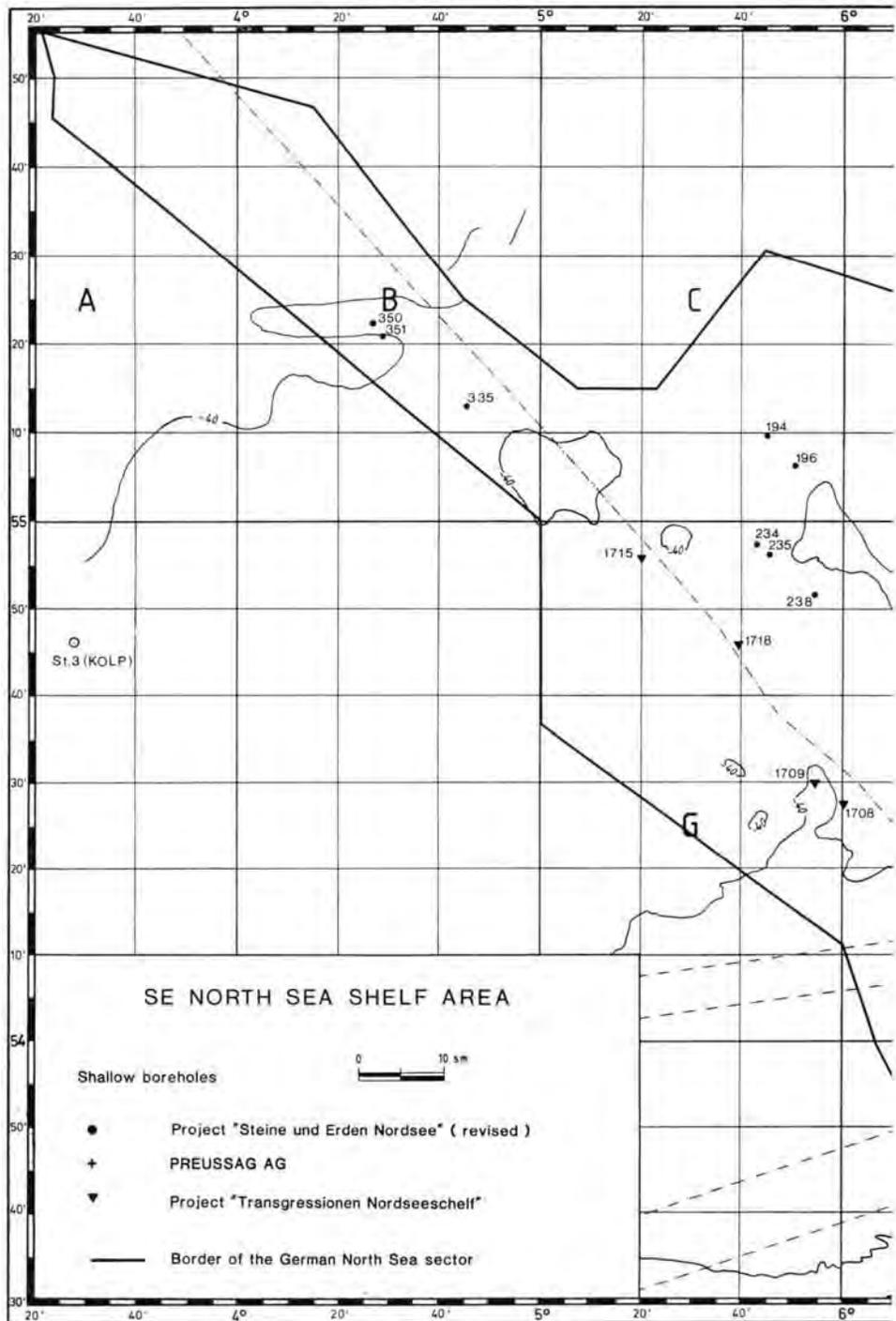
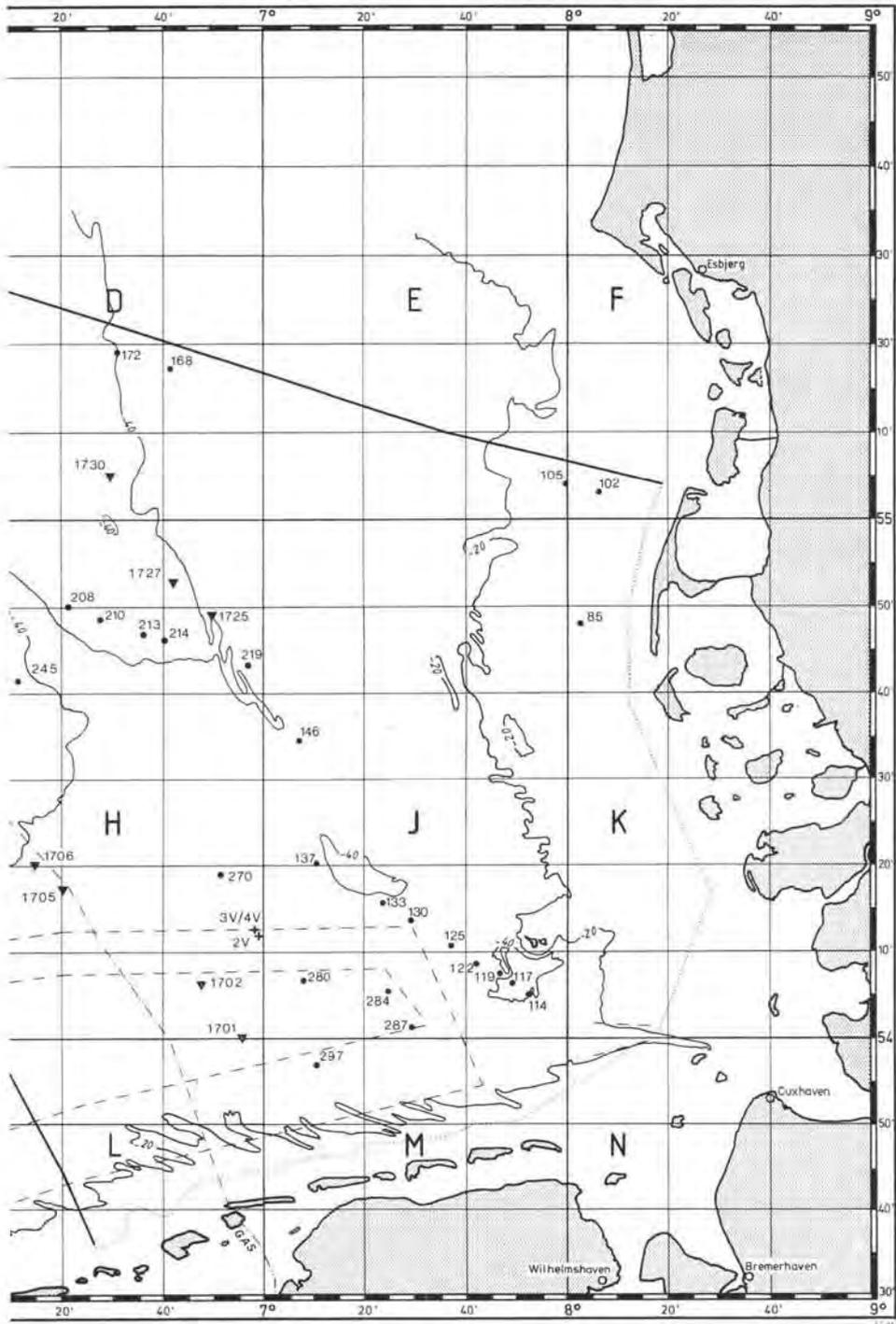


Abb. 2: Lage der im Text erwähnten Bohrungen im deutschen Nordseeschelf-Anteil.

Text-Fig. 2: Position of boreholes, mentioned in the text, in the German part of the North Sea shelf area.



Die z. Zt. laufenden Untersuchungen im deutschen Nordseesektor (STREIF & UFFENORDE 1980, unveröff.) machen eine Unterteilung der im offshore-Bereich dominierenden Klastischen Sequenz notwendig, um (1) das holozäne Transgressionsgeschehen, (2) unterschiedliche Faziesentwicklungen und (3) die Mächtigkeitsverteilung von Teilsequenzen und Faziesseinheiten verfolgen und darstellen zu können. Auf den nicht nur geowissenschaftlichen, sondern auch geotechnischen Nutzen einer Unterteilung in Faziesseinheiten hat insbesondere STREIF (1978, 1979) hingewiesen.

Die Teilsequenzen stehen dem Range nach zwischen Sequenz und Faziesseinheit (i. S. von BARCKHAUSEN et al. 1977), da sie einerseits die Klastische Sequenz untergliedern, andererseits aber mehrere Faziesseinheiten enthalten können.

## 2.2. Gliederung der Klastischen Sequenz (qhK)

Im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht lassen sich in der Klastischen Sequenz drei Teilsequenzen auseinanderhalten (s. Abb. 1) : (1) küstennahe Stillwasser-Ablagerungen (qhK1), (2) küstennahe Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2) und (3) küstenferne Stillwasser- bis Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK3). Die Grenzen zwischen den drei Faziesbereichen sind meist durch makroskopisch erkennbare litho- und biofazielle Wechsel, teilweise sogar durch  $\pm$  deutliche Erosionsdiskordanzen, Schichtlücken und „lag-deposits“ charakterisiert. Abb. 2 zeigt die Lage der in der vorliegenden Arbeit angeführten Bohrungen im deutschen Nordsee-Schelfanteil.

### 2.2.1. Küstennahe Stillwasser-Ablagerungen (qhK1)

In der qhK1-Teilsequenz werden alle küstennahen Süß-, Brack- und Meerwasser-Ablagerungen zusammengefaßt, die bei fehlender oder schwacher Wasserbewegung entstanden. Die fazielle Ausbildung entspricht der leral-pantostraten bis vital-pantostraten Biofazies (SCHÄFER 1963). Die Sedimente bestehen vorwiegend aus dunklen Tonen und Schluffen mit einzelnen humosen Lagen, Schilfdurchwurzelungshorizonten (Schilfdurchwurzelungsgrad  $\langle$  hpr4, d. h.  $\langle$  stark durchwurzelt), Torfdetritus-Lagen und (par-)autochthonen Fossil-Lagen. Gelegentlich finden sich Lagen von Molluskenschill und gröberklastischen Sedimenten, die möglicherweise von Sturm-Ereignissen herrühren. Meist sind die im unteren Teil der Folge nachgewiesenen Süßwassertone kalkfrei. Die kalkigen Partien zeigen generell eine lagunäre Stillwasser-Phase an. Auf die flächenhafte Verbreitung dieser Ablagerungen machte erstmals KOLP (1974: 23, 1975: 20) aufmerksam. In der Nähe des Südlichen Schillgrundes S der Doggerbank im niederländischen Nordseesektor kommt verbreitet eine als „Torfgyttja“ bezeichnete Stillwasser-Ablagerung vor.

Eingeschaltete Hydrobien-Horizonte gehören nach KOLP aufgrund von Mollusken-, Foraminiferen-, Ostracoden- und Diatomeen-Bestimmungen in den meso- bis pliohalinen Salinitätsbereich. Der von BEHRE & MENKE (1969), PAZOTKA VON LIPINSKI & WIEGANK (1969) und DIEBEL & PIETRZENIUK (1971) sehr detailliert bearbeitete Stechrohrkern 26 von der Station 3 am Südlichen Schillgrund (s. KOLP 1974—1976) enthielt in 1,90—2,80 m unter Oberfläche ( $\cong$  44,9—45,8 m Wassertiefe) tonige Schlicke und Schluffe mit tonigen und humosen Lagen sowie Gytjtäbänder, die nach Foraminiferen und Ostracoden im unteren Teil (2,80—2,45/2,35 m unter Oberfläche) dem mio- bis mesohalinen Bereich zuzuordnen sind (s. Abb. 3), während der mittlere Teil (2,45/2,35—2,08 m unter Oberfläche) überwiegend brachyhalin und der obere Teil (2,08—1,90 m unter Oberfläche) vorwiegend euhalin gewesen sein dürfte. Insgesamt sprechen Lithologie und Fauna für eine lagunäre Bildung dieses, der qhK1-Teilsequenz zugeordneten Abschnittes des Kerns 26.



bislang nur in Mächtigkeiten  $< 1$  m, meist sogar  $< 0,5$  m angetroffen worden. Meist lagern küstennahe Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2) unmittelbar auf pleistozänen Decksanden oder auf terrestrischen Sanden des frühen Holozäns.

Gröberklastische nicht-marine Ablagerungen des frühen Holozäns stellen offenbar die kalkfreien bis schwach kalkigen Fein- und Mittelsande im unteren Teil der Bohrungen W und NW Helgoland dar. Über Alter und Genese dieser Sedimente ist noch wenig bekannt. Einen ersten Hinweis auf das Vorhandensein holozäner, terrestrischer Sande lieferte MÜLLER (in LUDWIG et al. 1979) mit der Datierung zweier Torf-Lagen in Bg. 234 W Weißer Bank. Zwischen diesen früh-borealen Torfen (Zone VI a nach OVERBECK 1975) lagern kalkfreie Feinsande. Diese Sande belegen, daß während des frühen Boreals Torfbildung und fluviatile (?) und/oder äolische (?) Sedimentation stattgefunden haben.

### 2.2.2. Küstennahe Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2)

Die Ablagerungen der qhK2-Teilsequenz bestehen aus kalkigen Sanden und Schluffen, deren bio- und lithofazielle Merkmale auf Entstehung in einem Milieu mit starker bis sehr starker Wasserbewegung hinweisen. Diese meist poly- bis euhalinen Sedimente gehören den vital-lipostraten und letal-lipostraten Biofazies-Bereichen (SCHÄFER 1963) an; sie werden hier als küstennah-marine Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2) bezeichnet. Die qhK2-Teilsequenz umfaßt alle Sedimente der Watt-, Rinnen-, Strand- und Vorstrandbereiche, die von Wellengang und Gezeiten geprägt worden sind.

In weiten Bereichen der Deutschen Bucht nimmt der Schluffgehalt zum Hangenden der Teilsequenz hin ab. Dementsprechend ist die Schluff- bis Feinsand-Folge — soweit sie abtrennbar ist — meist auf den unteren Abschnitt der Teilsequenz beschränkt (STREIF & UFFENORDE 1981). In typischen Wechsellagerungen von dunklen, meist grauen Schluffen und helleren Feinsanden sind Linsenschichtung, Wechschichtung, Übergänge zu Flaserschichtung, Lagen von Torfdetritus und anderen Pflanzenresten sowie bioturbate Horizonte häufig. Der Kalkgehalt ist meist hoch.

KOLP (1974, 1975) beschrieb aus entsprechenden Ablagerungen in der Nähe des Südlichen Schillgrundes im niederländischen Nordseesektor einen basalen Cardien-Horizont. Im deutschen Nordseesektor kommt ein derartiger Cardien-Horizont nur gelegentlich vor. *Cerastoderma edule* ist meist unregelmäßig in dieser Teilsequenz verteilt und stellt oft ihr auffälligstes makrofaunistisches Merkmal dar (s. auch SINDOWSKI 1970: 36, WUNDERLICH 1980: 218). Nach SINDOWSKI entspricht die Molluskenfauna derjenigen der heutigen „*Macoma baltica*-Gesellschaft“.

Küstennahe Ablagerungen der qhK2-Teilsequenz in sandiger Fazies kommen im Gebiet zwischen den Ostfriesischen Inseln und der Doggerbank in weiter Verbreitung vor. Sie bestehen dort meist aus hellbeige-grauen schluffigen Fein- bis Mittelsanden. Nicht selten sind einzelne dunkle Schluff-Bänder und -Lagen sowie Lamellen von Torfdetritus und Pflanzenhäcksel. Flaserschichtung ist meist auf den unteren Teil der küstennahen Sande beschränkt. In diesem Teil wurde auch Kleinrippel-Schichtung verbreitet beobachtet. Mit dem Schluff nimmt auch der Kalkgehalt generell zum Hangenden hin ab. Außer vereinzelt Schillanreicherungen und stark bioturbaten Horizonten sind die Gehalte an Mollusken und Lebensspuren meist gering. Die qhK2-Sande sind sicher polygenetisch. Bei Sanden mit  $\pm$  deutlicher Kleinrippel-Schichtung und vereinzelter Flaserschichtung scheint es sich um Sandwatt-Sedimente zu handeln. Sehr gut sortierte Feinsande, die vielfach den Top der Folge bilden, dürften als Wanderfeinsande zu deuten sein (s. STREIF & UFFENORDE 1980: 6).

Aus dem deutschen Nordseesektor liegen bislang nur palynologische Datierungen aus den Schluffen der qhK2-Teilsequenz vor. MÜLLER (in LUDWIG, MÜLLER & STREIF 1979, 1981 b) wies im ältesten Teil dieses Schichtgliedes Boreal (Zone VI/VII n. OVERBECK 1975: Bg. 196, Zone VII: Bg. 172, Zone VII b: Bg. 194) und im jüngsten Teil dieser Einheit hohes Atlantikum (Zone VIII b: Bg. 102, 105, 122) und Subboreal (Zone IX: Bg. 85) nach. Weitere Datierungen ergaben: Boreal (Zone VII: Bg. 168, 210, 245 n. MEYER 1981 a, Bg. 270 n. MEYER 1981 b).

Da aus der Deutschen Bucht keine Altersangaben aus den qhK2-Sanden selbst, sondern nur einzelne Datierungen aus den unter- und überlagernden Schichten vorliegen, kann ihr Alter nicht sicher angegeben werden. Vermutlich hat sich das Gros dieser Abfolge im höheren Teil des Boreal und im Atlantikum gebildet.

Die größte Mächtigkeit der qhK2-Teilsequenz von  $> 7$  m wurde in Bg. 13 SINDOWSKI (1970) im „Elbe-Urstromtal“ erbohrt. Die Geestplatten W und E des „Elbe-Urstromtales“ enthalten küstennahe Ablagerungen meist  $< 3$  m mächtig.

### 2.2.3. Küstenferne Stillwasser- bis Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK3)

Die qhK3-Teilsequenz enthält Sedimente, die nach bio- und lithofaziellen Merkmalen auf dem offenen Schelf unterhalb der Wellenbasis entstanden sind und nur durch Strömungen und Stürme beeinflusst wurden. Die Biofazies entspricht vorwiegend dem vital-lipostraten, untergeordnet dem vital-pantostraten Bereich (SCHÄFER 1963).

Küstenfern-marine Sande und siltige Sande bilden in weiter Verbreitung die jüngste Teilsequenz der holozänen klastischen Sequenz. Sie überlagern in der Deutschen Bucht meist mit  $\pm$  ausgeprägter Erosionsdiskordanz, verschiedene der oben genannten stratigraphischen und faziellen Einheiten (vgl. JANSEN, van WEERING & EISMA 1979, WUNDERLICH 1980).

So liegt diese Teilsequenz z. B. in den Bg. 2 V, 235 und 284 unmittelbar auf nicht-marinem Ton und Silt, in Bg. 238, 3 V, 133, 130, 125, 119 und 117 auf nicht-marinem Fein- und Mittelsand, in den Bg. 234, 287 und 146 auf Basaltorf und in den Bg. 351, 335, 280 und 137 auf küstennahem Silt und Feinsand. Auf den Arealen mit hochliegendem Pleistozän am Ostrand des „Elbe-Urstromtales“ (FIGGE 1980), W der Nordfriesischen Inseln und im Gebiet des Borkumer Riffgrundes lagern küstenfern-marine Ablagerungen stellenweise transgressiv auf Sedimenten des Pleistozäns und Pliozäns. Nach eigenen Untersuchungen gehören dazu Mittelsande mit basaler Kieslage, die in Bg. 219 Geschiebemergel überlagern. In vielen Bohrungen zeigen Schill-Anreicherungen und/oder Korngrößenzunahme an der Basis, unregelmäßiger Verlauf der Grenzfläche, deutlicher Material- und Farbwechsel, teilweise auch Grabgänge an, daß an der Untergrenze dieser Teilsequenz eine Schichtlücke, gelegentlich vielleicht auch ein stratigraphischer Kondensationshorizont in Form eines „lag-deposit“ liegt. Bohrungen mit diesem Schill-Horizont zeigen makroskopisch bereits an der Zusammensetzung der Mollusken-Fauna, mikroskopisch an der Zusammensetzung der Foraminiferen-Fauna den  $\pm$  starken Anteil küstennahen Materials. Auch die sedimentologischen Merkmale weisen auf eine Erosionsdiskordanz hin (vgl. WUNDERLICH 1980).

Über diesem basalen Teil herrschen dunkelolivgrüne, grünlichgraue und -braune, stark bioturbate, meist kalkreiche,  $\pm$  schluffige Feinsande vor, die generell zum Hangenden und zur Küste hin sandiger, z. T. mittelsandig, und bräunlich-hellbeige werden. In vielen Bohrungen ist eine Zweiteilung dieser feinklastischen Abfolge in einen schluffigen unteren

und einen sandigen oder lagenweise sandigen oberen Abschnitt möglich. Der Schill-Gehalt nimmt im unteren Abschnitt von unten nach oben ab, im oberen Abschnitt wieder etwas zu.

Wie REINECK, DÖRJES, GADOW & HERTWECK (1968), GADOW & REINECK (1969) und REINECK & SINGH (1972) nachgewiesen haben, sind die Sandlagen in den stärker siltig entwickelten Schlickgebieten südlich Helgoland Sturmschichten. Dies ist nicht nur sedimentologisch, sondern auch faunistisch durch allochthone Lagen mit der Wattschnecke *Perin-gia ulvae*, Fluchtpuren, autochthone bis parautochthone Schill-Lagen u. s. w. zu belegen.

Bio- bzw. ökostratigraphisch ist die qhK3-Teilsequenz durch das Auftreten von Mollusken wie *Turritella communis*, *Venus (Chamelea) striatula* ( $\cong$  *Venus gallina*), *Corbula gibba*, *Cultellus pellucidus*, *Abra alba*, *Nucula nitida*, *Acanthocardia echinata* ( $\cong$  *Cardium echinatum*) und *Thyasira sarsi* gekennzeichnet (s. HERTWECK & REINECK 1969 mit erster Artenübersicht aus dem Elbe-Urstromtal NW Helgoland). Diese Arten kommen vielfach parautochthon in Schill-Lagen in wechselndem Mengenverhältnis vor. Von diesen Schill-Lagen ist der Schill-Horizont an der Basis der qhK3-Teilsequenz am mächtigsten und am weitesten verbreitet. Je nach Zusammensetzung kann er als Turritellen-Horizont, Veneriden-Horizont u. s. w. ausgebildet sein.

KOLP (1974—1976) beschrieb den Turritellen-Horizont aus einem Profil in der Nähe des Südlichen Schillgrundes. Auf einer 1981 mit dem F. S. „GAUSS“ durchgeführten Bohrkampagne wurde dieser Turritellen-Horizont zwischen Borkum Riffgrund und Nördlichem Schillgrund verbreitet angetroffen und der Übergang in einen Veneriden-Horizont beobachtet.

Im unteren Teil dieses basalen Schill-Horizontes sind vielfach Mollusken angereichert, die aus den unterlagernden Schichten aufgearbeitet und umgelagert wurden (z. B. auf-

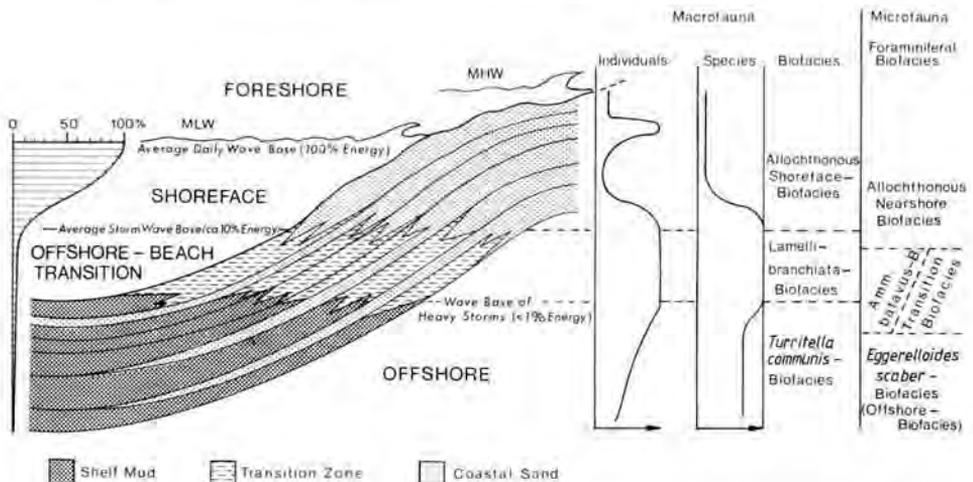


Abb. 4: Küste-Schelf-Modell nach REINECK & SINGH (1980). Biofazies-Gliederungen ergänzt: Biofazies-Einheiten für die Makrofauna übertragen aus HERTWECK (1971). Foraminiferen-Biofazies nach eigenen Untersuchungen. Anstelle des Schelfschlickes können Relikt-Sedimente mit anderer Faunenzusammensetzung vorkommen.

Text-Fig. 4: Beach-shelf modell after REINECK & SINGH (1980). Biofacial divisions added: macrofaunal biofacies units adopted from HERTWECK (1971). Foraminiferal biofacies after own investigations. Relictsediments with different faunal composition can occur instead of shelf mud.

fällig rostfarbene Cardien in Bg. 1715). Zu den Formen, die mit abnehmender Häufigkeit zum Hangenden hin vorkommen, gehören *Cerastoderma edule*, *Macoma baltica*, *Mytilus edulis*, *Peringia ulvae*, *Hydrobia neglecta* und *ventrosa*.

Entsprechend rezenten ökologischen Befunden von HERTWECK (1971 a), DÖRJES & HERTWECK (1975), REINECK & SINGH (1973/1980) kann ein Maximum in Lamellibranchiata-Arten und -Individuen als Übergangsbereich zwischen Schelf und Küste („offshore-beach transition“ REINECK & SINGH 1980: 423, Fig. 583; s. Abb. 4) bzw. Mittleres Sublitoral gedeutet werden. In diesem Bereich sind Einflüsse des Seeganges relativ unbedeutend und beschränken sich meist auf Zeitabschnitte, in denen schwere Stürme die Wellenbasis absenken und großflächig Erosions- und Resedimentationsvorgänge verursachen. In Küstensand-Schelfschlick-Profilen folgt unter den *Macoma*- und *Venus*-Coenosen die *Amphiura*-Coenose. Letztere bleibt weitgehend auf den Übergangsbereich bzw. das Mittlere Sublitoral beschränkt. In Silt-Gebieten schließt sich die *Turritella communis*-Coenose zum Unteren Sublitoral hin an.

Diese biozönotische Gliederung ist nur mit Einschränkungen auf Paläomilieus übertragbar. Bereits HERTWECK (1971 b) hatte Schwierigkeiten, aus der klaren, von DÖRJES (1971) erarbeiteten Biocoenosen-Abfolge eine Biofazies-Gliederung zu rekonstruieren. Aufgrund häufiger Sedimentumlagerung im Vorstrand-Bereich schlug er vor, „nur ganz allgemein von einer „Allochthonen Vorstrand-Biofazies“ zu sprechen“ (S. 272). Da Schlangensterne anhand ihrer einzelnen Skelett-Elemente nicht mehr bestimmt werden können, d. h. als fazielle Leitfossilien demnach wertlos sind, bezeichnete HERTWECK den Faziesbereich der *Amphiura*-Coenose als „Lamellibranchiaten-Biofazies des oberen Schelfbereiches“ wegen des in dieser Biofazies auftretenden Maximums an Mollusken-Arten. Lediglich die *Turritella communis*-Coenose dürfte auch fossil, d. h. als Biofazies erhaltungsfähig sein.

Die oben erwähnten Schill-Horizonte an der Basis der qhK3-Teilsequenz enthalten somit umgelagertes Material entweder aus der Lamellibranchiaten-Biofazies und der allochthonen Vorstrand-Biofazies oder aus Turritellen-, Lamellibranchiaten- und allochthonen Vorstrand-Biofazies, wobei das Material der jeweils am tiefsten gelegenen Biofazies weitgehend als (par-)autochthon angesehen werden kann.

Pollendatierungen aus der qhK3-Teilsequenz liegen z. Zt. nur von 4 Bohrungen vor. Die ältesten Datierungen lieferte Bg. 208 mit Einstufungen in Zone VII und VII—VIII a nach OVERBECK (LUDWIG, MÜLLER & STREIF 1979). Die Probenteufe ist nach Seekarte wahrscheinlich 5 m tiefer als angegeben: 45,0—45,1 m und 43,8—43,9 m unter SKN. MÜLLER (1981 a) konnte die Basis der qhK3-Teilsequenz der Bg. 133 als Zone X nach OVERBECK datieren (40,8—40,9 m unter SKN). Zwei dicht unter der Oberfläche entnommenen Proben aus Bg. 213 und 214 ergaben Zone XII.

Die vorliegenden Bohrungen zeigen nur im Bereich des Elbe-Urstromtales qhK3-Mächtigkeiten von  $> 5$  m. Auf den ehemaligen Hochflächen W und E dieses Urstromtales ist die Mächtigkeit dieser Teilsequenz meist  $< 2$  m.

#### 2.2.4. Zur Gliederung der Klastischen Sequenz mit Foraminiferen

Durch Untersuchung der Foraminiferen-Fauna wurde versucht, die oben beschriebene Gliederung des Nordsee-Holozäns biofaziell zu präzisieren. Dies ist mittels quantitativer Analysen möglich. Deshalb wurden die Foraminiferen durch Schwereretrennung mit CC14 angereichert und je Probe nach Möglichkeit  $> 300$  Exemplare bestimmt und gezählt. Wie die Beispiele in Abb. 5—8 zeigen, ist eine recht deutliche Foraminiferen-Zonierung zu

erkennen, die zusammen mit anderen biotischen Faktoren (z. B. Schillgehalt, Bioturbation) und abiotischen Faktoren (z. B. Kalkgehalt, Korngrößenverteilung, Sedimentgefüge) eine relativ gesicherte Interpretation des Ablagerungsmilieus und der Veränderung des Milieus im Laufe der holozänen Transgression in den einzelnen Bohrungen erlaubt. Dabei ist bislang gute Übereinstimmung mit dem von REINECK, DÖRJES, GADOW & HERTWECK (1968), REINECK & SINGH (1973/1980) u. a. aus der Verteilung der Sedimente, der Sedimentgefüge und der Fauna in der Deutschen Bucht abgeleiteten Küste-Schelf-Modell zu beobachten (s. Abb. 4). Die für diesen Faziesraum existierende, jedoch nur auf wenigen Proben basierende Darstellung von HAAKE (1962) und RICHTER (1967) über die Foraminiferen-Verteilung nördlich der Ostfriesischen Inseln kann ebenfalls für die Gliederung der Holozän-Profile der südlichen Nordsee angewandt werden. RICHTER (1967: 308) bezeichnete den Bereich „stark durchströmter Rinnen und wandernder Sandriffe vor der Küste des inneren Teils der Deutschen Bucht“ bezüglich ihrer Foraminiferen-Gemeinschaften als „tote Zone“. Daran schließen die Foraminiferen-Gemeinschaften der offenen See an, die auch *Elphidium excavatum selseyense*, *Ammonia batavus* ( $\cong$  „*Streblus beccarii*“), *Eggerelloides scaber* ( $\cong$  „*Eggerella scabra*“), *Fursenkoina fusiformis* ( $\cong$  „*Virgulina fusiformis*“) und einer artenreichen, aber individuenarmen kleinen Kalk- und Sandschaler-Fauna besteht.

Die im offshore-Holozän offenbar weniger verbreiteten Ablagerungen des Wattbereiches und des bislang noch nicht nachgewiesenen Groden-Bereiches sind aktuopaläontologisch eingehend bearbeitet worden (HAAKE 1962, RICHTER 1961, 1964 a, 1964 b, 1965, 1967 im ostfriesischen Küstengebiet). Foraminiferen-Faunen dieser Milieus erweisen sich in jüngster Zeit zunehmend relevant für die Bestimmung holozäner Meeresspiegelstände und deren benachbarter Paläo-Milieus (s. CULVER & BANNER 1978, SCOTT & MEDIOLI 1978, 1980).

RICHTER (1967: 317) unterschied folgende Watt-Biotope nach Foraminiferen-Taphozönozen: (1) brackische Grodengewässer mit agglutinierten Brackwasser-Anzeigern, (2) hohe Watten mit brackischem Einfluß mit *Elphidium gunteri* und *Miliammina fusca*, (3) hohe, geschützte Watten ohne brackischen Einfluß mit *Elphidium williamsoni* ( $\cong$  „*E. excavatum*“), (4) offene Watten in Turbulenzbereich ohne typische Arten, aber mit *Elphidium excavatum selseyense*, *Ammonia batavus* ( $\cong$  „*Streblus beccarii*“) und marinen Formen als häufigere Arten, (5) stark durchströmte Rinnen und Sandplatten mit *Ammonia batavus* ( $\cong$  „*Streblus beccarii*“).

Am Beispiel des Kerns 26 der Station 3 in der Nähe des Südlichen Schillgrundes (niederländischer Nordseesektor), dessen Foraminiferen-Fauna von PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK (1969) sehr detailliert analysiert worden ist, soll zunächst überprüft werden, ob und inwiefern die Foraminiferen-Verteilung die oben dargelegte fazielle Gliederung des klastischen Holozäns widerspiegelt.

Abb. 3 zeigt die aus der lithologischen Beschreibung (n. KOLP in DIEBEL & PIETRZENIUK 1971) abgeleitete lithostratigraphische und lithofazielle Gliederung im Vergleich zu der aus der Foraminiferen-Verteilung abgeleiteten Salinitätsbestimmung und palökologischen Zonierung. Die Milieu-Interpretation stellt die zusammenfassende Deutung der Befunde von PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK (1969), BEHRE & MENKE (1969) und DIEBEL & PIETRZENIUK (1971) durch den Verfasser dar.

Die 2,80 m mächtige Klastische Sequenz kann nach PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK in 4 Abschnitte gegliedert werden (Klassifikation der Salzgehalte nach HILTERMANN 1966:

I. Mio- bis mesohaliner Bereich (2,80—2,45/2,35 m unter Oberfläche):

Charakteristisch für diesen Bereich ist eine artenarme Foraminiferen-Fauna mit *Ammonia flevensis*, *Elphidium gunteri*, *E. asklundi* und *Nonion germanicum* ( $\cong$  „*N. depressulum*“).

Dieser Abschnitt wird hier als Subzone 1 der *Elphidium gunteri*-Ökozone bezeichnet.

## II. Plio- bis brachyhaliner Bereich (2,45/2,35—2,08 m unter Oberfläche):

Neu hinzutretende Formen in diesem Bereich sind *Buccella frigida* „ssp. 1“, *Bolivina pseudoplicata*, *Bulimina* spp., *Buliminella elegantissima*, *Cassidulina crassa*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium gerthi*, *E. williamsoni* ( $\cong$  „*E. excavatum*“), *Nonion depressulum* ( $\cong$  „*N. umbilicatum*“) und *Quinqueloculina seminulum*. *Ammonia beccarii*, *Elphidium excavatum selseyense* und *Nonion germanicum* kommen häufig vor.

Die Mehrzahl der zuerst genannten kleinen Formen scheint allochthon zu sein. Nach der Vielzahl dieser Formen zu urteilen, scheint das Milieu bereits vorwiegend brachyhalin, d. h. marin beeinflusst gewesen zu sein. Die Untergrenze dieses hier als Subzone 2 der *Elphidium gunteri*-Ökozone bezeichneten Bereiches ist nicht so scharf begrenzt wie von PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK angegeben.

## III. (Brachy- bis) euhaliner Bereich (2,08—1,20 m unter Oberfläche):

In diesem Abschnitt treten verbreitet *Ammonia batavus*, *Bulimina* spp., *Buliminella elegantissima*, *Elphidium williamsoni*, *E. magellanicum*, *Fissurina* spp. und *Nonion depressulum* sowie vereinzelt *Lagena* spp. auf. *Aubignyna perlucida* ( $\cong$  „*Ammonia? perlucida*“), *Elphidium gerthi*, *E. incertum* und *Virgulina fusiformis* sind lagenweise häufig. Diversität und Abundanz liegen lagenweise sehr hoch. Im Gegensatz dazu sind *Ammonia beccarii* und *Elphidium excavatum selseyense* kontinuierlich sehr häufig. Ebenfalls sehr stetig ist das Vorkommen von *Ammonia flevensis*, *Buccella frigida* „ssp. 1“, *Bulimina elongata*, *Cassidulina crassa*, *Elphidium askelundi*, *E. gunteri*, *Nonion germanicum*, *N. depressulum* und *Quinqueloculina seminulum*.

Dieser Teil ist nach Foraminiferen bereits stark euhalin geprägt. Er kann — je nach Betonung der (par-)autochthonen, in der Mehrzahl großen und stetigen Faunenelemente oder der allochthonen, in der Mehrzahl kleinen und unstetigen Faunenelemente — als Subzone 3 der *Elphidium gunteri*-Ökozone oder der Übergangszone (zur *eggerelloides scaber*-Ökozone) zugeordnet werden.

## IV. Euhaliner Bereich (1,20—0 m unter Oberfläche):

Die Basis dieses Abschnittes ist gekennzeichnet durch eine deutliche Verringerung der Individuenzahl von *Elphidium williamsoni* und *E. gunteri* bei gleichzeitiger Häufigkeitszunahme von *Asterigerinata mamilla* ( $\cong$  „*Asterigerina* sp.“). In Teufen < 1,00 m unter Oberfläche wird *eggerelloides scaber* ( $\cong$  „*eggerella scabra*“) häufig. Der Abschnitt wird hier unterhalb 1,00 m unter Oberfläche als Übergangszone, oberhalb dieser Teufe als *eggerelloides scaber*-Ökozone bezeichnet. Er ist nach PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK (1969: 169) „durch rhythmische Sedimentation und eine rhythmische Schwankung der Individuenzahl fast aller Foraminiferen-Arten gekennzeichnet“.

Wie Abb. 3 zeigt, stimmen weder die auf den Untersuchungen von PAZOTKA von LIPINSKI & WIEGANK basierenden ökostratigraphischen Zonen noch die Grenzen, die nach den pollenanalytischen Datierungen von BEHRE & MENKE (1969) gezogen werden können, mit der lithostratigraphischen Gliederung überein. Eine Erklärung für diesen Befund liegt möglicherweise in der vom Liegenden zum Hangenden zunehmenden diskontinuierlichen Zufuhr von allochthonem Sedimentmaterial. Dieses Material enthält vorwiegend Formen der unmittelbar benachbarten Ökozonen. So enthielt z. B. die 1,35—1,40 m unter Oberfläche entnommene Probe zwar noch die charakteristische Foraminiferen-Fauna der *Elphidium gunteri*-Ökozone, ist jedoch lithostratigraphisch eindeutig den küstenfernen Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK3) zuzurechnen. Wie bei den Foraminiferen, so schließt auch die pollenanalytische Datierung dieser Probe in das Atlantikum diesen Teufenbereich ohne Hiatus an die ebenfalls dem Atlantikum zugeordneten küstennahen Bewegtwasser-Ablagerungen im Liegenden an.

Hingegen unterstützt die Zusammensetzung der Ostracoden-Fauna (s. DIEBEL & PIETRZENIUK 1971) die lithostratigraphische Zuordnung zur qhK3-Teilsequenz. So zeigt das verbreitete Auftreten von *Pterygocythereis jonesi* an, daß die Sedimentation unterhalb der Sturmwellen-Basis im küstenfern-marinen Milieu erfolgte (vgl. LIEBAU 1980). Die im Watt-Milieu noch recht verbreiteten Arten *Cyprideis torosa* und *Cytheromorpha fuscata* sind verschwunden. DIEBEL & PIETRZENIUK (1971) erkannten zwar den Charakter des Teufenabschnittes zwischen 2,08 und 1,52 m unter Oberfläche ( $\cong$  1,07—1,63 m über Torfbasis) als einen palökologischen Überlappungsbereich; die von ihnen ermittelte Salinität des Ablagerungsmilieus in diesem Bereich als pliohalin bis brachyhalin ist jedoch zweifellos zu niedrig. *Elofsionella concinna* und *Pterygocythereis jonesi* sprechen für brachyhaline bis euhaline Salzgehalte dieses Übergangsbereiches. Im höheren Teil des Profils verhindert die Seltenheit von Ostracoden gesicherte palökologische Angaben. Hier läßt sich bei den wesentlich häufigeren Foraminiferen mit dem ersten verbreiteten Vorkommen von *Eggerelloides scaber* eine deutliche Grenze zwischen Übergangszone und *scaber*-Ökozone ziehen. In dieser Ökozone wird das Schelf-Milieu endgültig erreicht.

Der Kern 26 zeigt sehr anschaulich, daß die Foraminiferen zwar sehr gut zur Bestimmung der Paläomilieus in der holozänen Klastischen Sequenz geeignet sind, daß sie jedoch durch Verdriftung und Verfrachtung in benachbarte Milieus gegenüber den lithofaziellen Wechslen etwas versetzte Grenzen oder Übergangsbereiche aufweisen.

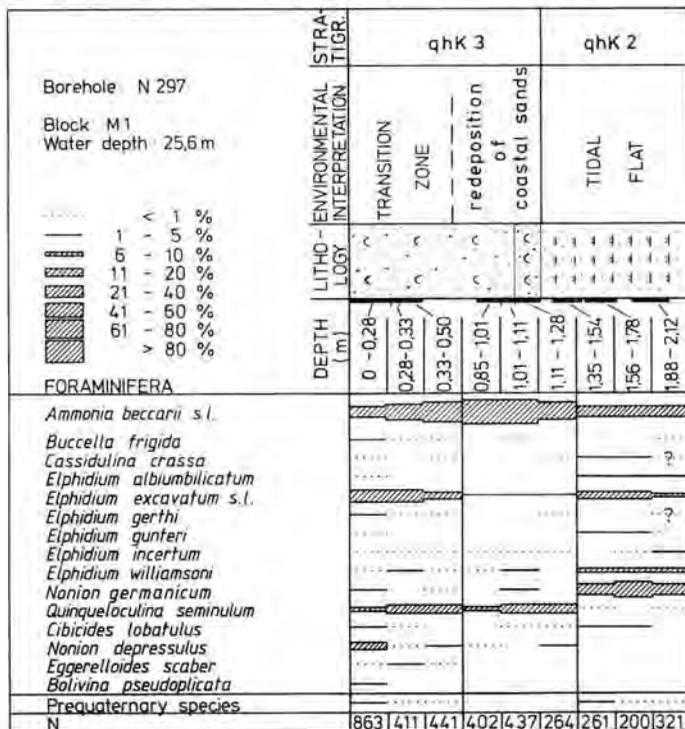


Abb. 5: Palökologische Gliederung und Interpretation der Bohrung 297 mit Foraminiferen. Dargestellt wird die Verbreitung der wichtigsten Arten mit > 1%-Anteil an der Foraminiferen-Fauna mindestens 1 Probe. N = Stichprobengröße.

Text-Fig. 5: Palaeoecological division and interpretation of borehole 297 with foraminifera. Only those important species are figured, which have a percentage of 1% or more of the foraminiferal fauna in at least 1 sample. N = size of random sample.

Bg. 297 (Abb. 5) enthält 3 Foraminiferen-Ökozonen, die in Verbindung mit lithologischen und makrofaunistischen Befunden 2 Faziesseinheiten erkennen lassen. Die Proben 1,35—1,78 m unter Oberfläche werden der *Elphidium excavatum*-Ökozone zugeordnet. Ihre Interpretation als Watt-Ablagerungen steht in Übereinstimmung mit lithologischen Merkmalen wie rhythmischem Wechsel von Feinsand und Schluff mit ausgeprägten Linsen- und Flaserschichtungsgefügen und hohem Kalkgehalt. Mit scharfer Grenze lagern darüber zunächst stark schillhaltige, schlecht sortierte Fein- bis Mittelsande, dann zum Hangenden abnehmend schillführende, sehr gut sortierte Feinsande. Sie führen in den Proben 0,85—1,28 m unter Oberfläche eine individuenreiche, aber artenarme Fauna mit stark skulptierten, großwüchsigen *Ammonia*-Formen und große Quinqueloculinen der Ökozone der „Abroll-Foraminiferen“. Die Proben aus 0—0,50 m unter Oberfläche enthalten eine Foraminiferen-Fauna der Übergangszone mit *Eggerelloides scaber* < 5 %.

Im Gegensatz zur Foraminiferen-Fauna, die von küstennah-marinen Faunenelementen insbesondere des Küstensandes geprägt ist, unterstützt die Makrofauna die lithostratigraphische Zugehörigkeit des Abschnittes 0,85—1,28 m unter Oberfläche zur qhK3-Teilsequenz. Die Zugehörigkeit des schillreichen Fein- bis Mittelsandes im Hangenden der Watt-Ablagerungen zur qhK3-Teilsequenz wird bereits makrofaunistisch durch die Zusammensetzung der Mollusken-Fauna bestätigt (*Venus [Chamelea] striatula*, *Corbula gibba*, *Nucula nitida*, *Lunatia nitida*; Fehlen von *Cerastoderma edule*, *Macoma baltica* und *Mytilus edulis*).

Bg. H 15 — 3 V (Abb. 6) besitzt im Hangenden eines schillfreien, wahrscheinlich pleistozänen Feinsandes mit einzelnen präquartären Foraminiferen eine in 5 lithologische Einheiten gliederbare holozäne klastische Sequenz. Zwischen dem basalen, schillreichen Feinsand und einem 0,12 m mächtigen feinsandigen Schill schaltet sich eine 0,04 m mächtige Torfdetritus-Lage ein. Die darüber lagernden Feinsande sind im unteren Teil stark schillhaltig; im höheren Teil nimmt der Schillgehalt stark ab. Hier kommen nur juvenile Lamellibranchiaten vor. Die obersten 0,66 m mächtigen Torfdetritus-führenden Feinsande enthalten zwar ebenfalls sehr wenig Mollusken, aber wieder einzelne adulte Lamellibranchiaten.

Nach Foraminiferen gehören die schillreichen Partien in die Übergangszone, wobei im unteren Teil mit hohen Prozentanteilen von *Ammonia batavus* (> 40 %) und *Elphidium williamsoni* (> 10 %) noch ein starker Einfluß küstennaher Milieus zu beobachten ist, der bis zum Horizont mit juvenilen Lamellibranchiaten allmählich abnimmt. Mit diesem Horizont beginnt die *Eggerelloides scaber*-Ökozone. Deutlich nimmt auch die Individuenzahl von *Fursenkoina fusiformis* zu. In Übereinstimmung mit den aktuopaläontologischen Befunden von RICHTER (1967) wird angenommen, daß mit diesem Horizont das küstenferne Milieu der offenen Nordsee bzw. des Schelfes erreicht wurde.

Da außer *Turritella communis* alle biofaziell wichtigen Mollusken der qhK3-Teilsequenz bereits in den Basisschillen vorkommen (*Venus [Chamelea] striatula*, *Corbula gibba*, *Cultellus pellucidus*, *Nucula nitida*, *Thyasira sarsi* u. a.), ist die gesamte holozäne Schichtenfolge dieser Teilsequenz zuzuordnen.

In Bg. 350 (Abb. 7) lagern gut bis sehr gut sortierte Feinsande der qhK3-Teilsequenz ohne basale Schillanreicherung auf Foraminiferen-freien terrestrischen Tonen des Pleistozäns oder frühen Holozäns. Durch *Eggerelloides scaber* (> 20 %) und *Fursenkoina fusiformis* (> 5 %) lassen sich auch in den Feinsanden dieser Bohrung die Schelf-Ablagerungen von denen der Übergangszone abtrennen. Bg. 114 (Abb. 8) zeigt zwei ausgeprägte Häufigkeitsmaxima von *Eggerelloides scaber*. Das obere Maximum aus bioturbaten, schwach tonig/schluffigen, feinsandigen Mittelsanden entspricht wie in Bg. 350 dem rezenten Siedlungsmilieu dieser Art. In Übereinstimmung mit diesem Befund gibt RICHTER (1967: 310,



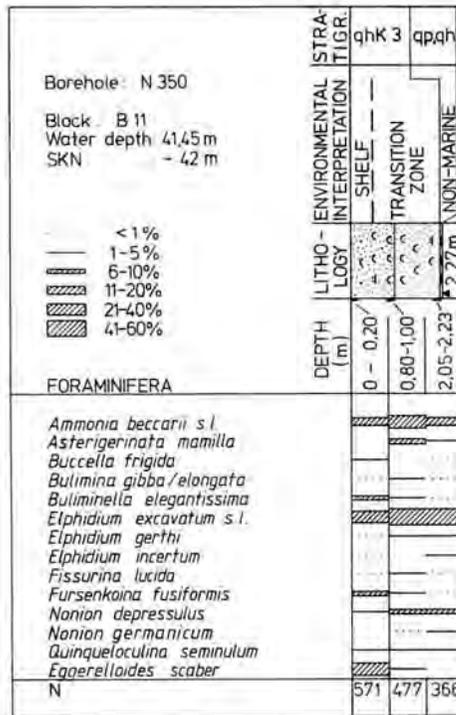


Abb. 7: Palökologische Gliederung und Interpretation der Bohrung 350 mit Foraminiferen.

Text-Fig. 7: Palaeoecological division and interpretation of borehole 350 with foraminifera.

Abb. 9 E-F) für die Probenserien von 2 Stationen unweit der Bg. 114 aus 33—36 m Wassertiefe Prozentanteile dieser Art an der Lebendfauna von 18,5—39,0% und an der Totfauna von 16,2—19,2% an. Bereits JARKE (1961: 27) erkannte, daß die „*Eggerella*-Provinz“ vor allem in den etwas tieferen Gebieten der heutigen Nordsee anzutreffen sei. Das untere Maximum besitzt zwar die gleiche Korngrößenverteilung wie das obere, ist aber Mittelsand-streifig. Dieser *scaber*-Horizont ist möglicherweise mit dem unteren Teil der *scaber*-Zone in Bg. H 15 — 3 V zu parallelisieren. Weitere Funde dieses Teils der *scaber*-Zone in den Bg. H 15 — 2 V, H 15 — 4 V, 1705, 1706, 1708, 1709, 1715, 1718, 1725, 1727, 1730 scheinen die Vermutung zu bestätigen, daß es sich um einen weit verbreiteten Horizont handelt. Möglicherweise bestehen überregionale, ökostratigraphische Bezüge zum Ostsee-Holozän („*Eggerella*-Zone“, LUTZE 1965, 1974; EXON 1972; WINN 1974; WEFER, WEBER & ERLKENKEUSER 1978).

Nach EXON (1972: 32) überlagern in der Flensburger Außenförde die *Eggerella*-reichen Schichten brackische Sedimente des Subboreals, deren Alter mit 3 000 — 2 000 v. Chr. angegeben werden. Diese Schichten umfassen nach AVERDIECK (1972) den höheren Teil der Pollenzone IX bis XI (unterer Teil) nach OVERBECK, d. h. höheres Subboreal und tieferes Subatlantikum. LUTZE (1974) gab für die *Eggerella*-Zone eine Zeitspanne von ca. 2 800 Jahren an (ca. 1 000 v. Chr. — 1 800 n. Chr.).

EXON (1972) führt das häufigere Auftreten von *Eggerella scabra* auf Zunahme der Westwinde (subatlantisches Klima) vor ca. 3 000 v.h. zurück, die einen stärker marinen



Abb. 8: Palökologische Gliederung und Interpretation der Bohrung 114 mit Foraminiferen.

Text-Fig. 8: Palaeoecological division and interpretation of borehole 114 with foraminifera.

Einfluß in der Ostsee verursacht haben sollen. Jedoch zeigen die Verteilungsdiagramme von Kastenlot-Kern 10872 (EXON 1972: Fig. 10), daß der größte Teil der *Eggerella*-Zone im Subboreal liegt. Der Klimawechsel an der Wende zum Subatlantikum mit Zunahme der Westwinde scheint vielmehr zusammen mit stärkerer Einfrachtung von Sand und Kotpillen auch eine Umlagerung der *Eggerelloiden* verursacht zu haben. Diese Umdeutung der Verteilungsdiagramme von EXON wird unterstützt durch die Beobachtungen von WINN (1974), wonach die schlickigen, stark bioturbaten Sande seiner Einheit F mit hohen Prozentanteilen von *Eggerella scabra* durch Erosionsvorgänge an der Basis der obersten Deckschicht (Einheit G) vielfach völlig aufgearbeitet und offenbar in diese Deckschicht eingefrachtet wurden.

Der küstenferne Fein- und Mittelsand der in Kap. 2.2.3 beschriebenen qhK3-Teilsequenz weist bemerkenswerte Parallelentwicklungen zu der WINN'schen Gliederung auf (s. auch WEFER et al. 1978). Liegt eine Dreiteilung dieses Schichtgliedes — Basisschill nicht mitgerechnet — vor, so enthält der feinkörnige, stärker bioturbate mittlere Teil neben Resten und Spuren von Echinocardien höhere Prozentanteile von *Eggerelloides scaber* und ein Minimum von *Ammonia batavus* (s. Bg. H 15 — 3 V, Abb. 6). In dieser Boh-

rung ist der noch bestehende höhere Eggerelloiden-Anteil in Probe 0,55—0,60 m unter Oberfläche wahrscheinlich ebenfalls auf Einfrachtung zurückzuführen. Zum Hangenden wieder zunehmende Anteile von *Ammonia batavus* sprechen für diese Deutung.

Die bathymetrische Obergrenze der *Eggerelloides scaber*-Zone entspricht nach der heutigen Verbreitung in der Nordsee eher der Sturmwellenbasis (SWB: LIEBAU 1980) als der Obergrenze des Schelfschlickes (REINECK et al. 1968). LIEBAU (1980) gibt als Tiefe für die Sturmwellenbasis in Nebenmeeren „meist zwischen 20 und 40 m“ an, was gut mit den Beobachtungen in der Deutschen Bucht übereinstimmt. Palökologisch spiegelt sich die Sturmwellenbasis nach LIEBAU u. a. in der oberen Verbreitungsgrenze kymatophober, d. h. die Wellenbewegung meidender Mikrobenthonten, wozu auch *Eggerelloides scaber* gehört. Nach Laboruntersuchungen von RICHTER 1967: 309) hält sich *E. scaber* in den obersten Sedimentschichten auf, wodurch sie empfindlich gegenüber der Wasserbewegung ist. Die oben geäußerte Vermutung, daß diese Art im oberen Teil der von EXON (1972) beschriebenen *scaber*-reichen Schichten (Teil der „Einheit G“ WINN 1974) in der Ostsee wie in der Bg. H 15 — 3 V in der Nordsee umgelagert sein dürfte, findet somit eine experimentelle Stütze.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß mit quantitativen und semiquantitativen Analysen vorläufig folgende 8 ökostratigraphische Foraminiferen-Zonen im Holozän der Deutschen Bucht unterschieden und bestimmten Milieus zugeordnet werden können:

1. *Ammonia batavus* var. a-Ökozone: Lagune (miohalin bis ?mesohalin); Teilsequenz 1. Monospezifische bis sehr artenarme Foraminiferen-Fauna. In der Deutschen Bucht erstmals in Bg. 1701 nachgewiesen (1,45—1,50 m unter Oberfläche  $\cong$  30,45—30,50 m unter SKN).

Nach KNUDSEN (1979) ist diese von WOSZIDLO (1962) beschriebene Varietät möglicherweise synonym mit *Ammonia aberdoveyensis* HAYNES 1973.

2. *Elphidium gunteri*-Ökozone: Lagune bis brandungsgeschütztes Schlickwatt (mio- bis brachyhalin/euhalin). Unterteilung in 3 Ökosubzonen ist möglich (s. Abb. 3); Teilsequenzen qhK 1—2.

Artenarme Foraminiferen-Fauna mit  $> 5\%$  *Elphidium gunteri*.

*Miliammina fusca*, die nach RICHTER (1967: 301) ebenfalls typisch für Watten „mit im allgemeinen geringer Turbulenz und schwachen Strömungen“ ist, hat offenbar in den entsprechenden Paläo-Milieus der Deutschen Bucht keine Bedeutung als Leitform.

Brackwasser-anzeigende Sandschaler wie *Trochammina inflata* und *Trochammina macrescens* ( $\cong$  „*Jadammina polystoma*“) zeigen gelegentlich Einflüsse von bzw. Übergänge zu Marsch-Milieus an.

3. *Elphidium williamsoni*-Ökozone: Lagune (einschließlich Ufer), brandungsgeschütztes Sandwatt (pliohalin bis euhalin); Teilsequenzen qhK 1—2. Nach RICHTER (1967: 301, 317) ist *Elphidium williamsoni* ( $\cong$  „*Elphidium excavatum*“) typisch für hohe, geschützte Watten ohne brackischen Einfluß; meist ist sie mit *Nonion germanicum* ( $\cong$  „*Nonion depressulum*“) vergesellschaftet. Da der Anteil an *Elphidium williamsoni* bereits in rezenten Taphozönosen unter 20% absinken kann, werden die entsprechenden fossilen Milieus der Deutschen Bucht mit Mindestprozentanteilen von  $> 10\%$  definiert.

Nach LUTZE (1968), SCOTT & MEDIOLI (1980) u. a. ist *E. williamsoni* ( $\cong$  „*Cribrononion articulatum*“  $\cong$  „*Cribrononion umbilicatum*“) mit weniger als 10% an der Foraminiferen-Fauna im tiefsten Teil der lagunären Vegetationszone bzw. der Marsch vertreten.

In Bg. 1701 kommt die *williamsoni*-Zone im Hangenden der *Ammonia batavus* var. a-Zone in 0,65—1,30 m unter Oberfläche in den Teilsequenzen qhK1 und qhK2 vor. In Bg. 1705 wurde sie in 1,30—2,05 m unter Oberfläche ( $\cong$  38,30—39,05 m -SKN) festgestellt.

4. *Elphidium excavatum* (forma *selseyense*)-Ökozone: offenes Watt (euhalin bis brachyhalin); Teilsequenz qhK2.

Diese Ökozone ist charakterisiert durch *Elphidium excavatum* mit  $> 10\%$ -Anteilen an einer individuenreichen Foraminiferen-Fauna zusammen mit hohen Prozentanteilen an *Nonion germanicum* (meist weit über 20%). Schwach skulptierte, kleine bis mittelgroße Morphotypen von *Ammonia batavus* herrschen vor. *Elphidium gunteri* tritt selten auf und erreicht selten mehr als 5% der Fauna.

Diese Kriterien entsprechen den aktuopaläontologischen Befunden RICHTER's (1967: 303) sowohl auf den „offenen, tiefen Watten brandungsgeschützter Küsten“ als auch auf den „brandungsexponierten Watten zwischen HWL und NWL“.

In Bg. 297 gehört der höchste Teil der Watt-Sedimente (Teilsequenz qhK2) in die *excavatum*-Zone (s. Abb. 5).

Die individuenarme Foraminiferen-Assoziation im Vorstrand-Bereich der offenen Ostsee, die nach LUTZE (1968)  $> 10\%$  an *excavatum* enthält, dürfte fossil bereits der „allochthonen küstennahen Biofazies“ entsprechen.

5. „Allochthone küstennahe Biofazies“: Vorstrand, Übergangszone zwischen Küstensand und Schelf (oberer Teil); Teilsequenzen qhK2—3.

Individuen- und artenarme Foraminiferen-Faunen aus großwüchsigen, robusten, meist schlecht erhaltenen Formen charakterisieren diesen Bereich. Qualitativ unterscheidet sich diese Ökozone nicht von der Ökozone der „Abroll-Foraminiferen“ (s. u.).

Von einer „allochthonen Vorstrand-Biofazies“ im Sinne von HERTWECK (1971b) wird hier deshalb nicht gesprochen, weil diese individuen- und artenarmen Foraminiferen-Faunen nicht auf den Vorstrand-Bereich beschränkt sind.

Die Mehrzahl der in diesem Milieu lebenden Foraminiferen wird in die benachbarten Rinnen, die Übergangszone zum Schelf oder die brandungsexponierten Watten umgelagert.

Die „allochthone küstennahe Biofazies“ kennzeichnet Teile der qhK2-Teilsequenz (z. B. Bg. 1702: Probe 1,25—1,30 m unter Oberfläche  $\cong$  34,25—34,30 m -SKN).

6. Ökozone der „Abroll-Foraminiferen“ (*Ammonia batavus*-Ökozone):

Rinnen, Übergangszone zwischen Küstensand und Schelf; Teilsequenzen qhK2—3.

Diese Ökozone ist gekennzeichnet durch zahlreiche große, reich skulptierte *Ammonia*-Gehäuse, die LIEBAU (1978) als „Abroll-Foraminiferen“ bezeichnete. In diese Zone gehören individuenreiche, aber artenarme Foraminiferen-Faunen, in denen kleine und zartschalige Watt- und Nordsee-Arten  $\pm$  fehlen. Großwüchsige Formen von *Ammonia batavus*, *Quinqueloculina seminulum*, *Elphidium williamsoni*, *E. excavatum* und *Nonion germanicum* beherrschen in wechselndem Mengenverhältnis das Bild dieser Ökozone.

RICHTER (1967: 305) beschrieb entsprechende Taphozönosen aus Rinnen-Sedimenten, wobei er auf die weitgehende Allochthonie dieser Zonen hinwies.

Wie oben dargelegt (s. Bg. 297, Abb. 5), kann diese Ökozone auch im unteren Teil der qhK3-Teilsequenz auftreten. Offenbar kennzeichnet diese Ökozone dort umgelagerte Küstensande, die aus dem Vorstrand-Bereich unter die Sturmwellen-Basis verfrachtet wurden. Im Hangenden folgt nach Foraminiferen die Übergangszone.

7. Übergangszone: Übergangszone zwischen Küstensand und Schelf (sensu REINECK & SINGH 1973/1980: "offshore-beach transition", s. Abb. 4), küstenferner Bereich in der Nähe der Sturmwellen-Basis; qhK3-Teilsequenz, selten Teilsequenzen qhK1—2. Individuen- und artenreiche Foraminiferen-Fauna mit *Eggerelloides scaber*  $> 5\%$  und zahlreichen, meist kleinen Arten des offenen Meeres (*Asterigerinata mamilla*, *Bolivina pseudoplicata*, *Bulimina gibba/elongata*, *Brizalina pseudopunctata*, *Fursenkoina fusiformis* u. a.), die ebenfalls in geringer Individuenzahl vorkommen. *Ammonia batavus* und *Elphidium excavatum* sind die häufigsten Arten mit zusammen meist  $> 50\%$  der Fauna. Nach aktuopaläontologischen Untersuchungen von RICHTER (1967: 308) liegt die „Übergangszone“ im Gebiet von Außenjade und Außenweser in Wassertiefen von 15—20 m. Die Übergangszone ist in der qhK3-Teilsequenz stets anzutreffen.
8. *Eggerelloides scaber*-Ökozone: Schelfbereiche unterhalb der Sturmwellen-Basis, Ruhigwasser-Milieus (Schelfbecken); qhK3-Teilsequenz. Ökozone mit  $> 5\%$  *Eggerelloides scaber* in der Foraminiferen-Fauna. Fauna meist artenärmer als in Übergangszone, aber mit etwas höherem Anteil an kleinen Kalk- und Sandschalern. Nach RICHTER (1967: 309) ist *Eggerelloides* ( $\cong$  „*Eggerella*“) *scaber* rezent besonders häufig in nährstoffreichen, schlickigen Sedimenten. Die darüber hinausreichende Verbreitung bis in sehr gut sortierte Feinsande (s. JARKE 1961: 27) scheint zumindest teilweise durch Erosion und Umlagerung verursacht zu sein. LUTZE (1965: 93) nennt Salzgehalte von mindestens  $20\text{‰}$  „wenigstens für einen Teil des Jahres“ für diese Art. Dementsprechend bleibt die Art in der Ostsee vorwiegend auf den Einstrombereich südlich des Großen Belts und das angeschlossene Rinnensystem beschränkt. Die *scaber*-Zone kommt in weiter Verbreitung sowohl in der qhK3-Teilsequenz im Gebiet des Elbe-Urstromtales als auch in den benachbarten Arealen mit hochliegendem Pleistozän vor.

Die Ökozonen entsprechen der Rangordnung nach, meist aber nicht ihrer Reichweite nach den Faziesseinheiten (i. S. von BARCKHAUSEN et al. 1977). Die Faziesseinheiten werden lithologisch bzw. lithofaziell definiert, die Ökozonen palökologisch. Die Faziesseinheiten gehören somit dem lithostratigraphischen, die Ökozonen dem biostratigraphischen Ordnungsprinzip i.w.S. an.

### 3. Lithostratigraphische und fazielle Ergebnisse

Während sich die bisherige stratigraphische Gliederung der oberflächennahen quartären Schichtenfolge im deutschen Nordsee-Sektor weitgehend an diejenige von OELE (1969) anlehnte (vgl. SINDOWSKI 1970; BEHRE, MENKE & STREIF 1979; STREIF & UFFENORDE 1980), wurde in Kap. 2 eine neue auf litho- und biofaziellen Merkmalen basierende stratigraphische Gliederung entworfen, die sich an die von BARCKHAUSEN, PREUSS & STREIF (1977) gegebene Gliederung des Küstenholozäns seewärts anschließt, und die bislang vorliegenden biostratigraphischen Daten genannt.

Ziel dieser neuen Gliederung ist es: (1) verschwommen definierte feldgeologische Einheiten wie "Young Seasand" und (2) zeitabhängige, lithostratigraphische Einheiten wie "Elbow deposits" durch lithostratigraphische bzw. fazielle Einheiten zu ersetzen, zu untergliedern und zu präzisieren, um den Ablauf des holozänen Transgressionsgeschehens regional und lokal in den einzelnen Bohrprofilen besser rekonstruieren zu können, detailliertere Angaben über die Verbreitung der einzelnen Fazieskörper, über deren Genese, über Umlagerungsprozesse oder über die hydrodynamische Entwicklung der Deutschen Bucht zu gewinnen.

Die hier vorgeschlagene Gliederung zeigt folgende Besonderheiten — insbesondere gegenüber der niederländischen (s. Abb. 1):

1. Die Gliederung basiert — entsprechend der WALTER'schen Regel — auf einer paläogeographischen, hydrodynamischen Gliederung eines Flachmeeres seewärts der Küstenmoore. Dabei lassen sich in Anlehnung an IRWIN (1965) drei Großräume mit unterschiedlichen hydrodynamischen Bedingungen auseinanderhalten: (1) der küstennahe Bereich mit fehlender bis geringer Wasserzirkulation und Gezeitenbewegung (qhK1: z. B. lagunärer Bereich), (2) der küstennahe Bereich, der überwiegend von den Kräften der Gezeiten- und Wellenbewegung beeinflusst wird (qhK2: Watt-Bereich, Bereiche der Rinnen und Platen, Vorstrand-Bereich usw.) und (3) der küstenferne Bereich seewärts des durch Wellen und Gezeiten geprägten Raumes, der vorwiegend von Strömungen und Suspensionsvorgängen beeinflusst wird (qhK3: z. B. Übergangsbereich Küstensand/Schelf, Schelf-Bereich). Der Bereich 2 enthält außer den Wattablagerungen das gesamte Spektrum von Sanden, die von REINECK & SINGH (1973/1980) als Küstensande bezeichnet wurden. Grobklastische Residualsedimente weisen auf Aufarbeitung hin. Das niederländische Gliederungsschema entspricht zwar im Prinzip diesem paläogeographischen, hydrodynamischen Modell, die brackischen bis marinen Ablagerungen des Bereiches 1 scheinen jedoch entweder zu fehlen oder in den „Elbow/Calais-deposits“ (Bereich 2) mit einbezogen worden zu sein (s. JELGERSMA, OELE & WIGGERS 1979).
2. Eine Abtrennung der klastischen Süßwasser-Ablagerungen von brackischen und brakisch-marinen Ablagerungen lagunärer Milieus ist lithostratigraphisch kaum durchführbar, sondern verlangt eine biofazielle oder geochemische Detailuntersuchung. Gleiches gilt für Unterscheidung brackischer und mariner Sedimente. In der Praxis wird jedoch oft eine lithostratigraphische Gliederung ohne komplizierte und zeitaufwendige Spezialanalysen gewünscht. Die vorliegende Gliederung trägt diesem Bedürfnis Rechnung, indem salinitätsunabhängige Kriterien die lithostratigraphische Zuordnung bestimmen.
3. Der Süßwasserton, der von OELE (1969) zur „Lower Peat Formation“ gerechnet wurde, wird der Klastischen Sequenz (qhK) zugeordnet.
4. Die küstennah-marinen Schluffe, Feinsande und Mittelsande der qhK2-Teilsequenz stimmen meist recht gut mit der Beschreibung der „Elbow deposits“ von OELE überein. Übereinstimmung besteht auch — mit einigen Ausnahmen — in der Entwicklung von feinkörnigen (tonig-schluffigen) zu mittelkörnigen (fein- bis mittelsandigen) Sedimenten zum Hangenden hin. Vollmarine Paläo-Milieus, größtenteils vollmarine Watt-Ablagerungen scheinen in beiden Gebieten in diesen Schichten vorzuherrschen. Dem lithostratigraphischen Charakter dieser Schichtfolge entsprechend, läßt sich keine Trennung in präboreale bis boreale „Elbow deposits“ und atlantische bis früh-subboreale „Calais-deposits“ durchführen, weshalb z. B. JELGERSMA, OELE & WIGGERS (1979) folgerichtig von „Elbow/Calais deposits“ sprechen. Zu den küstennahen Bewegungswasser-Ablagerungen gehören möglicherweise auch die von WUNDERLICH (1980: 216 f., Abb. 3) abgebildeten Schichten im Liegenden einer „scharf ausgebildeten Erosionsdiskordanz“. Palynologische und mikropaläontologische Untersuchungen stehen noch aus.
5. Die Schichten über dieser Erosionsdiskordanz entsprechen den küstenfernen Schluffen, Fein- und Mittelsanden der qhK3-Teilsequenz, deren fazielle Äquivalente von OELE (1969) als Junger Seesand bezeichnet wurden. Dieses Schichtglied lagert in der südlichen Nordsee verbreitet auf verschiedenen alten Schichten. Molluskenschille, Konglomerate oder auch nur erhöhter Schalengehalt und gröbere Körnung markieren seine Basis und bilden damit den besten lithostratigraphischen Leithorizont im Holozän der südlichen Nordsee. Zusammensetzung, Aufbau und Ahn-

lichkeit mit rezenten Sturmablagerungen in der Deutschen Bucht (s. REINECK et al. 1968, GADOW & REINECK 1969, REINECK & SINGH 1972) lassen auf Tempestit-Genese schließen. Sturm-Ereignisse bestimmen auch verbreitet den oberen Teil der qhK3-Teilsequenz, so daß eine fazielle Unterteilung der Teilsequenz nach Vorkommen oder Fehlen von Sturmablagerungen oftmals möglich ist. Die küstenfern-marine Teilsequenz erreicht ihre größten Mächtigkeiten offenbar in mehreren getrennten Abschnitten des „Elbe-Urstromtales“: so liegt ein Maximum S Helgoland, ein weiteres auf und SE der Weißen Bank (vgl. FIGGE 1980).

6. Am Beispiel des Kerns 26 der Station 3 am Südlichen Schillgrund (niederländischer Nordseesektor, s. KOLP 1976), der paläontologisch sehr detailliert bearbeitet wurde (s. BEHRE & MENKE 1969, PAZOTKA VON LIPINSKI & WIEGANK 1969, DIEBEL & PIETRZENIUK 1971) und hier deshalb eingehend diskutiert wurde, wird deutlich, daß sich die ökostratigraphischen Grenzen nicht mit denen der vorgeschlagenen lithostratigraphischen Gliederungen zu decken brauchen. Palökologische Untersuchungen, insbesondere der Foraminiferen-Faunen, erweisen sich als ein wichtiges Hilfsmittel zur Identifizierung der Paläomilieus. Unterschiede in der Verbreitung euhaliner Foraminiferen in den Teilsequenzen qhK1 und 2 werden auf unterschiedlich weites Vordringen von Wassermassen des offshore-Bereiches in die küstennahen Milieus gedeutet. Ostracoden und Mollusken sind nur in einzelnen Abschnitten der Klastischen Sequenz häufig genug, um statistisch gesicherte quantitative palökologische Befunde zu liefern. Besonderes Augenmerk ist auf umgelagertes paläontologisches, darunter insbesondere auch palynologisches Material zu richten, das meist eine küstennähere Entstehung vortäuscht, ja bei Pollenuntersuchungen sogar ein höheres Alter der Schichten ergeben kann.
7. Weitgehend in Übereinstimmung mit aktuopaläontologischen Befunden können die Holozän-Profile mit Foraminiferen gegliedert und interpretiert werden. Durch quantitative, teilweise bereits durch semiquantitative Analysen lassen sich vorläufig 8 ökostratigraphische Zonen unterscheiden und bestimmten Milieus zuordnen. Dadurch kann der Transgressionsverlauf in der Klastischen Sequenz präzisiert und die räumliche Entwicklung der einzelnen Ablagerungsmilieus während des Meeresspiegelanstieges rekonstruiert werden.

#### 4. Dank

Die Mehrzahl der oben erwähnten Bohrungen stammt aus dem Lagerstätten-Projekt der Arbeitsgemeinschaft (ARGE) „Steine und Erden im Nordsee-Schelfbereich“, in dem 1974 und 1975 unter Federführung des NLFb (Hannover) und unter Leitung von Dr. G. LUDWIG insgesamt 291 Flachbohrungen mit einem englischen Vibrationskernbohrgerät niedergebracht wurden. Die von LUDWIG, MÜLLER & STREIF (1979, 1982) begonnene wissenschaftliche Auswertung dieses umfangreichen Rohmaterials wird hiermit fortgesetzt. Den an der ehemaligen ARGE beteiligten Firmen HOCHTIEF AG (Essen), HÜLSKENS & CO (Wesel), HÜRTERBERG STEINE UND ERDEN GMBH (Köln) NORDSEEKIES GMBH (Hannover), WESTMINSTER GRAVELS GMBH (Bremen) und der Firmengruppe RÖHRS & CO (Bremen), IBAG-VERTRIEB GMBH (Neustadt/Weinstraße), WESLING KG (Münchshagen) und EGGERSMANN KG (Rinteln) sowie der PREUSSAG AG (Hannover) gilt mein besonderer Dank für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Untersuchung. Die Herren Dres. G. LUDWIG, H. STREIF und R. VINKEN, Herr K.-J. MEYER, Herr W. POSSIN (NLFb, Hannover) und Herr Dr. H. MÜLLER (BGR, Hannover) haben wesentlichen Anteil an dem Zustandekommen dieser Publikation. Ihnen

wie auch Herrn Dr. K. FIGGE und dem Deutschen Hydrographischen Institut (Hamburg) sei herzlich gedankt. Besonderer Dank gilt Herrn Dr. STREIF für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte dankenswerterweise die vorliegende Untersuchung durch finanzielle Förderung in dem Forschungsvorhaben Vi 32/23 und 27.

## 5. Schriftenverzeichnis

- AVERDIECK, F.-R. (1972): Palynologische Untersuchungen an Bohrungen in der Flensburger Außenförde (Ostsee). — *Meyniana*, **22**: 1—4; Kiel.
- BARCKHAUSEN, J., LOOK, E.-R., VINKEN, R. & VOSS, H.-H. (1975): Symbolschlüssel Geologie. Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung — ADV — geologischer Feld- und Aufschlußdaten. — Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch. u. B.-Anst. Geowiss. Rohstoffe (Hrsg.): 1—135; Hannover (2. Aufl.).
- PREUSS, H. & STREIF, H. (1977): Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen. — *Geol. Jb.*, **A 44**: 45—77; Hannover.
- BEHRE, K.-E. & MENKE, B. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. — *Beitr. Meereskde.*, **24/25**: 122—129; Berlin.
- & STREIF, H. (1979): The Quaternary geological development of the German part of the North Sea. — In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.): *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 85—113; Uppsala.
- CULVER, S. J. & BANNER, F. T. (1978): Foraminiferal assemblages as Flandrian palaeoenvironmental indicators. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **24** (1): 53—72, 8 figs.; Amsterdam.
- DIEBEL, K. & PIETRZENIUK, E. (1971): Holozäne Ostracoden von der Doggerbank, Nordsee. — In: OERTLI, H. J. (ed.): *Paléocologie Ostracodes*, Pau, 1970, *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **5** suppl.: 377—390; Pau.
- DÖRJES, J. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). IV. Das Makrobenthos und seine küstenparallele Zonierung. — *Senckenbergiana maritima*, **3**: 203—246; Frankfurt a. M.
- & HERTWECK, G. (1975): Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow-water marine environments. — In: FREY, R. W. (ed.): *The study of trace fossils*: 459—491; New York/Heidelberg/Berlin (Springer).
- GADOW, S., REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1970): Sedimentologie und Makrobenthos der Nordergründe und der Außenjade (Nordsee). — *Senckenbergiana marit.*, **2**: 31—59; Frankfurt a. M.
- EXON, N. (1972): Sedimentation in the outer Flensburg Fjord area (Baltic Sea) since the last glaciation. — *Meyniana*, **22**: 5—62; Kiel.
- FIGGE, K. (1980): Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 203—211; Hannover.
- GADOW, S. & REINECK, H.-E. (1969): Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. — *Senckenbergiana marit.*, **50**: 63—78; Frankfurt a. M.
- HAAKE, F. W. (1962): Untersuchungen an der Foraminiferen-Fauna im Wattgebiet zwischen Langeoog und dem Festland. — *Meyniana*, **12**: 25—64, 9 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Kiel.
- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 221—228; Hannover.
- HAYNES, J. R. (1973): Cardigan Bay Recent Foraminifera (Cruises of the R.V. Antur, 1962—1964). — *Brit. Mus. (Nat. Hist.) Bull., Zool., Suppl.*, **4**: 1—245, pls. 1—33, text figs. 1—47; London.
- HEDBERG, H. D. (Ed.) (1976): *International stratigraphic guide*. — 1—200; New York/London/Sydney/Toronto (J. Wiley & Sons).

- HERTWECK, G. (1971 a): The animal community of a muddy environment and the development of biofacies as effected by the life cycle of characteristic species. — In: CHIMES, T. P. & HARPER, J. C. (eds.): Trace fossils: 235—242; Liverpool (Geol. J., spec. Iss.).
- (1971 b): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). V. Abfolge der Biofaziesbereiche in den Vorstrand- und Schelfsedimenten. — *Senckenbergiana maritima*, **3**: 247—276; Frankfurt a. M.
- & REINECK, H.-E. (1969): Sedimentologie der Meeresbodensenke NW von Helgoland (Nordsee). — *Senckenbergiana maritima*, (**1**) **50**: 153—164; Frankfurt a. M.
- HILTERMANN, H. (1966): Klassifikation rezenter Brack- und Salinar-Wässer in ihrer Anwendung für fossile Bildungen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 463—469; Hannover.
- IRWIN, M. L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49** (4): 445—459; Tulsa, Okla.
- JANSEN, J. H. F., VAN WEERING, Tj. C. E. & EISMA, D. (1979): Late Quaternary sedimentation in the North Sea. — In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.): The Quaternary history of the North Sea. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 175—187; Uppsala.
- JARKE, J. (1961): Die Beziehungen zwischen hydrographischen Verhältnissen, Faziesentwicklung und Foraminiferenverbreitung in der heutigen Nordsee als Vorbild für die Verhältnisse während der Miocän-Zeit. — *Meyniana*, **10**: 21—36, 9 Abb., 4 Taf.; Kiel.
- JELGERSMA, S., OELE, E. & WIGGERS, A. J. (1979): Depositional history and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea since the Eemian. In: OELE, E., SCHÜTTENHELM, R. T. E. & WIGGERS, A. J. (eds.): The Quaternary history of the North Sea. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 115—142; Uppsala.
- KOLP, O. (1974): Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeresspiegelanstiegs. — *Baltica*, **5**: 11—40; Vilnius.
- (1975): Die submarinen Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee und ihre Beziehungen zum eustatischen Meeresspiegelanstieg. — *Beitr. Meereskde.*, **35**: 1—48; Berlin.
- (1976): Submarine Uferterrassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresspiegelanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee. — *Petermanns Geogr. Mitt.*, **120** (1): 1—23; Gotha/Leipzig.
- LABAN, (1978): Holocene sediments on the Dutch part of the continental shelf. — Vortrag, NW Europ. Shelf Quat. Symp. & WORKSHOP, Edinburgh 9.—10. 3. 1978 (Mskr., unveröff.).
- LIEBAU, A. (1978): Abrieb-geschützte Foraminiferen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **157**: 119—122; Stuttgart.
- (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160** (2): 173—216; Stuttgart.
- LUDWIG, G. (1975): Schichtenverzeichnis der Bohrungen Nr. 30 bis 355 im Nordsee-Schelfbereich. MS „Irene S“-Fahrten 1974. — *Arch. Ber. NLFb*: 89 S., Hannover (unveröff.).
- MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — *Geol. Jb.*, **D 32**: 3—22, 2 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- , — & — (1981): New dates on Holocene sea-level changes in the German Bight. — *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **5**: 211—219; Liverpool.
- LUTZE, G. F. (1965): Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. — *Meyniana*, **15**: 75—147, 32 Abb., 15 Taf.; Kiel.
- (1968): Jahrgang der Foraminiferen in der Bootsand-Lagune. — *Meyniana*, **18**: 13—30; Kiel.
- (1974): Foraminiferen der Kieler Bucht (westliche Ostsee): 1. „Hausgartengebiet“ des Sonderforschungsbereich 95 der Universität Kiel. — *Meyniana*, **26**: 9—22; Kiel.
- MEYER, K.-J. (1980): Bericht über pollenanalytische Untersuchung: H 15/2 V. — *Arch.-Ber. NLFb*: 2 S.; Hannover (unveröff.).
- (1981 a): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen: Bhrg. N 168, N 188, N 210, N 245, *Arch.-Ber. NLFb*: 3 S.; Hannover (unveröff.).
- (1981 b): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen: Bhrg. 270, Bhrg. 340. — *Arch.-Ber. NLFb*: 2 S.; Hannover (unveröff.).
- MÜLLER, H. (1981 a): Palynologische Untersuchung von 2 Kernproben der Nordsee-Bohrung 133. — *Arch.-Ber. BGR*: 2 S.; Hannover (unveröff.).
- (1981 b): Palynologische Untersuchung von 3 Kernproben der Nordsee-Bohrung 85. — *Arch.-Ber. BGR*: 2 S.; Hannover (unveröff.).
- MURRAY, J. W. (1973): Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. — 1—274; London (Heinemann Educational Books).

- OELE, E. (1969): The Quaternary Geology of the Dutch part of the North Sea, north of the Frisian isles. — *Geol. Mijnbouw*, **48** (5): 467—479; s'Gravenhage.
- Late Quaternary geology of the North Sea south-east of the Dogger Bank. — In: DELANY, F. M. (ed.): *The Geology of the East Atlantic Continental Margin*, **3**, Inst. Geol. Sci., **70/15**: 25—34; London.
- (1971 b): The Quaternary geology of the southern area of the Dutch part of the North Sea. — *Geol. Mijnbouw*, **50** (3): 461—474; Delft.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen der Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. — 1—719; Neumünster (Wachholtz).
- PAZOFKA VON LIPINSKI, G. & WIEGANK, F. (1969): Foraminiferen aus dem Holozän der Doggerbank. — *Beitr. Meereskde.*, **24-25** (III): 130—174, 3 Abb., 14 Taf.; Berlin.
- REINECK, H.-E., DÖRJES, J., GADOW, S. & HERTWECK, G. (1968): Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. — *Senckenbergiana lethaea*, **49**: 261—309; Frankfurt a. M.
- & SINGH, I. B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf-mud. — *Sedimentol.*, **18**: 123—128; Amsterdam.
- & — (1973): Depositional sedimentary environments. — 1—439; Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verl.).
- & — (1980): Depositional sedimentary environments. — 2. Aufl., 1—549; Berlin/Heidelberg/New York (Springer-Verl.).
- RICHTER, G. (1961): Beobachtungen zur Ökologie einiger Foraminiferen des Jade-Gebietes. — *Natur u. Volk*, **91** (5): 163—170, 7 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1964 a): Zur Ökologie der Foraminiferen. I. Die Foraminiferen-Gesellschaften des Jadegebietes. — *Natur u. Mus.*, **94** (9): 343—353, 14 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1964 b): Zur Ökologie der Foraminiferen. II. Lebensraum und Lebensweise von *Nonion depressulum*, *Elphidium excavatum* und *Elphidium selseyense*. — *Natur u. Mus.*, **94** (11): 421—430, 4 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1965): Zur Ökologie der Foraminiferen. III. Verdriftung und Transport in der Gezeitenzone. — *Natur u. Mus.*, **95** (2): 51—62, 4 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- (1967): Faziesbereiche rezenter und subrezenter Wattensedimente nach ihren Foraminiferen-Gemeinschaften. — *Senck. leth.*, **48** (3/4): 291—335; Frankfurt a. M.
- SCHÄFER, W. (1963): Biozönose und Biofazies im marinen Bereich. — Aufsätze und Reden *Senck. Naturforsch. Ges.*, **11**: 1—37; Frankfurt a. M.
- SCOTT, D. B. & MEDIOLI, F. S. (1978): Vertical zonation of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea levels. — *Nature*, **272** (5653): 528—531; London.
- & — (1980): Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: implications for sea level studies. — *Cushman Found. Forum. Res., spec. publ.*, **17**: 1—58, 22 figs., 5 pls., 4 + 14 tabs.; Menlo Park, Cal.
- SINDOWSKI, K.-H. (1970): Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **21**: 33—46; Öhringen/Württ.
- STREIF, H. (1978): A new method for the representation of sedimentary sequences in coastal regions. — *Proc. 16th Coastal Engineering Conf. ASCE/Hamburg 1978*: 1245—1256; Hamburg.
- (1979): Die Profiltypenkarte des Holozän — eine neue geologische Karte zur Darstellung von Schichtenfolgen im Küstenraum für praktische und wissenschaftliche Zwecke. — *Die Küste*, **34**: 79—86; Heide i. H.
- & UFFENORDE, H. (1980): 1. Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben „Untersuchungen zum pleistozänen und holozänen Transgressionsgeschehen im Bereich der südlichen Nordsee“. — *DFG-Ber.*: 1—32; Hannover (unveröff.).
- & — (1981): 2. Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben „Untersuchungen zum pleistozänen und holozänen Transgressionsgeschehen im Bereich der südlichen Nordsee“. — *DFG-Ber.*: 1—29; Hannover (unveröff.).
- WEFER, G., WEBER, M. & ERLKENKUSER, H. (1978): Sandablagerungen während der postglazialen Transgression in der Eckernförder Bucht (westliche Ostsee). — *Senckenbergiana marit.*, **10** (1/3): 39—61; Frankfurt a. M.
- WINN, K. (1974): Present and Postglacial Sedimentation in the Great Belt Channel (Western Baltic). — *Meyniana*, **26**: 63—101; Kiel.
- WUNDERLICH, F. (1980): Transgression und Umlagerung im Gebiet des Helgoland-Riffs. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 213—219; Hannover.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	32	203—212 1 Abb., 2 Tab.	<i>Hannover 1982</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

## Paläoböden der Paderborner und Briloner Hochfläche

ECKE VON ZEZSCHWITZ \*)

Pedogenesis, paleosol, terra calcis, terra fusca, terra rossa, Upper Pleistocene, weathering, marly limestone, Cenoman, Turon, Lower Gretaceous, soil erosion, Pliocene, Pleistocene, plateau, size distribution, major element analysis. Rhine Westphalian Bassin, Tableland Paderborn, Tableland Brilon, Nordrhein-Westfalen, TK 25 Nr.: 4419, 4617

**Kurzfassung:** Auf den Plateaus der Paderborner Hochfläche haben sich im Jungpleistozän Terrae calcis entwickelt. Aus den Mergelkalksteinen des Cenoman 2 sind Hottensteinverwitterungsdecken hervorgegangen. Die Mergelkalksteine des Turon 2 und 3 sind demgegenüber zu Böden vom Typ der Terra fusca verwittert. Beide Bodenbildungen treten nur fossil auf; sie sind von Lößlehmen bedeckt.

Bei den Terrae calcis der Briloner Hochfläche handelt es sich dagegen meist um praecenomane Bildungen. Hier sind Böden vom Typ der Terra rossa und Terra fusca in Taschen und Spalten des Massenkalks durch cenomane Ablagerungen plombiert worden. Erst im Pliozän und Pleistozän sind diese Bodenbildungen infolge von Abtragungsvorgängen exhumiert worden.

### [Paleosols of the Paderborn and Brilon Tablelands]

**Abstract:** On the plateaus of the tableland of Paderborn „terrae calcis“ developed during the period of younger pleistocene. On the marly-limestones of the „Cenoman 2“, called „Hottensteinverwitterungsdecken“, were produced. In opposite of this on the marly-limestones of the „Turon 2 and 3“ „terra fusca“ developed. These formations of soil can be found only in fossil positions; they are covered by loess-loam.

On the contrary the „terrae calcis“ of the tableland of Brilon are most built during a „praecenoman-period“. Here, soils of the „terra rossa“ and „terra fusca“-type were conserved in pockets and crevasses of the „Massenkalk“ (limestone). But during the „pliocene“ and „pleistocene“ period these soils were laid by erosion.

### 1. Einleitung

Schon MÜCKENHAUSEN & WORTMANN (1958) stießen bei bodenkundlichen Übersichtskartierungen im Gebiet der aus cenomanen und turonen Gesteinen aufgebauten Paderborner Hochfläche auf Relikte von Paläoböden vom Typ der Terrae calcis. In den darauffolgenden Jahren bot sich dann Gelegenheit, bei den vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen zum Zwecke der forstlichen Standorterkundung durchgeführten großmaßstäbigen Bodenkartierungen (v. Zezschwitz 1958, 1964, 1970, 1975; PAAS & v. ZEZSCHWITZ 1972) diese und andere auf der Paderborner Hochfläche vorkommenden Paläoböden zu erforschen.

Die Bodenkarten im Maßstab 1:10 000 der Staatlichen Forstämter Dalheim, Böödeken und Wünnenberg sowie des Stiftsforstes Büren und des Gemeindewaldes Nettelstädt, ergänzt durch Feststellungen im Graf v. Westfalen'schen Forstamt Fürstenberg, zeigen Vorkommen, Verbreitung und typische Vergesellschaftung der Paläoböden dieses Gebietes und lassen auf deren mutmaßliche Genese schließen.

Gemessen am Kenntnisstand über die Paläoböden der Paderborner Hochfläche kann von einer Erforschung der Paläoböden der Briloner Hochfläche noch kaum gesprochen

\*) Anschrift des Autors: Dr. E. v. ZEZSCHWITZ, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 4150 Krefeld.

werden. Die in diesem Beitrag diskutierten Befunde stützen sich nämlich nicht auf Kartierungen, sondern sind das Ergebnis zufälliger Einzelbeobachtungen. Wenn trotzdem das Gebiet der Briloner Hochfläche bei der Behandlung der Paläoböden ostwestfälischer Hochebenen in das Thema einbezogen wurde, so deshalb, weil beide Hochflächen (im Ortsbereich von Bleiwäsche) zusammenstoßen und die cenomanen Ablagerungen sich noch heute bis weit auf die höher gelegene, aus mitteldevonischem Massenkalk aufgebaute Briloner Hochfläche erstrecken.

Im übrigen ist die Frage nach der Herkunft der dem Massenkalk aufliegenden Verwitterungsdecken schon früh gestellt worden (PAECKELMANN 1931 a), ohne daß es indessen seither möglich war, sie erschöpfend zu beantworten (FINKE 1971). Die Mitteilung von weiteren Einzelergebnissen soll es ermöglichen, Ansatzpunkte zukünftiger Untersuchungen aufzuzeigen.

## 2.1. Paläoböden der Paderborner Hochfläche

### 2.1.1. Hottenstein-Schlufflehmdecken

Auf den von Mergelkalksteinen des Cenoman 2 gebildeten Plateaus befinden sich weit verbreitet mächtige fossile Verwitterungsdecken, die sich durch einen sehr hohen Gehalt an Hottensteinen auszeichnen. Diese als Hottenstein-Schlufflehmdecken in die Literatur eingeführten Substrate sind aus Frostschutt, der kryoturbar und/oder soliflukktiv mit älteren Lössen vermengt wurde, hervorgegangen (v. ZEJSCHWITZ 1967). Aufgrund der Erstreckung der Plänerschotterströme bis hin zur Lippe und deren Verzahnungen mit anderen pleistozänen Bildungen (LOTZE 1951) ist die Entstehung der Frostwanderschuttdecken in die Saale-Kaltzeit zu stellen. Ausgangs der Saale-Kaltzeit mögen auf den Plateaus bis zu 4 m mächtige Reste der mit Löß vermengten Schuttdecken verblieben sein. Im Bereich von flachen Spülmulden, die sich teilweise weit auf die Plateaus hinauf erstrecken, sind die Schuttdecken sogar heute noch bis zu 5 m mächtig (MNICH 1979). Während des Eems unterlagen sie der Lösungsverwitterung und Verlehmung. Auf diese Weise wurden die Mergelkalksteine des Frostwanderschutts oder die gleichsam in der Lößmatrix schwimmenden Mergelkalksteine unter Erhaltung ihrer typischen Plänergestalt langsam entcarbonatisiert. Aus den Mergelkalksteinen entstanden Hottensteine.

Eingangs der Weichsel-Kaltzeit wurden die Hottenstein-Schlufflehmdecken erneut von Solifluktionsvorgängen erfaßt, wengleich in bedeutend geringerem Ausmaß als während der Saale-Vereisung. Hochglazial sedimentierte wiederum Löß. Dessen von der Erosion belassene Verlehmungsprodukte bedecken die hottensteinigen Paläoböden im allgemeinen nur noch schleierartig in Mächtigkeiten von 2 bis 5 dm. Diese Decklehme sind meist nur schwach hottensteinig, ein Zeichen dafür, daß die fossilen Hottenstein-Schlufflehmdecken von den Solifluktionsphasen am Ende der Weichsel-Kaltzeit kaum mehr betroffen waren, während die Lössen und deren Verwitterungsprodukte als Fließerden verlagert wurden und dabei Hottensteine aus dem Unterboden aufnahmen.

STILLE (1903) hat wohl als einer der ersten über das Vorkommen und die massenhafte Verbreitung der Hottensteine auf der südlichen Paderborner Hochfläche (Cenoman 2) berichtet. Seither ist dem Hottenstein wenig Aufmerksamkeit gewidmet worden. Nur bei ARNOLD (1965) finden sich einige gesteinsphysikalische Daten, die von HESEMANN (1975) übernommen wurden.

Nach SCHERP (1979) besteht der die typischen Hottensteine liefernde Cenoman-Pläner (Bl 4419 Kleinenberg, R 349153, H 571104) zu 56,2 Gew.‰ aus Calcit und zu 22,8 Gew.‰ aus Quarz sowie zu etwa je 1 ‰ aus Feldspat, 3 ‰ aus Kaolinit und 17 ‰ aus Illit und Illit-Montmorillonit, wovon etwa 3 ‰ auf Glaukonit entfallen, der röntgen-

diffraktometrisch als Illit erfaßt wird. Der Illit-Montmorillonit liegt als Mixedlayer-Mineral mit regelmäßiger Wechsellagerung von Illit und Montmorillonit vor. Calcit-freies Material (durch Behandlung mit Monochloressigsäure aus dem Pläner gewonnen) besteht zu 52 Gew.-% aus Quarz; der Rest im wesentlichen aus Tonmineralen. Aufgrund der zahlreichen in der mikritischen Calcitgrundmasse liegenden carbonatischen Fossilien und Fossilbruchstücke ist das Gestein als glaukonithaltiger biomikritischer Mergelstein zu bezeichnen.

In den Hottensteinen (Bl. 4419 Kleinenberg, R 349148, H 571187) beträgt der diffraktometrisch festgestellte Quarzanteil demgegenüber 60 %. Der Tonanteil ist im Vergleich zum künstlich entkalkten Mergelstein bedeutend geringer (höchstens 15 %). Der Illit-Montmorillonit zeigt dabei eine sehr viel stärkere Abnahme als der Kaolinit. Die restlichen Bestandteile des Hottensteins (etwa 25 bis 30 %) sind röntgenamorph und bestehen, nach den Dünnschliffen zu urteilen, wahrscheinlich überwiegend aus amorpher Kieselsäure. Diese bildet einen Teil der Grundmasse des Hottensteins, in die außer den Tonmineralen zahlreiche angerundete Quarze von 0,03 bis 0,08 mm  $\varnothing$  eingebettet sind. Das Gestein besitzt sehr viele Mikroporen (nach ARNOLD 1965 bis zu über 50 %), die infolge herausgelöster Fossilien meist rundliche Formen aufweisen.

Hottensteine sind demnach aus dem Cenoman-Pläner durch Auslaugungs- und Verwitterungsprozesse entstanden. Als Folge dieser Vorgänge hat bei der Umwandlung des Pläners zum Hottenstein der Anteil des Illit-Montmorillonit deutlich abgenommen. Aufgrund der Untersuchungsergebnisse liegt es deshalb nahe anzunehmen, daß die Bildung der Hottensteine dadurch verursacht wird, daß nach der Entcarbonatierung die bei der Verwitterung der Tonminerale freiwerdende Kieselsäure in amorpher Form im Gestein verbleibt und eine Art Gerüst bildet, während die Kationen in Lösung weggeführt werden.

Abrieb von Hottensteinen besteht nahezu vollständig aus Schluff (vgl. Tab. 1, Spalte 4). Das zwischen den Hottensteinen der Hottenstein-Schlufflehmdecken befindliche Bodenmaterial besteht dagegen, wie die zahlreichen in Tab. 1 zusammengestellten Ergebnisse von Schlämmanalysen zeigen, bodenartlich aus schluffig-tonigem Lehm. Die Tonsubstanz kann verschiedener Herkunft sein. Teilweise stammt sie sicherlich aus den eingemengten verlehnten saaleiszeitlichen Lössen. Substanzen in der Größenordnung der Tonfraktion werden daneben aber auch aus dem Gesteinszerreibsel freigeworden sein, das während der Solifluktuationsphasen in den Schuttdecken entstand und deren Mobilität bewirkte.

Nach den Untersuchungsergebnissen von SCHERP (1979) zu urteilen, dürfte im wesentlichen Quarz freigeworden sein, Tonminerale dagegen nur untergeordnet. Die an 12 Bodenproben des aus schluffig-tonigem Lehm bestehenden Zwischenmittels der Hottenstein-Schlufflehmdecken erzielten röntgenographischen Untersuchungsergebnisse\*) sprechen für eine derartige Zusammensetzung der Tonfraktion. Außer einem rund 20 %igen röntgenamorphen Rest besteht diese in allen Proben weitgehend übereinstimmend aus etwa 60 % Quarz, 5 bis 10 % Serizit und Illit, 5 % Chlorit, 5 % Montmorillonit und 3 % Feldspat, der vorzugsweise den älteren Lössen entstammen dürfte.

Die in Tab. 2 zusammengestellten T- und S-Werte bestätigen die vermuteten Zusammenhänge. Mit rund 13 mval/100 g Boden ist der schluffig-tonige Lehm ungewöhnlich sorptionsschwach, ein Zeichen dafür, daß in der Tonfraktion neben Tonmineralen nicht unerhebliche Quarzanteile vorhanden sein müssen. Unter Abnahme der Basensättigung (95 % im IICv-Horizont  $\rightarrow$  61 % im IICvBv-Horizont  $\rightarrow$  bis  $<$  10 % im IIFv-Hori-

\*) Für die Durchführung der röntgenographischen Untersuchungen wird Herrn Dr. G. STADLER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, gedankt.

Tab. 1: Körnungen von Paläoböden der Paderborner und Briloner Hochfläche

Gebiet	Vorkommen	geologisches Ausgangsmaterial	Bodenbildung		Korngrößenzusammensetzung in % des Feinbodens < 2 mm							Bodenart	Anzahl untersuchte Proben
			Substrat oder Bodentyp	Horizont	< 0,002	0,002 — 0,006	0,006 — 0,02	0,02 — 0,06	0,06 — 0,2	0,2 — 0,6	0,6 — 2,0		
Paderborner Hochfläche	weit verbreitet auf Plateaus vorkommend	Mergelkalksteine des Cenoman 2	verbraunte Hottenstein-Schlufflehm-Decke	IIfB <sub>v</sub>	35	14	21	26	3	1	—	utL	38
				IIC <sub>v</sub> B <sub>v</sub>	38	16	23	20	2	1	—	utL	6
				IIC <sub>v</sub>	40	16	22	16	4	1	1	utL	5
			Hottensteine	3	18	39	40	—	—	—	U	1	
	vereinzelt auf Plateaus	Kalksteine des Cenoman 3	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	63	12	11	13	1	—	—	IT	4
weit verbreitet auf Plateaus	Mergelkalksteine des Turon 2, 3 u. 4	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	56	16	13	14	1	—	—	IT	37	
Briloner Hochfläche	in Steinbrüchen, Straßenbau-Aufschlüssen und Kabelgräben	Kalksteine des oberen Mitteldevons (Massenkalk)	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	66	8	7	10	3	3	3	T	5
			Terra rossa	aus 28 m Tiefe	79	8	4	7	1	1	—	T	1

Tab. 2: Chemische Kennwerte von Paläoböden der Paderborner und Briloner Hochfläche

Gebiet	Vorkommen	geologisches Ausgangsmaterial	Bodenbildung		pH KCl	CaCO <sub>3</sub> %	V %	mval/100 g		% von S				Bodenart	Anzahl untersuchte Proben
			Substrat oder Bodentyp	Horizont				T	S	Ca	Mg	K	Na		
Paderborner Hochfläche	weit verbreitet auf Plateaus vorkommend	Mergelkalksteine des Cenoman 2	verbraunte Hottenstein-Schlufflehm-Decke	IIfB <sub>v</sub>	4,0	—	9	12,8	1,2	89	5	3	3	utL	38
				IIC <sub>v</sub> B <sub>v</sub>	4,2	—	61	16,1	9,8	93	4	2	1	utL	6
				IIC <sub>v</sub>	6,8	Spur	95	12,9	12,2	97	—	2	1	utL	5
	vereinzelt auf Plateaus	Kalksteine des Cenoman 3	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	6,5	1,6	89	28,9	24,4	96	2	2	—	IT	4
	weit verbreitet auf Plateaus	Mergelkalksteine des Turon 2, 3 u. 4	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	4,6	—	64	26,5	16,9	91	7	2	—	IT	37
Briloner Hochfläche	in Steinbrüchen, Straßenbau-Aufschlüssen und Kabelgräben	Kalksteine des oberen Mitteldevons (Massenkalk)	Terra fusca	IIfB <sub>v</sub>	7,1	2,6	94	22,4	21,0	93	4	2	1	T	5
			Terra rossa	aus 28 m Tiefe	7,5	2,2	100	16,6	16,6	81	17	2	—	T	1

zont) sind die Hottenstein-Schlufflehmdecken verbraunt. Begraben unter jüngeren Lößfließerden oder schleierartig vorhandenen Decklehmern stellen sie das fossile Relikt eines eem- und weichselzeitlich entstandenen Paläobodens dar, der, obwohl aus Oberkreidekalken hervorgegangen, mit pH-Werten von 4,0 stark sauer ist. Abb. 1 zeigt die kartierten Verbreitungs-Areale dieser Bodenbildung, die im Gebiet der Paderborner Hochfläche an die vom Cenoman-Pläner gebildeten Plateaus gebunden sind.

## 2.1.2. Terra fusca-Relikte

### 2.1.2.1. Terra fusca-Relikte aus Kalksteinen des Cenoman 3

Aus den hochprozentigen Kalksteinen des Cenoman 3 (95 %  $\text{CaCO}_3$  nach ARNOLD (1977, 91 %  $\text{CaCO}_3$  nach v. ZEJSCHWITZ 1964) sind im Gebiet der Paderborner Hochfläche während eines langen Verwitterungszeitraumes Böden vom Typ der Terra fusca hervorgegangen. Relikte dieser Böden sind nur örtlich auf erosionsfernen, isoliert gelegenen kleinen Plateaus erhalten geblieben. Ein solches von der Erosion wenigstens teilweise belassenes Vorkommen befindet sich auf dem Hayersberg, einem riedelartigen schmalen Plateau zwischen Altenau- und Piepenbachtal (vgl. Abb. 1). Mit einem mittleren Tonanteil von 63 % stellt diese Terra fusca bodenartig einen lehmigen Ton bis Ton dar (vgl. Tab. 1). Die hohe Sorptionskapazität von rund 29 mval/100 g Boden (vgl. Tab. 2) deutet auf erhebliche Anteile von Montmorin-Mineralien in der Tonfraktion hin. Sekun-

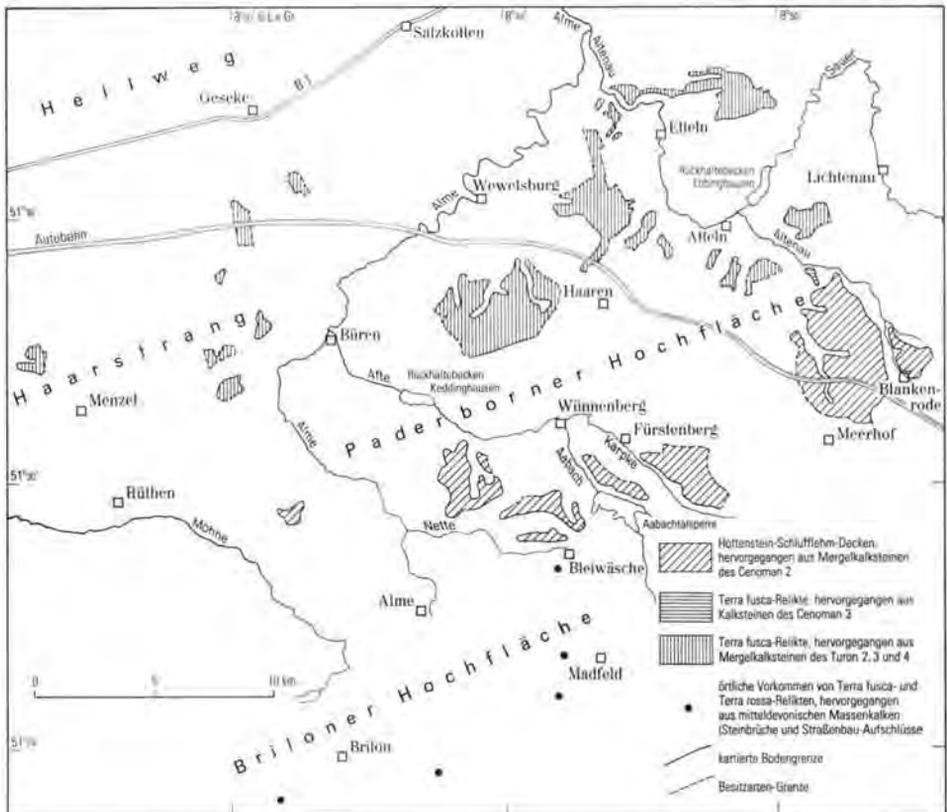


Abb. 1: Die Vorkommen von Paläoböden auf der Paderborner und der Briloner Hochfläche

där eingemengtes carbonatisches Material (Kalkstein-Splitter) ist für die neutrale Bodenreaktion und die mit 89 % festgestellte hohe Basensättigung des ursprünglich sicher saureren Terrae-Materials verantwortlich.

#### 2.1.2.2. Terra fusca-Relikte aus Mergelkalksteinen des Turon 2, 3 und 4

Aus den Mergelkalksteinen des Turon 2, 3 und 4, die auf der Paderborner Hochfläche weiträumige Plateaus bilden, haben sich durchweg Böden vom Typ der Terra fusca entwickelt. Über ihre kartierte Verbreitung gibt Abb. 1 Auskunft. Gemessen am vergleichsweise geringen Lösungsrückstand der Kalksteine des Cenoman 3 ist bei der Lösungsverwitterung der turonen Mergelkalksteine, die einen Carbonatgehalt von rund 80 % besitzen, bedeutend mehr bodenbildende Mineralsubstanz angefallen. Nach der Entstehung der saaleiszeitlichen Frostschuttdecken dürften in den langen Verwitterungszeiträumen (vor allem im Eem) aus den Frostschuttresten deshalb ziemlich mächtige Terrae-Decken entstanden sein, die vielleicht bis zu 2 m mächtig waren. Weichseiszeitlich wurde deren Mächtigkeit soliflukktiv jedenfalls auf 5 bis 10 dm verkürzt. Die Terrae-Relikte wurden dann von den Lössen dieser Kaltzeit bedeckt. Ähnlich wie für die Deckschichten der Hottenstein-Schlufflehmedecken (unter 2.1.1. beschrieben), blieben von den äolischen Sedimenten nur schleierartig vorkommende Lehme als geringmächtige Decklehme auf den tonigen Reliktböden erhalten. Lediglich im Bereich von Mulden, Rinnen und an Unterhängen gehen diese Decklehme in Lößfließerden größerer Mächtigkeit über.

Hinsichtlich ihrer Körnung sind die aus turonen etwas tonärmer als die aus cenomanen Gesteinen entstandenen Terrae-Relikte (vgl. Tab. 1). Dies beruht wahrscheinlich auf weichseiszeitlichen Umlagerungen, die sich auf den schwach geneigten großen Turon-Plateaus besonders stark auswirken konnten. Wie nämlich mikromorphologische Befunde\*) zeigen, besteht das Terrae-Material häufig aus einer innigen Vermengung von Braunlehm-(Terra fusca-), grau gebleichtem ehemaligem Braunlehm- und aus Lößlehm-Material. Während die Braunlehm- und die (infolge von Staunässeinflüssen) grau gebleichten Braunlehmanteile fast nur aus Ton bestehen, enthalten die Lößlehmanteile reichlich Quarzschluff sowie etwas Hornblende. Die verschiedenen Anteile sind in Form von Schlieren, Bröckchen (Tonkonglomerate) und in Geröllen (Ballengefüge) miteinander vermischt. Indizien also, die zusammen mit teilweise vorhandenen schwachen Schrägschichtungen das Terrae-Material als (soliflukktiv) umgelagert ausweisen.

Wie die in Tab. 2 zusammengestellten Analysenwerte (Mittel von 37 Proben) zeigen, liegt die Sorptionskapazität der aus turonen Gesteinen hervorgegangene Terra fusca mit 26,5 mval nur wenig unter derjenigen der aus cenomanen Gesteinen hervorgegangenen Terra fusca. Dagegen sind S-Wert, Basensättigung und pH-Wert sehr viel niedriger als bei dieser. Stellt man ferner den Carbonatgehalt der weichseiszeitlich in die Terrae eingemengten Lössen in Rechnung, so dürften die eemzeitlichen Terrae-Bildungen ehemals sogar noch basenärmer gewesen sein. Röntgenographische Untersuchungen der Tonsubstanz\*\*) ergaben dann auch teilweise unerwartet hohe Gehalte an Koalinit (als Fireclay vorliegend), die bis zu 20 % betragen, ein Zeichen für intensive (basenzehrende) Verwitterungsprozesse in den Terrae-Decken.

Die weichseiszeitliche Lößbedeckung der Terrae-Relikte muß ursprünglich nicht unerheblich gewesen sein. Auf den Turon-Plateaus konnten jedenfalls aus den Lößfließerden Parabraunerden entstehen, deren typisches B<sub>1</sub>-Material im obersten Schüttgut bronzezeit-

\*) Für die Durchführung der mikromorphologischen Untersuchungen wird Herrn Dr. F.-D. ERKWOIT, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, gedankt.

\*\*\*) vgl. Fußnote Seite 205.

licher Grabhügel nachgewiesen wurde (v. ZEJSCHWITZ 1980). Seit der mittleren Bronzezeit sind diese Bodenbildungen aus Lößlehm siedlungsbedingt bis auf nur mehr 2 bis 3 dm mächtige Decklehme — die zudem stark der Pseudovergleyung unterlagen — abgetragen worden.

## 2.2. Paläoböden der Briloner Hochfläche

Für die im Bereich der Briloner Hochfläche gefundenen Paläoböden sind die Kreidelikte auf dem Massenkalkplateau (PAECKELMANN & KÜHNE 1936 a, 1936b) von besonderem Interesse. Die cenomanen und präcenomanen Sedimente (Oberalb) reichen von Bleiwäsche im NE-Zipfel des Massenkalkplateaus (445 m über NN) mit Unterbrechungen inselartig bis nach Radlinghausen (470 m über NN). Nach dem Vorkommen und der Verbreitung der zahlreichen verkieselten Kreide-Blöcke zu urteilen — sie stellen Verwitterungsbildungen der jungkretazisch-tertiären Landoberfläche dar — haben die Kreidesedimente ursprünglich das gesamte Plateau bedeckt. Seit der Kreidezeit kann somit keine bedeutende flächenhafte Abtragung stattgefunden haben. Paeckelmann (1931 b) veranschlagt sie mit insgesamt nicht mehr als 30 Meter. Auch das von CLAUSEN et al. (1978) festgestellte Fehlen von jungen oberkretazischen und älteren tertiären Karstsedimenten im Massenkalk der benachbart gelegenen Warsteiner Carbonatplattform spricht dafür, daß beide Massenkalkplateaus bis zum Jungtertiär noch von den Schichten der Kreide verhüllt waren. Mithin stellt die Briloner Hochfläche eine relativ junge pliozän-altpleistozäne Einebnungsfläche dar, die allerdings präcenoman schon weitgehend vorgeprägt war. Vorgefundene Paläoböden sind deshalb entweder plombierte und dann exhumierte präcenomane Bildungen oder sie sind erst im Jungtertiär oder Pleistozän entstanden.

Diese Paläoböden werden nachfolgend — im Westteil der Briloner Hochfläche beginnend — der Reihenfolge ihrer Fundpunkte nach (vgl. Abb. 1) beschrieben. Sie liegen am Süd- und Ostrand des Briloner Massenkalkplateaus.

In dem südwestlich von Brilon gelegenen, aufgelassenen Kalkspatbruch (Bl. 4617 Brilon, R 346739, H 569400) findet sich bis in 29 m Tiefe auf Klüften und Schichtfugen des Eskesberger Kalkes ein leuchtend rot gefärbter Ton. Nach dem Ergebnis der Schlämmanalyse entfallen 79 % des Feinbodens auf die Tonfraktion, ein auch für Tonböden ungewöhnlich hoher Tongehalt. Die mit 16,6 mval ermittelte Sorptionskapazität ist dagegen auffällig niedrig. Wenn auch Eisen- und Tonmineralbestimmungen sowie andere weiterführende Untersuchungen noch fehlen, sprechen doch bereits die Fundumstände angesichts des vorliegenden Kalkgesteins (der Briloner Massenkalk besitzt nach VOGLER 1977 mindestens 98 %  $\text{CaCO}_3$ ) dafür, daß es sich um Relikte einer präcenomanen Terra rossa handelt. Ähnliche, ebenfalls noch nicht identifizierte Bildungen sind übrigens von CLAUSEN et al. (1978) im Paläokarst des Warsteiner Massenkalkes unter glaukonitführenden Sedimenten gefunden worden. Möglicherweise sind diese Paläoböden-Relikte auch mit den von MEINECKE (1963) beschriebenen Terra rossa-Bildungen der weiter westlich gelegenen Massenkalkplateaus des Sauerlandes vergleichbar, die allerdings pliozänen Alters sein sollen.

Das zweite Terrae-Vorkommen befindet sich ostwärts von Brilon am Hangfuß des Romberges (Bl. 4617 Brilon, R 347407, H 569504). Der Fundpunkt liegt in unmittelbarer Nähe der südlichen Verbreitungsgrenze des Massenkalks, unweit des Hauptgrünsteinzuges, der von der Cenoman-Transgression nicht überschritten wurde (PAECKELMANN 1936). In diesem etwa 500 m über NN gelegenen Gebiet wurde der Massenkalk von der (nach N) rückschreitenden Erosion im Jungtertiär zuerst von den cenomanen Ablagerungen befreit und lag wahrscheinlich bereits zu Beginn des Pliozäns als bodenbildendes Substrat für die Verwitterung frei.

Die hier in Spalten und Taschen bis in Tiefen von 1 m gefundenen Terrae-Relikte bestehen aus lehmigem Ton ( $56\% < 0,002\text{ mm}$ ), der rotbraun gefärbt ist und bei hoher Sorptionskapazität (31,6 mval) und Basensättigung (78 %) ein kleinpolyedrisches Gefüge aufweist. Die mit 6 Gew. % bestimmten Sandanteile des Feinbodens bestehen aus Quarz, der den Basisschichten der ehemaligen Kreideüberdeckung entstammen dürfte. Der hohe Steingehalt des Terrae-Materials (Massenkalk) läßt auf pleistozäne Vermengungen mit Frostschutt schließen. Der für reines Terrae-Material zu niedrige Tongehalt legt die Vermutung nahe, daß außerdem Löß eingemengt worden ist. Aufgrund der genannten Fundumstände wird das Paläoboden-Relikt als eine jungtertiär-altpleistozäne Bildung angesehen, ähnlich den Terrae-Relikten des Frankenwaldes, die STREBEL (1961) ins Pliozän stellt.

In dem südsüdostwärts vom Stommel gelegenen Steinbruch (Bl. 4518 Madfeld, R 347980, H 569895) wurde in etwa 40 m Tiefe Terrae-Material geborgen, das den Massenkalk in Schlottenwandungen 1 bis 2 cm dick bekleidete. Die im Feinboden mit 20 Gew. % bestimmten „Sand“-Anteile erwiesen sich als Kalkstein-Splitter. Sie sind als Indiz für Umlagerung (Einwaschung in den Karst) zu werten. Legt man diese carbonatischen Feinstgrusanteile rechnerisch auf die Ton- und Schlufffraktionen der ermittelten Körnung um, ergibt sich, daß das Terrae-Material aus einem Ton besteht, dessen auf die Tonfraktion entfallender Anteil über 70 % liegt. Der blaßgelb gefärbte Ton besitzt mit 8,1 mval eine ganz ungewöhnlich niedrige Sorptionskapazität.

Infolge von Straßenbauarbeiten war die Oberfläche des Massenkalkes an der von Madfeld nach Radlinghausen führenden Straße im Jahre 1972 gut aufgeschlossen, vor allem südöstlich der Höhe 488,6 m. Straßenböschungen und Kabelgräben zeigten hier auf mehr als 300 m Länge unter einer im wesentlichen aus Lößlehm bestehenden Deckschicht zahlreiche bis zu 2 m in den Massenkalk reichende zapfenartige Karsttaschen und Spalten. Die Taschenfüllungen bestanden aus bräunlichgelben und leuchtend hellgelben Tonen, vermengt mit etwas Sand und Kies (Quarze und Lydite). Bei Tongehalten von  $> 70\%$  und sehr hoher Sorptionskapazität (bis zu 33 mval) sind diese Bildungen als fossile Paläoboden-Relikte zu klassifizieren. Die fraglos aus den sandig-kiesigen Basisschichten der ehemaligen Kreidebedeckung stammenden, sekundär in das Terrae-Material eingemengten Sande und Kiese legen ein präcenomanes Alter dieser Paläoboden-Relikte nahe. Bedenkt man ferner, daß im nahen Radlinghausen die ungestört gelagerten basalen Kreideschichten in 470 m Höhe anstehen, also nur etwa 10 m tiefer als am Aufschluß, wird deutlich, daß die Reliktböden wahrscheinlich exhumierte, bis ins Pliozän plombierte präcenomane Bildungen darstellen.

In dem bei Bleiwäsche gelegenen Steinbruch der Firma Eley (Bl. 4518 Madfeld, R 347917, H 570359) wurden ebenfalls Terrae-Relikte gefunden. Dieses teilweise bis zu 20 m in die Karstschlotten eingespülte Material besitzt ähnliche Eigenschaften wie die Schlottenauskleidungen im Steinbruch am Stommel. Hier wie dort erweisen sich die „Sand“-Anteile carbonatisches Feinbodenmaterial. Die Sorptionskapazität steht mit 14,6 mval zwar in keinem so schroffen Gegensatz zum stark tonigen Bodenmaterial wie am Stommel, doch ist sie ebenfalls recht niedrig.

Fundumstände und Analysenwerte der bisher im Bereich der Briloner Hochfläche geborgenen Paläoböden lassen die Genese dieser Terrae-Relikte gleichsam schlaglichtartig erkennen. Im Gegensatz nämlich zu den auf der Paderborner Hochfläche großflächig an der heutigen Landoberfläche vorkommenden Terrae-Bildungen und Hottenstein-Decken, die im Pleistozän entstanden sind, dürften die im Massenkalk der Briloner Hochfläche verborgenen Paläosol-Relikte zwar teilweise tertiären, überwiegend aber präcenomanen Alters sein.

### 3. Schriftenverzeichnis

- ARNOLD, H. (1965): Einige gesteinsphysikalische Daten vom Hottenstein. — *Decheniana* **118**: 107—108, 1 Tab.; Bonn.
- (1977): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. — *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100 000: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C. D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H.* **10**: 577—589, 5 Abb.; Stuttgart.
- FINKE, L. (1971): Die Verwertbarkeit der Bodenschätzungsergebnisse für die Landschaftsökologie, dargestellt am Beispiel der Briloner Hochfläche. — *Bochumer Geograph. Arb.*, **10**: 84 S., 10 Tab.; Paderborn.
- HESEMANN, J. (1975): *Geologie Nordrhein-Westfalens*. — 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- LOTZE, F. (1951): Das Quartär der Hellwegebene bei Geseke. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*; 33—38; Stuttgart.
- MEINECKE, F. (1963): Das Vorkommen von Terrarossa und Gelblehm auf Massenkalk im Sauerland. — *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 715—726, 4 Abb.; Hannover.
- MNICH, J. (1979): Das mittlere Diemeltal bei Marsberg und seine angrenzenden Hochflächen. — *Diss., Univ. Bonn*: 355 S., 74 Abb.; Bonn.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H. (1958): Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300 000. — 144 S., 7 Tab., 10 Taf.; Krefeld (*Geol. L. A. Nordrhein-Westf.*).
- PAAS, W. & v. ZEJSCHWITZ, E. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000 des Staatl. Forstamtes Wünnenberg. — 21 S., 2 Abb., *Ber. Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld. — [Unveröff.].
- PAECKELMANN, W. (1931 a): Der Massenkalkboden von Brilon in Westfalen. — *Mitt. Lab. Preuß. Geol. L. A.* **13,2**: 20 S., 6 Tab.; Berlin.
- (1931 b): Die Rumpffläche des Nordöstlichen Sauerlandes. — *Jb. Preuß. Geol. L. A.*, **52**: 472—519, 2 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- (1936): Erläuterungen zur *Geol. Kt.* 1:25 000 Bl. 4617 Brilon. — 67 S., 3 Abb.; Berlin (*Preuß. Geol. L. A.*).
- & KÜHNE, F. (1936 a): Erläuterungen zur *Geol. Kt.* 1:25 000 Bl. 4517 Alme. — 61 S., 1 Abb., 1 Tab.; Berlin (*Preuß. Geol. L. A.*).
- & — (1936 b): Erläuterungen zur *Geol. Kt.* 1:25 000 Bl. 4518 Madfeld. — 79 S., 1 Tab.; Berlin (*Preuß. Geol. L. A.*).
- STILLE, H. (1903): Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. — 129 S., 3 Abb., 6 Taf.; Berlin (*Preuß. Geol. L. A.*).
- STREBEL, O. (1961): Tertiäre Bodenbildungen und Verwitterungsreste im Frankenwald. — *Geol. Jb.*, **78**: 609—620, 1 Taf.; Hannover.
- SCHERP, A. (1979): Petrographische Untersuchung eines Hottensteins und seines Herkunftsgesteins, des Cenoman-Pläners. — 7 S., 2 Abb.; *Ber. Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld [Unveröff.].
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. — 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld (*Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*).
- VON ZEJSCHWITZ, E. (1958): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000 des Gemeindewaldes Nettelstädt. — 18 S., 5 Tab.; *Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld. — [Unveröff.].
- (1964): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000 des Staatl. Forstamtes Dalheim. — 30 S., 4 Abb., 2 Tab.; *Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld. — [Unveröff.].
- (1967): Zur Geschichte und Vergesellschaftung typischer Böden der Paderborner Hochfläche. — *Decheniana*, **118**: 222—234, 5 Abb.; Bonn.
- (1970): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000 des Staatl. Forstamtes Böddecken. — 24 S., 1 Abb., 2 Tab.; *Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld. — [Unveröff.].
- (1975): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000 des Stiftsforstes Büren. — 20 S.; *Arch. Geol. L. A. Nordrh.-Westf.*, Krefeld. — [Unveröff.].
- (1980): Reliktisches und jungholozänes Tonfließplasma in bronzezeitlichen Grabhügeln auf der Paderborner Hochfläche. — *Fundber. aus Hessen*, **20** (FISCHER-Festschr.): 423—447, 2 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.

## Über eine Arbeit zum Quartär des Gutenzeller Rottales (Württ.)

INGO SCHAEFER \*)

Für die Veröffentlichung einer Arbeit über das Gutenzeller Rottal (Württ.) hat sich bislang noch keine Möglichkeit geboten: Für einen Zeitschriftenaufsatz zu lang (120 Schreibmaschinenseiten). Eine Kürzung würde die Beweisführung leiden lassen; hierzu ist nicht nur die Vorlage der eigenen Beobachtungen und Ergebnisse (von 1937 bis 1982) notwendig, sondern auch die kritische Sichtung der bisherigen Literatur (seit PENCK & BRÜCKNER 1901/09). Ein weiterer gegebener Platz (ohne besondere Umfangbeschränkung) wäre ein Zeitschriften-Ergänzungsband; solche sind aber selten, und ein entsprechender — zu Fragen des Quartärs — konnte für die nächste Zeit nicht in Erfahrung gebracht werden. Da es sich bei dieser Arbeit um durchwegs neue Beobachtungen mit grundlegenden Ergebnissen handelt, die für das württ. wie das bayer. Quartär und besonders ihre Beziehungen zueinander von maßgebender Bedeutung sein dürften, erscheint es — schon in Hinblick auf weitere Arbeiten in diesem für die alpine Quartärstratigraphie wichtigen Gebiet — notwendig, wenigstens die in der Zusammenfassung erscheinenden Ergebnisse der wissenschaftlichen Öffentlichkeit vorzulegen. Im angefügten Schriftenverzeichnis sind nur jene aufgeführt, die hier zitiert werden.

### Zusammenfassung

1. Im württ. (Gutenzeller) Rottal sind für die Eiszeitforschung Oberschwabens vor allem in den Jahren nach dem letzten Kriege entscheidende Anstöße erfolgt. Schon längst nötigte aber der enge Zusammenhang der württ. Riß-Illerplatte, in die das Tal eingebettet ist, mit der bayer. Iller-Lechplatte zu bislang noch fehlenden vergleichenden und verbindenden Untersuchungen.
2. Die Talau der Rot ist erfüllt von einer periglazialen Ablagerung der Würmeiszeit, die im Spät- und Postglazial meist umgelagert wurde.
3. Darüber finden sich Reste von zwei periglazialen Ablagerungen der Rißeiszeit (in der 7/10 m — und 12/15 m — „unteren Hochterrasse“); sie verbinden sich im N mit entsprechenden fluvioglazialen des Donautales und im S mit solchen, die an Alt-moränen wurzeln.
4. Seitlich wird das Tal von hochliegenden fluvioglazialen Ablagerungen begrenzt, den altdiluvialen „Deckenschottern“ ALBRECHT PENCK'S. Indem sie aber auch den Nebentälern angehören, zu denen sie übergreifen oder gar überwechseln, bleiben sie von dieser Untersuchung, die allein dem Rottal gilt, ausgeschlossen.
5. Die Masse der diluvialen Ablagerungen steckt in den „oberen Hochterrassen“. Es sind jene, die dem Rottal seine besondere Rolle in der Quartärforschung des östlichen Rheingletschers gegeben haben.

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. I. SCHAEFER, 8032 Gräfelfing bei München, Maria Eichstr. 120.

6. Bei ihnen handelt es sich nicht nur um zwei fluvioglaziale Schotter (den sog. Tannheimer und Haslacher), deren Alter sehr verschieden gedeutet wurde (von der Riß- über die Mindel- und über eine „Haslach“- bis zur Günzzeit), sondern um insgesamt 9 Schotter. Der letzte wandelt sich im Rottal zu einem periglazialen, wie danach auch die rißeiszeitlichen.

Ihre Selbständigkeit ist nach jeder Richtung hin gesichert — stratigraphisch, petrographisch, geomorphologisch sowie mit ihren Fortsetzungen im Donautal nach Bayern und dort in den Tälern von Günz und Mindel aufwärts bis zu den Endmoränen.

7. Überall — letztlich an den um Memmingen liegenden klassischen loci typici für die alpine Eiszeitforschung — zeigt sich ihre Altersstellung: U n t e r dem Grönenbacher Feld (loc. typ. für die Mindeleiszeit) und ü b e r dem Hitzenhofer Feld (loc. typ. für die Rißeiszeit). Sie gehören also der Paareiszeit an, deren gesonderte Stellung zwischen der Riß- und Mindeleiszeit im Gebiet des diluvialen Isar-Loisachgletschers erwiesen ist (SCHAEFER 1975). Dazu sind in der Iller-Lechplatte die untersten Teile des Grönenbacher (1973) und des Eisenburger (1979b) sowie des Warmisrieder Feldes (1979a) zu stellen. Die Paareiszeit ist damit für das ganze südbayerische und südwürttembergische Gebiet erwiesen.
8. Die Einfügung einer auch im Gebiet des östlichen Rheingletschers für notwendig gehaltenen neuen Eiszeit ist — vom unzutreffenden „Haslachschorter“ ausgehend — nicht als „Haslacheiszeit“ möglich; sie ist nicht zwischen die Günz- und Mindeleiszeit zu legen, sondern nur zwischen die Mindel- und Rißeiszeit: eben als Paareiszeit.

Entsprechend fällt die Mehrzahl der in den Altmoränen dieses Teiles des östlichen Rheingletschers gefundenen Interglazialvorkommen nicht in ein „Haslach“/Mindel-Interglazial, also v o r die Mindeleiszeit, sondern — wie etwa der Hauerzer Torf — erst danach, in das Mindel/Paar-Interglazial. Manche ältere sind günz-/mindel-, andere jüngeren paar/riß-interglazial.

9. Der „Zeiler Schotter“ scheint — ebenso wie der „Tannheimer“ und der „Haslacher“ — mehrere verschieden alte Schotter zu enthalten. An dem d u r c h g e h e n d günzeiszeitlichen Alter muß gezweifelt werden. Der Schotter bei Schloß Zeil selbst dürfte mindeleiszeitlich sein. Das könnte auch für die nur im obersten Haslachtal erhaltenen drei ältesten Rottalschotter (I—III) gelten.
10. Anders als in einer Reihe jüngerer (vorwiegend Heidelberger) Arbeiten verlautet, bleibt es bei den grundlegenden Erkenntnissen BARTHEL EBERLS (1930) über die fluvioglaziale Sedimentation: Es gibt nur Talschotter, keine Deckenschotter. Das gilt für das ganze Diluvium, nicht erst ab der Günzzeit, und das gilt für das württembergische wie für das bayerische Diluvium.
11. Auch findet sich im württembergischen Diluvium die gleiche Erscheinung einer größeren Zahl von Glazialen Serien, die zu einer Eiszeit gehören, wie im bayerischen. Gibt es in der Würmeiszeit im allgemeinen nur eine (bestenfalls zwei) und in der Rißeiszeit zwei (bestenfalls drei) Glaziale Serien, so zeigt die Paareiszeit (vom Rheingletscher bis zum Inn-gletscher) davon eine ganze Folge. Dasselbe ist auch in der Mindel-, Günz-, Donau- und Bibereiszeit zu erkennen.
12. Im nördlichen Alpenvorland scheint in der Würm- wie in der Rißeiszeit nicht der ganze Ablauf eiszeitlichen Geschehens, vor allem nicht jener des langen Anfangs, einen geologischen und geomorphologischen Niederschlag gefunden zu haben; er zeigt sich nur in Form weniger, meist paläobotanischer Spuren. Bis zur Paareiszeit jedoch reichten die Wirkungen stärkerer klimatischer Depressionen von Anfang an und ohne Verzug weit ins Alpenvorland (SCHAEFER 1981).

13. Wie in allen fluvioglazialen Haupttrinnen zeigen sich auch im Vorland des östlichen Rheingletschers nur ebene Aufschüttungssohlen. Sie sind nach wie vor das wichtigste stratigraphische Element zur Gliederung des alpinen Diluviums. Getrepte Aufschüttungs-Querprofile hat es nicht gegeben und muldenförmige sind die Ausnahme; sie erscheinen nur in kurzzeitigen oder kleinen Nebenrinnen. Derlei widerspricht den fluviatil-dynamischen Prozessen im periglazialen Umland diluvial vereister Hochgebirge. Diese irrige Vorstellung hat hier, wie in anderen Teilen des Alpenvorlandes, den Weg zur Erkenntnis der stratigraphischen Verhältnisse erschwert oder versperrt.
14. Bei der Anschüttung der Schotter in Form langhingezogener Schwemmkegel („Schotterstränge“) kam es vielfach zu Scheitelüberhöhungen. Das führt — vor allem bei späterer Erosion — leicht zu stratigraphisch falschen Schlüssen. Besonders in solchen Fällen ist der Blick stets auf den ganzen Schotter — nach seiner Mächtigkeit wie Erstreckung — zu richten.
15. Der Verwitterungstiefgang ist im württembergischen Gebiet — gegenüber dem im bayerischen östlich der Iller — ungewöhnlich. Von ihm allein ist aber kein Hinweis — auch kein ungefährer — auf das Alter der Schotter und Moränen möglich. Im N, am und im Donautal ist derselbe Schotter nur noch um den halben Betrag verwittert und in ihm weiter abwärts noch weniger.
16. Das Altmoränengebiet südlich und südwestlich des Rottals ist — geomorphologisch: nach dem Landschaftsbild sowie geologisch: nach den Schichten an der Oberfläche — mitteldiluvial. Wie in der Iller-Lechplatte ist sein größerer Teil, der mit den hohen Altmoränen und oberen Hochterrassen, paareiszeitlich. Der kleinere, weiter zurückliegende und tiefere, mit den niederen Altmoränen und unteren Hochterrassen, ist rifeiszeitlich. Diese lassen zwei Gletscherstände erkennen, an deren Endmoränen die 12/15 m — und 7/10 m — Hochterrassen anschließen. Vorerst: „Hauptriß“- (R I) und „Jungrißeiszeit“ (R II). Abseits des Untersuchungsgebietes scheinen noch Zeugen für ein weiteres Stadium (R III) vorhanden zu sein.
17. Im Altmöränengebiet entstanden drei Gletscherbecken, das Wurzacher, Gospoldshofer und Leutkircher (dies mit dem Wielazhofer Teilbecken). In der Paareiszeit sind von allen dreien fluvioglaziale Schotter zur Donau entsandt worden; in der Rifeiszeit nur noch vom Leutkircher, keine vom Gospoldshofer, und vom Wurzacher gelangten sie nur auf ein kurzes Stück ins Rottal.
18. Nach dem Kristallinanteil ist keine Gliederung der Schotter möglich. Das muß stratigraphisch und geomorphologisch geschehen. Erst wenn dies erfolgt ist, lassen sich nach dem für den einzelnen Schotter ermittelten Kristallinanteil weitere Schlüsse ziehen — zur Herkunft, zum Oberlauf, zur Mündung in ein anderes Tal, zur Abgrenzung im einzelnen u. a. mehr.  
Ein in Moränen oder Schottern fehlender oder geringer Kristallinanteil geht nur in wenigen, meist räumlich begrenzten Fällen auf Übernahme aus älteren kristallinarmen Schottern zurück. Ebenso erlaubt er keinen Rückschluß auf Zustrom aus dem Tertiärgebiet des Eschach/Kürnachwaldes (Adelegg) oder gar aus einem alpinen Argengebiet. Der Unterschied beruht auf verschiedenen Einzugsgebieten der einzelnen Teile des östlichen Rheingletschers.
19. Im SW hat die württ. (Gutenzeller) Rot (mit den Schottern I—IX) ihr Einzugsgebiet von der Mindeleiszeit über die Paareiszeit hinweg behalten. Ihre Zuflüsse Ölbach und Haslach entwässern noch heute die nördlichen, größeren Teile des Wurzacher und Gospoldshofer Altmoränenbeckens.

Im O setzte sich das rechte Ufergelände, bis Erolzheim von alten Schottern abgedeckt, weiter nach S fort, über Berkheim und Tannheim bis zu den Ausläufern des tertiären Eschach-Kürnachwaldes (Adelegg) westlich von Legau.

Im S reichte ihr Einzugsgebiet bis zum Ende der Mindel- oder Anfang der Paareiszeit (Schotter I—III) bis Leutkirch zurück. Dem Schotter IV gelang noch der Weg zur württ. Rot über Marstetten und westlich Mooshausen—Tannheim nach Zell a. d. Rot. Die weiteren Schotter (V—VIII „Ost“) des Leutkircher Beckens schwenkten (im Aitrachtal) nach NE um, und zogen im Tal der bayer. (Weißenhorner) Roth zur Donau. Damit, nicht erst seit der Rißeiszeit, kam es zur Schüttung von Rheingletschergeröll in der Iller-Lechplatte.

20. Ein Zusammenfluß der Rot mit der Riß ist erst in der „Jungrißeiszeit“ (R II) erfolgt. Bis dahin lag das Rißtal in der linken Hälfte des heutigen und im N dicht am Albfuß. Die Rottum mündete — ohne einen Zufluß durch Rotwasser — nordöstlich Laupheim in die Rot. Beider Mündung in die Donau lag während der Paareiszeit bei Ulm, möglicherweise erst abwärts des Pfulher Kapellenberges (nordöstlich Ulm). Die Bildung der großen Talweitung bei Ulm („Iller-Mündungstrichter“) geht schon in diese Zeit zurück, also lange vor dem Erscheinen der Iller in der letzten Eiszeit (W II).

### Schriftenverzeichnis

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitfolge im nördlichen Alpenvorlande. — Augsburg (Filser).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bände, Leipzig (Tauchnitz).
- SCHAEFER, I. (1973): Das Grönenbacher Feld. Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 168—200; Öhringen.
- (1975): Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisachgletschers und ihr Verständnis aus der Kenntnis der Paareiszeit. — *Mitt. geogr. Ges. München*, **60**: 115—153; München.
- (1979 a): Das Warmisrieder Feld. Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl. — *Quartär*, **29/30**: 15—47; Bonn.
- (1979 b): Das Eisenburger Schotterfeld. Ein weiteres Beispiel für die Analyse des Altdiluviums der Iller-Lechplatte. — *Mitt. geogr. Ges. München*, **64**: 5—40; München.
- (1981): Die Glaziale Serie. Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung. — *Z. Geomorph., N.F.* **25**: 271—189; Berlin-Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 29. 6. 1982

**JULIUS FINK****ein Nachruf**

\* am 18. 4. 1918

† am 2. 4. 1981



Die Nachricht vom unerwarteten Tode JULIUS FINKS (2. April 1981) traf uns wie ein Schock. Mehr als ein Jahr später lassen viele Gespräche anlässlich des gerade zu Ende gegangenen XI. INQUA-Kongresses in Moskau erkennen, daß diese Erschütterung unter seinen vielen Freunden und Kollegen noch immer anhält: Das Unfaßliche, das trostlose „nie mehr“ bestimmen die Gespräche. Wie kaum ein anderer hat JULIUS Nachrufe verdient. Mehrere sind ihm bereits gewidmet worden; aber kann man in wenigen Worten umreißen, was ein Menschenleben ausgemacht hat? Kann man darstellen, was der Tote für Kollegen und Freunde bedeutet hat, was sein ureigenstes Werk im Gang der Erkenntnis gewesen ist?

JULIUS FINK war Beamtensohn (geboren am 18. 4. 1918 in Wien). Es liegt nahe, zu vermuten, daß sein ausgeprägter Sinn für Pflichttreue, für Loyalität dem Staat und seinen Kollegen gegenüber in der elterlichen Familie gepflegt und gefördert worden ist. Aber diese Erziehung nutzte, soweit sie hier überhaupt richtig erschlossen wird, nur eine tiefe Veranlagung, die den späteren menschlichen Kontakten verschiedener Persönlichkeiten zu JULIUS FINK die so erfreuliche, wohl-tuende Beständigkeit gab.

Die Schulzeit am Humanistischen Gymnasium und in der Bundeserziehungsanstalt schloß JULIUS FINK 1936 „mit Auszeichnung“ ab. Die anschließende kurze Dienstzeit als Einjährig-Freiwilliger im Österreichischen Bundesheer sollte ihm offenbar die Hände frei machen zu dem geplanten Studium, das 1937 in den Fächern Geographie und Geschichte, sehr bald aber in den Disziplinen Geologie und Geographie aufgenommen wurde. Der Zweite Weltkrieg unterbrach die Ausbildung. Zwei schwere Kriegsverletzungen brachten ihn an den Rand des Verderbens, so daß er bereits 1943 aus dem Kriegsdienst entlassen werden mußte. Im selben Jahr hatte er aber auch seine Lebensgefährtin FRIEDERICKE FINK, geb. WIESER, gefunden, die von nun an mit ihm gemeinsam alle Schritte dieses an Höhen und Tiefen reichen Lebens gegangen ist, und die ihm stets reichlich Kraft, Rückhalt und Freude gegeben hat.

Am 14. März 1944 wurde JULIUS FINK mit einer Arbeit über geomorphologische und lithologische Probleme des Gebietes um Mariazell zum Dr. rer. nat. promoviert und konnte noch im selben Jahr eine Assistentenstelle am Geologischen Institut der Universität Wien antreten, und zwar zunächst bei K. LEUCHS, dann bei L. KOBER. Das Kriegsende machte einen Wechsel in der Anstellung erforderlich: JULIUS FINK übernahm eine Assistentenstelle am Institut für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur in Wien. So schmerzlich der Wechsel gewesen sein mag, er gab dem Verstorbenen die einzigartige Möglichkeit, das Fach Bodenkunde von Grund auf kennen und beherrschen zu lernen. Dies aber stellte zweifelsohne die entscheidende Voraussetzung für seine späteren Erfolge im Rahmen der Quartärgeologie dar. Denn schon sehr schnell hatte JULIUS FINK die hohe Bedeutung rezenter Böden für eine richtige Interpretation „fossiler Laimenzonen“ erkannt, so daß er sich bereits am 13. Oktober 1950 mit einer Arbeit über fossile Böden im niederösterreichischen Löß und über ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie und die Quartärstratigraphie hatte habilitieren können („Geologie, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung auf die Bodenkunde“, 1956 umgewandelt in „Geologie und Bodenkunde“).

Neben der Betreuung der Sammlungen des erwähnten Instituts galt es, Bodenuntersuchungen und Bodenkartierung in Forschung und Lehre voranzutreiben. JULIUS FINK unterzog sich dieser Aufgabe gern und offenbar auch außerordentlich tatkräftig und umsichtig, war er doch bereits ab 1949 Mitglied des ersten österreichischen Bundesschätzungsbeirates, ab 1971 sogar Konsulent des zweiten Bundesschätzungsbeirates und Konsulent der österreichischen Bodenkartierung (1954—1969).

Erst 1956 wurde JULIUS FINK als Titular-a.o.-Professor ständiger Hochschulassistent. Dies mag gerade heute hervorgehoben werden, da oft über die Schwierigkeiten geklagt wird, eine sichere Dauerposition zu finden: Die Kriegsgeneration hatte es in nichts leichter gehabt, aber sie schaffte ihren Weg trotz aller äußerer Hindernisse.

JULIUS FINK hatte nie die Verbindung zur Geographie abreißen lassen, der er nicht nur infolge seines Studiums, sondern auch infolge des großen wissenschaftlichen Vorbildes von ALBRECHT PENCK innerlich stets verbunden geblieben war. Es kam hinzu, daß er Bodenkartierung und quartärgeologische Arbeiten immer nur in Bezug auf die gesamte Landschaft gesehen hatte. Dies hat er selbst wiederholt hervorgehoben, selbst noch kurz vor seinem Tode. So erstaunt es nicht, daß JULIUS FINK 1969 zum Ordentlichen Professor für Geographie an der Universität Wien berufen worden ist, eine Tatsache, die ihm zweifelsohne große Freude und Genugtung bereitet hatte, die ihm aber auch fühlbar die Bürde auferlegt hatte, seinen berühmten Vorgängern zu entsprechen. Dieses Vermächtnis war bei ihm in wissenschaftlichen Arbeiten und Vorträgen, aber auch in persönlichen Gesprächen stets deutlich zu spüren.

JULIUS FINK war ein ungewöhnlich fleißiger wissenschaftlicher Arbeiter. Hiervon legen seine Feldbücher beredtes Zeugnis ab, in denen alle Geländebeobachtungen sorgfältig eingetragen und nach Jahren mit neuen Beobachtungen derselben Lokalität verglichen worden sind. Es kam hinzu, daß JULIUS FINK über eine bemerkenswert gute, vorurteilsfreie Beobachtungsgabe verfügt hat, in der der lokale Einzelbefund und die generelle räumliche Situation glücklich vereinigt waren. Andererseits wußte er auch, die gewonnenen Erkenntnisse klar, eindringlich und überzeugend darzustellen, und er scheute keine Mühe, keinen persönlichen Einsatz, um zu neuen Erkenntnissen zu gelangen oder um Kollegen, die anderer Meinung als er waren, im Gelände, am Objekt selbst zu überzeugen. Sehr eindrucksvoll ist mir dies aus eigener Anschauung in Erinnerung, als JULIUS FINK seine Ansichten über die Gliederung der Letzten Eiszeit PAUL WOLDSTEDT, HORST REMY und mir im Verlauf einer mehrtägigen Exkursion in Niederösterreich didaktisch meisterhaft darstellte.

Angesichts derartiger wissenschaftlicher Erfolge und der unbestrittenen Fähigkeiten in Verwaltung und Lehre erstaunt es nicht, daß JULIUS FINK vielfach Ehrenämter zu bekleiden hatte: 1961 bis 1965 Präsident der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, 1969 bis 1972 Präsident der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 1961 bis 1969 Vorsitzender der Subkommission für Lößstratigraphie der INQUA, 1969 bis 1977 Präsident der Lößkommission der INQUA, 1976 bis 1978 Erster Vorsitzender der Deutschen Quartärvereinigung. Den hierdurch in reichlicher Menge anfallenden Arbeiten widmete sich JULIUS FINK stets außerordentlich präzise und verantwortungsbewußt. Die notwendigen Kräfte schöpfte er aus seiner liebevollen Familie.

JULIUS FINK hat kein abgeschlossenes Lebenswerk hinterlassen: Viel zu sehr stand er bis in die letzten Tage seines Lebens mitten in der Forschung. Infolgedessen fällt es schwer, das Oeuvre richtig zu würdigen, denn manches war durchaus im Fluß.

Wie erwähnt, wußte JULIUS FINK stets geologische und feldbodenkundliche Forschungen zum Nutzen beider Disziplinen miteinander zu vereinen; er kannte aber auch ihre genuinen Probleme und leistete auf beiden Gebieten Hervorragendes. Andererseits war der Verstorbene geprägt durch ALBRECHT PENCK'S Gedankengänge über die Gliederung und über die Gliederungsprinzipien des Eiszeitalters. Offenbar aus diesem Grund nahm anfangs die Auseinandersetzung mit den SOERGEL'schen Ansichten einen so breiten Raum in seinem Schaffen ein. Die zweifellos erste große wissenschaftliche Leistung stellt die Herausarbeitung der Löß- und fossilen Bodenprovinzen Österreichs dar, die in der Ausgliederung der Trocken- und der Feuchten Lößlandschaft und der angeblich intermediären Übergangszone gipfelte. Die typologisch unterschiedlichen Böden des „Stillfrieder“ und des „Linzer Komplexes“ wurden durch einen umfassenden räumlichen Vergleich als Äquivalente erkannt und in ihrer stratigraphischen Stellung (Letztes Interglazial und Beginn der Letzten Eiszeit) theoretisch fixiert. Sie stellen damit den Ausgangspunkt für eine sehr fruchtbare stratigraphische und paläoökologische Arbeit der unter JULIUS FINK'S Leitung stehenden Lößkommission der INQUA dar, der es ja immerhin gelungen ist, die mittel- und jungpleistozänen Löss Europas stratigraphisch zu gliedern, paläoökologisch zu erfassen und kartographisch darzustellen. Bei diesen Arbeiten spielte der Vergleich mit rezenten Böden und mit ihrer Abhängigkeit von Ausgangsmaterial und Klima eine ganz entscheidende Rolle, aber JULIUS FINK übersah auch nicht, in wie starkem Maße der Mensch störend in das Gefüge der Landschaft, in die Ausbildung der Böden eingegriffen hatte. Seine zahlreichen bodenkundlichen Arbeiten legen hiervon beredetes Zeugnis ab, versuchte er in ihnen doch, Spontanes vom Anthropogenen zu trennen. Diese Studien können als exzellente Beispiele für vorsichtiges, umfassendes wissenschaftliches Arbeiten gelten.

Gemäß den PENCK'schen Vorstellungen sah JULIUS FINK die Letzte Eiszeit anfänglich als eine einheitliche, ungegliederte Zeit an: Jede Eiszeit brachte nur einen Gletschervorstoß, damit aber auch nur einen Schotterkörper, und derjenige der Letzten Eiszeit datierte aus dem „Frühglazial“, das vom Ende des Letzten Interglazials bis zum „Paudorf-Interstadial“ gereicht hatte. Das „Paudorf-Interstadial“ bezeichnete eine unbedeutende Wärmeschwankung innerhalb der Letzten Eiszeit; die „Göttweiger Bodenbildung“ war für JULIUS FINK in diesen ersten Jahren aber das zweifelsfreie Äquivalent des Letzten Interglazials, nicht aber eines Interstadials der Letzten Eiszeit, wie damals vielfach angenommen worden war. Die technisch schnell immer vollkommener werdende <sup>14</sup>C-Datierung organischen Materials wußte der Verstorbene, gemeinsam mit HL. DE VRIES, planmäßig in die Untersuchungen einzubeziehen, allerdings nicht in blinder Datengläubigkeit, sondern in vorsichtigen Versuchen darüber, wie weit diese Methode überhaupt bei fossilen Böden interpretierbare Ergebnisse zu liefern vermöchte. Maß JULIUS FINK der Datierung des als Äquivalent des „Paudorf-Interstadials“ aufgefaßten „Stillfried-B-Bodens“ eine hohe Bedeutung bei, so erblickte er in Datierungen der Humuszonen des „Stillfrieder Komplexes“ doch nur Hinweise auf Alterstendenzen oder auf Mindestalter. In diesen Jahren trat aufgrund der eigenen Forschungen in den Österreich im E und SE benachbarten Ländern die „Staublehmprovinz“ zu den erwähnten Lößprovinzen, die JULIUS FINK später ähnlich intensiv beschäftigte, wie die von KARL BRUNNACKEN weiter im W herausgearbeitete „Decklehmprovinz“, boten sich doch hiermit Möglichkeiten, das Bild der eiszeitlichen Klimaräume weiter zu verfeinern und zu präzisieren.

In zahlreichen Veröffentlichungen und im Rahmen der Lößkommission trug JULIUS FINK die erwähnten Erkenntnisse beredt, klar und bisweilen auch scharf vor: Ein Denkschema war gefunden, das sich in vielen Landschaften Europas zu bewähren schien. Sehr bezeichnend ist aber für die Arbeitsweise des Verstorbenen, und damit auch für seine persönliche Haltung, daß er bereits 1965, sehr deutlich 1966, nicht zögerte, aufgrund neuen Tatsachenmaterials zunächst die Vorstellung von der einheitlichen Letzten Eiszeit aufzugeben und statt dessen eine Gliederung in zwei gleichberechtigte, doch klimatisch voneinander verschiedene Kaltphasen und ein trennendes bedeutendes Interstadial („Paudorf“) zu fordern. Diese Änderung in der bisher als gültiges Schema angenommenen Auffassung wurde kurz danach von einem noch wesentlich einschneidenderen Wechsel gefolgt, nämlich von der durch die Mollusken-Untersuchungen von LOŽEK und KOVANDA erzwungenen Aufgabe der Begriffe „Göttweig“ und „Paudorf“, da sich die Reste der entsprechenden fossilen Böden

beider Typlokalitäten als interglaziale Bildungen herausgestellt hatten, wobei das „Paudorf“ vielleicht dem Letzten Interglazial entsprechen mag (oder auch einem etwas älteren), das „Göttweig“ aber auf jeden Fall sehr viel älter sein mußte. Mit dieser neuen Einsicht war weiterhin verbunden, daß der Begriff der „Übergangslandschaft“ zwischen Feuchter und Trockener Lößlandschaft aufzugeben war. JULIUS FINK scheute nicht vor diesem Schritt zurück. Wenige Jahre später veröffentlichte der Verstorbene weitere Änderungen an dem bisher mit Verve vertretenen Schema: Hatte er noch 1966 angenommen, daß die Flüsse pro Eiszeit nur einen einzigen Schotterkörper gebildet hatten und daß schon deswegen aus dem „Riß-Komplex“ Älteres wohl am besten auszugliedern sei, daß weiterhin die Donau bei Wien während des Holozäns keine nennenswerte Erosionsleistung vollbracht habe, so war 1973 die Zeit für eine Revision reif: In der angeblich insgesamt letzteiszeitlichen „Praterterrasse“ waren reichlich holozäne Baumstämme gefunden worden, die als riß-eiszeitliche Bildung angesehene „Gänserndorfer Terrasse“ mußte aber mit anderen Schotterkörpern zusammengeschlossen und in das Alt- bis Mittelpleistozän gestellt werden, ja es ergaben sich Bedenken, ob man überhaupt noch an der Donau davon ausgehen dürfe, daß Schotterkörper nur während Kalt- oder Eiszeiten gebildet werden, ob es nicht vielmehr auch interglaziale Schotterkörper gäbe. Wenig später (1975) kam der Zweifel hinzu, ob nicht tatsächlich, wie VLADIMIR ŠIBRAVA mehrfach betont hatte, auch ein scheinbar einheitlich kaltzeitlicher Schotterkörper aus zwei Eiszeiten und einer zwischengeschalteten Warmzeit stammen könne: Das früher lebhaft vertretene Denkschema war in Fluß geraten, manches hatte sich als Irrtum erwiesen, was JULIUS FINK früher vertreten hatte. Hierbei faszinierte mich immer wieder, mitzuerleben, wie der Verstorbene mit diesen notwendigen Änderungen fertig geworden ist: Da die wissenschaftliche Erkenntnis für ihn nie eine Frage des persönlichen Ruhms gewesen ist, ihn vielmehr der Drang zur Erkenntnis vorantrieb, fiel es ihm leicht, nicht nur die neuen Erkenntnisse in seine Überlegungen einzubeziehen, sondern auch sofort die Konsequenzen zu bedenken und zielstrebig neue Untersuchungen gemeinsam mit zahlreichen anderen Gelehrten anzusetzen. Ja, er konnte ungeduldig oder gar ärgerlich werden, wenn noch Kollegen trotz der neuen, zwingenden Beobachtungen am Alten festhielten.

Die Gliederung des jüngeren und mittleren Pleistozäns im räumlichen und zeitlichen Rahmen war für JULIUS FINK sicher eines der zentralen Ziele, dem er sich verschrieben hatte. Das andere lag aber in der Geschichte des Ostalpenraumes und der umgebenden Landschaft seit dem Ende des Miozäns. Hier also drehte es sich um die Genese der Oberflächenformen, in Abhängigkeit von Klima und Tektonik, der er sich besonders intensiv, aber auch sehr beständig zuwandte. Der faszinierende Gegensatz zwischen den flächenhaften Altformen der Ostalpen, am Übergang zur Ungarischen Tiefebene, und den pleistozänen Tälern forderten ihn zu geomorphologischen und paläopedologischen Untersuchungen heraus. Für mich unvergesslich sind seine Führungen durch diese herrlichen Landschaften, Exkursionen, bei denen JULIUS FINKS Landeskenntnis ebenso bestach, wie die Klarheit der Beobachtung und die Schärfe der Argumentation. Oberflächenformen und Sedimente legten dort den Gedanken an einen mehrmaligen entscheidenden Klimawechsel nahe: Vom subtropisch-tropischen Klima des Pannons über ein semiarides Klima des Oberpliozäns, das sich der Verstorbene gerne als demjenigen der heutigen Lur ähnlich vorstellte, bis hin zu dem hektischen und so häufigen Klimawechsel des Pleistozäns. Natürlich kamen immer wieder die großen Gegensätze zwischen geomorphologischem Befund und paläobotanischen Analysen gerade am Übergang vom Tertiär zum Quartär zur Sprache, die JULIUS FINK zunächst mit Hilfe des doch nur sehr lokalen botanischen Materials zu erklären versuchte, die ihn dann aber auch seit 1975 zweifeln ließ, ob es sich denn bei den oberpliozänen Oberflächenformen am Ostrande der Alpen tatsächlich um echte Pedimente handele, zumal da manche Datierung aus dem erwähnten Zeitraum für den Verstorbenen recht unsicher gewesen ist, wenn er sich auch stets intensiv bemüht hatte, präzise Altersangaben zu machen. So wird es leicht verständlich, daß in den letzten Lebensjahren in immer umfangreicherm Maße der Versuch zur Geltung gekommen war, mit Hilfe der Paläomagnetik klarere Altersmarken zu erhalten. Er, der manchem anderen Verfahren zur „absoluten“ Datierung skeptisch gegenüber gestanden hatte, so lange sich die erhaltenen Daten nicht mit dem Geländebefund deckten, verwandte erhebliche Zeit, Mühe und Kosten, um die paläomagnetischen Untersuchungen vorantreiben zu lassen, denn er hatte sehr schnell erkannt, daß auf diesem Wege wichtige Schritte der Reliefentstehung besser in einen ungefähren zeitlichen Rahmen gebracht werden können, als mit allen anderen geomorphologischen Methoden. So weisen gerade seine letzten Arbeiten, die in starkem Maße paläomagnetische Untersuchungen mit dem Bestreben nutzen, dem bisher Erarbeiteten ein zeitliches Korrektiv gleichsam als Gerippe zu geben, weit in die Zukunft: JULIUS FINK stand mitten in der stürmisch voranschreitenden Forschung, als ihn der Tod so überraschend ereilte.

Im Verlauf des Gesagten ist manche Charaktereigenschaft des Verstorbenen erwähnt worden. Das Bild wäre aber unvollständig, wenn nicht noch einige weitere Züge dieses ungewöhnlichen Menschen gestreift würden. Ein großer Teil seiner wissenschaftlichen Erfolge war darin begründet, daß für JULIUS FINK die richtige wissenschaftliche Erkenntnis alles, die Frage danach, wer sie zum ersten Male gewonnen habe, unbedeutend gewesen ist. Das besagt nicht, daß er mit seinen Erkennt-

nissen scheue Zurückhaltung geübt habe. Zweifellos war das Gegenteil der Fall; aber er war stets bestrebt, bei der Erforschung eines Problems diejenigen Disziplinen vorbehaltlos zusammenzubringen, die entscheidende Aussagen zu machen gestatten könnten. Hierin war er ein Meister, wobei er alle etwaigen Sprachschwierigkeiten schnell übersprang und dabei Gelehrte hohen Ranges, wenn auch sehr unterschiedlicher Nationalität und unterschiedlichen Temperamentes zur gemeinsamen Forschung gewonnen hatte. Ich glaube, daß dies nur dadurch gelungen ist, daß jeder der Beteiligten die Aufrichtigkeit des Anliegens, das wissenschaftliche Feuer gespürt hatte. Das galt auch bei einem anderen sehr charakteristischen Zug, nämlich bei dem Streben zur Wahrhaftigkeit: JULIUS FINKS Arbeiten bestechen unter anderem deswegen so sehr, weil in ihnen nicht nur der Geländebefund klar dargestellt ist, sondern weil in zahlreichen Beispielen versucht worden ist, das Erkannte kartographisch darzustellen. Dies zwingt zu einer ganz ungewöhnlich starken Präzision, jede Karte stellt aber auch ein Bekenntnis dessen dar, was man nun tatsächlich weiß. JULIUS FINK hat diese Bekenntnisse nie gescheut, ja sie waren für ihn gerne gesuchte Möglichkeiten, Bilanz zu ziehen über das, was bekannt bzw. noch unklar ist. Karten fördern zum Widerspruch heraus, ihn aber wollte er haben, allerdings mußte er wohl begründet sein, sonst konnte JULIUS recht heftig werden: Das unverbindliche wissenschaftliche Gerede lag ihm garnicht. Aber mir scheint, daß auch die von ihm bei derartigen Gelegenheiten Getroffenen schließlich doch stets die Ehrlichkeit des Bemühens eingesehen hatten.

JULIUS FINK hatte einen großen, internationalen Freundeskreis. Er liebte die menschlichen Kontakte, das offene Gespräch über wissenschaftliche, menschliche, historische oder politische Probleme. So folgte man sehr gerne Einladungen in die Alserbachstraße in Wien, wo seine liebe Frau und er die Gäste in fröhlichen und ernsten Gesprächen bezauberten. Es schmerzt sehr, daß dies alles nun der Vergangenheit angehören soll.

Ein vollständiges Schriftenverzeichnis findet sich in dem von FRANZ FLURI verfaßten Nachruf, abgedruckt in: Almanach der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 131, 295—306, Wien 1982.

B. Frenzel



# 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 nummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

## Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1/2zeilig, 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 unterstrichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozan wird **Holozan** (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 geschwängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

## Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für 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.

