

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

DREIZEHNTER BAND

MIT 58 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 5 TAFELN

1962

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

Eiszeitalter und Gegenwart	Band 13	Seite 1-240	Ohringen/Württ. 1. Oktober 1962
----------------------------	---------	-------------	---------------------------------

Deutsche Quartärvereinigung

Hannover, Wiesenstraße 1
Postscheckkonto: Hannover 45303

Vorstand

1. Vorsitzender : H. SCHWABEDISSEN, Köln-Lindenthal,
Weyertal 125
2. Vorsitzender : M. SCHWARZBACH, Köln, Zülpicher Str. 47
1. Schriftführer : R. SCHÜTRUMPF, Köln-Lindenthal,
Weyertal 125
2. Schriftführer : K. KAISER, Köln, Zülpicher Straße 47
Schriftleiter des
Jahrbuches : P. WOLDSTEDT, Bonn, Argelanderstr. 118
Schatzmeister : K. RICHTER, Hannover, Wiesenstr. 1
Archivar : G. LÜTTIG, Hannover, Wiesenstr. 1.

Beirat

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| J. FINK, Wien | W. KUBIENA, Reinbek |
| E. W. GUENTHER, Kiel | H. LEMBKE, Berlin |
| F. GULLENTOPS, Louvain | W. LÜDI, Zürich |
| H. ILLIES, Karlsruhe | C. RATHJENS, Saarbrücken |
| J. D. DE JONG, Haarlem | |
-

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 15.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 7.50 DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf das oben genannte Postscheckkonto zu überweisen.

Anmeldung neuer Mitglieder beim 2. Schriftführer.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an den Schriftleiter.

Reklamationen wegen fehlender Hefte an den Schatzmeister, Prof. K. RICHTER, Hannover, Wiesenstr. 1.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Im Auftrage des Vorstandes

und unter Mitwirkung zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

PAUL WOLDSTEDT

DREIZEHNTER BAND

MIT 58 ABBILDUNGEN IM TEXT

UND 5 TAFELN

1962

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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	<i>Band 13</i>	<i>Seite 1-240</i>	<i>Ohringen/Württ. 1. Oktober 1962</i>
-----------------------------------	----------------	--------------------	--

*Gedruckt mit Unterstützung
der Deutschen Forschungsgemeinschaft*

Schriftleitung dieses Bandes: P. Woldstedt

Für den Inhalt ihrer Arbeiten sind allein die Verfasser verantwortlich

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

INHALT

A. Aufsätze

	Seite
<i>AHORNER, LUDWIG :</i>	
Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht	24—105
<i>AVERDIECK, F.-R.:</i>	
Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein	5— 14
<i>BRUNNACKER, KARL :</i>	
Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb.	125—128
<i>BRUNNACKER, MARGRIT, & BRUNNACKER, KARL :</i>	
Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München	129—137
<i>BÜDEL, JULIUS :</i>	
„Die beiden interstadialen Würmböden in Süd- bayern“	178—180
<i>GENIESER, KURT :</i>	
Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe	141—156
<i>GRAUL, HANS :</i>	
Die Niederterrassenfelder im Umkreis der Alpen	181—196
<i>ITERMANN, JOHANN :</i>	
Ein Faustkeil des „ <i>Homo steinheimensis</i> “	19— 23

	Seite
<i>JACOBSHAGEN, V., MÜNNICH, K. O., & VOGEL, J. C.:</i>	
Das Alter des Schädels von Rhünda. III.	138—140
<i>KRAUS, E. C.:</i>	
Herr J. Büdel und die Gliederung der Würmeiszeit	227—230
<i>LIEDTKE, HERBERT:</i>	
Vergletscherungsspuren und Periglazialerscheinungen am Südhang des Lovćen östlich von Kotor	15— 18
<i>LÜTTIG, G. W., & MAARLEVELD, G. C.:</i>	
Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe	231—237
<i>MÜLLER, W.:</i>	
Der Ablauf der holozänen Meeresstransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung	197—226
<i>MUSIL, RUDOLF:</i>	
Zur Problematik der Datierung von Würm-Sedimenten auf der Basis paläontologischer Funde	106—114
<i>SMOLÍKOVÁ, LIBUŠE, & LOŽEK, VOJEN:</i>	
Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis	157—177
<i>WOLDSTEDT, PAUL:</i>	
Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns	115—124
B. Buchbesprechungen	238—240

Das Interglazial von Fahrenkrug in Holstein

Ein Beitrag zur Frage des Buchenvorkommens im Jungpleistozän

Von F.-R. AVERDIECK, Kiel

Mit 3 Abbildungen und einer Tafel (I).

Zusammenfassung. Die Neuuntersuchung des Interglazialvorkommens von Fahrenkrug bei Segeberg (Holstein) ergab ein saale/weichselinterglaziales Alter (Zone e bis i). Die Angabe von Rotbuche, *Fagus silvatica* L., muß auf eine Fehlbestimmung zurückgeführt werden.

Da bisher Rotbuchenfunde älteren Datums durch Nachuntersuchungen nicht bestätigt werden konnten, muß mit dem Fehlen von *Fagus* mindestens für das Jungpleistozän Nord- und Mitteleuropas gerechnet werden. Ausnahmen, die vermutlich in ein Würm-Interstadial zu stellen sind, sind aus dem Alpengebiet bekannt. Möglicherweise hängen hiermit fernverwehte Buchenpollen in einigen Fundplätzen des Brörup-Interstadials zusammen.

Summary. A new investigation of the interglacial of Fahrenkrug near Segeberg (Holstein) proved it to be of Saale/Weichsel interglacial age (Zone e—i according to JESSEN & MILTHERS 1928). The mentioning of beech (*Fagus silvatica* L.) apparently was a mistake in determination.

The older findings of beech could not be confirmed by later researches. It seems that *Fagus* was absent at least during the younger Pleistocene of Northern- and Middle-Europe. Exceptions are known from the Alps. Probably they come from an interstadial of the Würm Glaciation. Long range transported pollen grains of *Fagus* of some localities of the Brörup Interstadial are possibly connected herewith.

Einleitung

Das Dorf Fahrenkrug, ca. 2 km westlich von Segeberg, erregte die Aufmerksamkeit, als man im Jahre 1889 in geringer Tiefe auf ein „Braunkohlenlager“ gestoßen zu sein glaubte. Durch mehrere Bohrungen war unter etwa 6 m Deckgebirge eine Mächtigkeit von 2 bis 3 m bei einer Ausdehnung von ca. 45 ha erschlossen worden. Der Versuch, dieses Lager wirtschaftlich auszubeuten, wurde nach Anlage eines tiefen Grabens im angeblichen Zentrum des Feldes aufgegeben. Schon vorher war ein Schachtbau heruntergetrieben worden, durch den es C. A. WEBER ermöglicht wurde, den Aufbau des Flözes zu studieren. In seiner 1893 veröffentlichten Abhandlung „Über die diluviale Flora von Fahrenkrug in Holstein“ gab WEBER ein umfassendes Bild über die Verlandungsfolge und den fossilen Floreninhalt des Aufschlusses. Das von ihm vorgefundene Profil lautet in abgekürzter Form:

Geschiebelehm	4,5 m
Waldtorf	0,75
Sphagnumtorf	0,30
Hypnumtorf	0,05—0,12
leberartiger Torf (Mudde)	0,25
schwarzgrauer, pflanzenführender, sandiger Schluff	
mit Übergängen nach oben und unten	0,15
toniger Feinsand mit humosen Beimengungen	1,0
harter Ton (Geschiebelehm?)	ca. 2,0

In dem Einfallen des Flözes und seiner Schichtungen sah WEBER eine spätere Störung, die er, wie die offensichtliche Abtragung an seiner Oberfläche, auf Gletscherschub zurückführte. Wesentlich war, daß WEBER in dem Aufbau der Schichten und ihrem Fossilinhalt ein autochthones Torflager pleistozänen Alters erkannte.

Die in sorgfältigen Analysen gewonnene floristische Ausbeute enthielt innerhalb der Waldflora die Rotbuche. Unter den Wasserpflanzenfunden sind die im Holozän bei uns fehlende Nymphaeacee *Cratoleura* und die ausgestorbene Najadacee *Paradoxcarpus carinatus* NEHRING hervorzuheben.

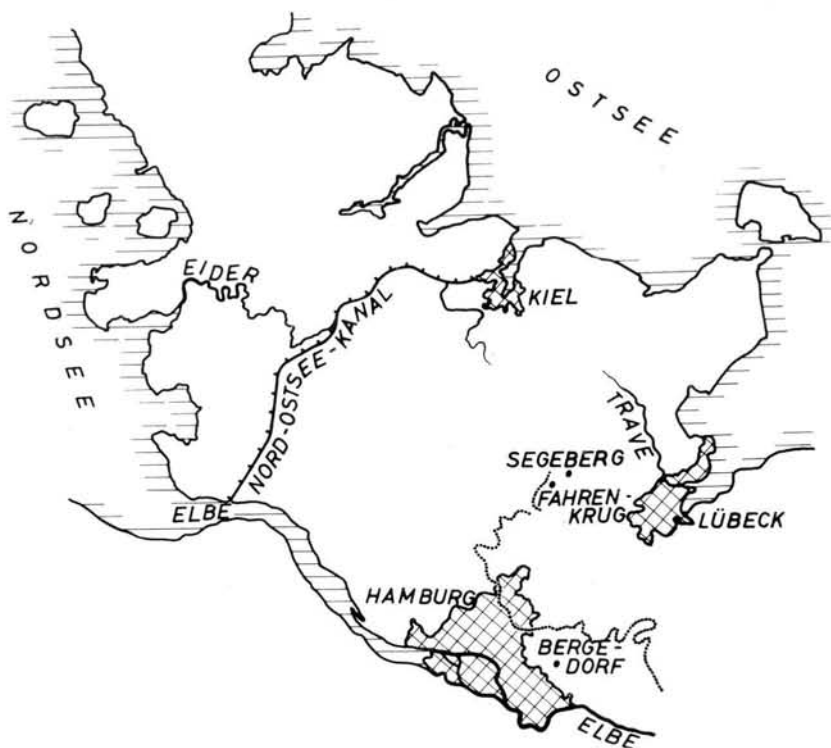


Abb. 1. Übersichtsskizze. Punktirierte Linie = Grenze der Weichsel-Vereisung.

Als die Fortschritte späterer Jahre eine genauere Gliederung des Pleistozäns erlaubten, wurde die Stellung des Fahrenkruger Interglazials zweifelhaft. Das von WEBER angegebene Vorkommen der Rotbuche, *Fagus silvatica* L., paßte nicht zu einem jungpleistozänen Alter, wie es nach der Lagerung unter geringmächtigem Geschiebelehm der letzten Vereisung zu erwarten war. So sahen manche Bearbeiter (z. B. P. RANGE 1945) in dem Torflager eine vom Eis verschleppte ältere Scholle, welche Deutung sich jedoch schlecht mit WEBERS Grabungsbefund vertrug. Das Interglazial von Fahrenkrug hat aufgrund seines Floreninhaltes in der Interglazial-Literatur seither stets eine Rolle gespielt, wobei die Buchenfunde einerseits zur Deutung solcher Funde anderer Gegenden herangezogen wurden, andererseits dagegen zur Begründung der Fragwürdigkeit der Altersstellung dienten (JESSEN & MILTHERS 1928, REICH 1953, WOLDSTEDT 1955).

Die neuen Bohrungen

Trotz der fundamentalen Bedeutung, die dem Rotbuchen-Nachweis innerhalb der Vegetationsentwicklung in einem nordwestdeutschen Interglazial zukommt, war merkwürdigerweise bisher noch keine pollenanalytische Bearbeitung vorgenommen worden.

Im Jahre 1960 konnten vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein einige Bohrungen auf dem von WEBER beschriebenen Gelände vorgenommen werden (Abb. 2). Außer Bohrung 4 traf keine andere Bohrung nach Durchstoßen der Geschiebelehmdecke auf humose Schichten, auch nicht die nahe der vermutlichen WEBER'schen Untersuchungsstelle gelegene Bohrung 3. Wenn auch noch Bohrungen im Süden ausstehen, so scheint doch die Vorstellung von einer Ausdehnung des Vorkommens auf 45 ha, dessen Zentrum bei Bohrung 3 hätte liegen sollen, übertrieben.

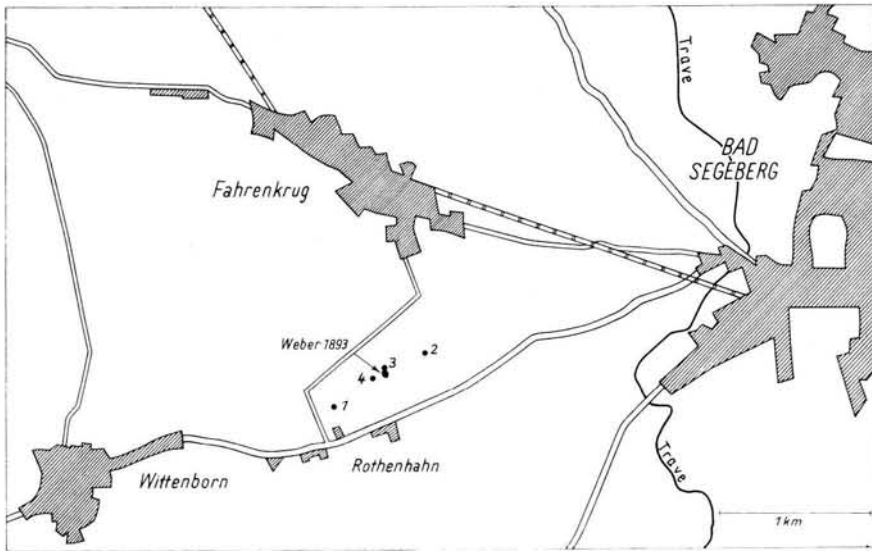


Abb. 2. Lageplan der Bohrungen 1960.

Die Bohrergebnisse lauten im einzelnen:

Bohrung Fahrenkrug 1

- 0 — 4,30 m Geschiebelehm
- 4,52 Mittelsand, grau
- 5,40 Geschiebelehm
- 6,08 Mittelsand mit Rostbändern
- 6,15 Ton, sandig, braun
- 6,40 Feinsand
- > 10,00 Mittel-Grobsand, z. T. steinig

Bohrung Fahrenkrug 2

- 0 — 1,60 m Geschiebelehm
- 2,10 Mittelsand, z. T. lehmig
- 3,00 Sand, kiesig-steinig, rostbraun
- 4,00 Mittelsand, weiß-grau
- 7,40 Geschiebemergel, grau
- > 8,40 Fein-Mittelsand, grau, gelegentlich humose Flitter

Bohrung Fahrenkrug 3

- 0 — 2,00 m Geschiebelehm
- 3,75 Geschiebemergel
- 3,90 Ton, schluffig, kalkhaltig (Beckenton?)
- 4,55 Geschiebelehm
- 8,86 Geschiebemergel
- > 10,00 Mittel-Grobsand, z. T. steinig, kalkfrei

Bohrung Fahrenkrug 4

- 0 — 4,30 m Geschiebelehm
- 4,95 Geschiebemergel
- 5,00 Geschiebemergel, humusstreifig
- 5,30 Gytta, schwarzbraun
- 5,47 Feinsand, schluffig, tonig
- 7,65 Torf
- 8,00 Gytta
- 9,00 Beckenton, schluffig, feinsandig
- 9,40 Feinsand mit Tonlagen, Beckenabsatz
- 14,00 Mittelsand mit Tonlagen und Feuersteinen
- 20,75 Mittel- und Grobsand, gelegentlich Tonlagen und Steine
- 24,00 Mittel- und Grobsand, einzelne Steine, kalkhaltig

Der organische Anteil des Profils 4 bot, da eine Kernbohrung ungestörter Proben vorgenommen worden war, gute Möglichkeiten für die Pollenanalyse. In beschränktem Maße konnten auch Makrofossilien gewonnen werden, die in der nachfolgenden Profilbeschreibung mit aufgeführt werden.

Profil Fahrenkrug, Bohrung 4

5,00 —	5,30 m	Gyttja, tonig-schluffig, mit Tonstreifen. Zahlreiche Steinkerne von <i>Potamogeton natans</i> , einer von <i>Sparganium spec.</i> , 1 <i>Carex</i> Sektio <i>Eucarex</i> -Innenfrucht, einige unbestimmte Samen (cf. <i>Cruciferae</i>). Einzelne Cyperaceen-Epidermen. Vereinzelt <i>Drepanocladus fluitans</i> ¹⁾ . <i>Pediastrum</i> selten.
5,30 —	5,47	Feinsand, tonig-schluffig. Sehr wenig Pflanzenreste, vereinzelt Epidermisfetzen (cf. <i>Potamogeton</i>).
5,47 —	5,55 m	Sphagnumtorf, stark zersetzt, sandig-tonig, außer etwas <i>Betula</i> -Rinde und einzelnen undefinierten Gewebefetzen keine Makrofossilien.
5,55 —	5,70	Sphagnumtorf, mäßig zersetzt, blättrig. Überwiegend <i>Sphagnum</i> -Stämmchen, <i>Sphagnum</i> -Art nicht mehr feststellbar. Einige Rinden von <i>Betula</i> und <i>Pinus</i> , Epidermen von <i>Eriophorum</i> .
5,70 —	5,85	Ried-Braunmoostorf, mäßig bis stark zersetzt, blättrig. Überwiegend Stämmchen von Braunmoosen. Mehrere Früchte von <i>Carex</i> Sektio <i>Eucarex</i> , einige <i>Carex</i> -Schlauchreste und Epidermen von Cyperaceen. Vereinzelt Rinde von <i>Betula</i> und Holzfasern von <i>Pinus</i> .
5,85 —	6,00	Kiefern-Fichten-Bruchwaldtorf, bröckelig, überwiegend Coniferen-Rinden und Holz von <i>Picea</i> , 1 Steinkern von <i>Rubus fruticosus</i> s.l., 1 unbestimmte Frucht. Einige Sklerotien von <i>Coenococcum geophilum</i> .
6,00 —	6,50	Fichten-Bruchwaldtorf mit Feinsandlinsen, bröckelig. Überwiegend Coniferen-Rinden und Holzgrus von <i>Picea</i> . Zahlreiche Steinkerne von <i>Rubus</i> , meist <i>fruticosus</i> s.l., Steinkern von <i>Sambucus racemosus</i> . Vereinzelte Sklerotien von <i>Coenococcum geophilum</i> .
6,50 —	7,50	Erlen-Bruchwaldtorf, bröckelig. Überwiegend Holzgrus und Rinden von <i>Alnus</i> . Vereinzelt Coniferen-Rinde. Früchte von <i>Alnus</i> und <i>Betula</i> .
7,50 —	7,65	<i>Menyanthes</i> -Braunmoostorf, blättrig. Überwiegend <i>Cratoneurum filicinum</i> , vereinzelt <i>Sphagnum spec.</i> Zahlreiche Samen und Epidermen von <i>Menyanthes</i> . Einige Steinkerne von <i>Potamogeton natans</i> und Innenfrüchte von <i>Carex</i> Sektio <i>Vignea</i> . Einige Fruchtwandstücke von <i>Tilia</i> cf. <i>platyphyllos</i> . Einige unbestimmte Früchte oder Samen. Gelegentlich Farnannuli.
7,65 —	7,85 m	Gyttja, tonig, geschichtet, mit blättrigen Braunmoostorflagen. Früchte und Blattreste von <i>Ceratophyllum submersum</i> regelmäßig. Vereinzelte Früchte bzw. Samen von <i>Potamogeton cf. gramineus</i> , <i>Nymphaea alba</i> (cf. <i>microperma</i>), <i>Urtica dioica</i> und <i>Lycopus europaeus</i> . Einige unbestimmte Früchte. Braunmoos- und <i>Sphagnum</i> -Blättchen.
7,85 —	8,00	Feindetritus-Gyttja, tonig, weich, wenig Makrofossilien. Mehrere Früchte und Blattreste von <i>Ceratophyllum submersum</i> . Vereinzelte Früchte bzw. Samen von <i>Salix</i> , <i>Batrachium</i> , Umbelliferen (cf. <i>Oenanthe</i>), <i>Potamogeton natans</i> und <i>Carex</i> Sektio <i>Vignea</i> . Knospenschuppen und Holzreste, wenigstens z. T. von <i>Quercus</i> .
8,00 —	9,00	Ton, feinsandstreifig, mit geringem Kies- und Grobsandanteil. Pflanzenreste selten, meist Holzkohle, 1 <i>Potamogeton</i> -Steinkern.

Leider kam es infolge des Bohrverfahrens mit einem 1 m langen Kernrohr zu einem Kernverlust zwischen 6,70 und 7,40 m. Hieran war zu einem Teil der Holzreichtum der Bruchtorfschicht schuld, zum Teil die Stauchung durch das Bohrohr. Gerade aber wegen der Stauchung ist der tatsächliche Kernverlust wesentlich geringer zu veranschlagen, als er bei der nicht entzerrt wiedergegebenen Teufenskala des Pollendiagramms erscheint.

Während die Tiefenlage und die Schichten im Hangenden und Liegenden gute Übereinstimmung mit WEBER's Befunden zeigen, ergeben sich beim Vergleich der Torfschichten Abweichungen. In Abb. 3 sind die vereinfachten Profile mit den horizontweise eingetragenen stratigraphisch wichtigen, vorherrschenden Baumarten nebeneinandergestellt. Es zeigt sich hierbei, daß dem Profil von WEBER der obere Teil fehlt, der im Profil 4 von der

1) Für die Bestimmung der Moose bin ich Herrn Dr. F. KOPPE, Bielefeld, zu Dank verpflichtet.

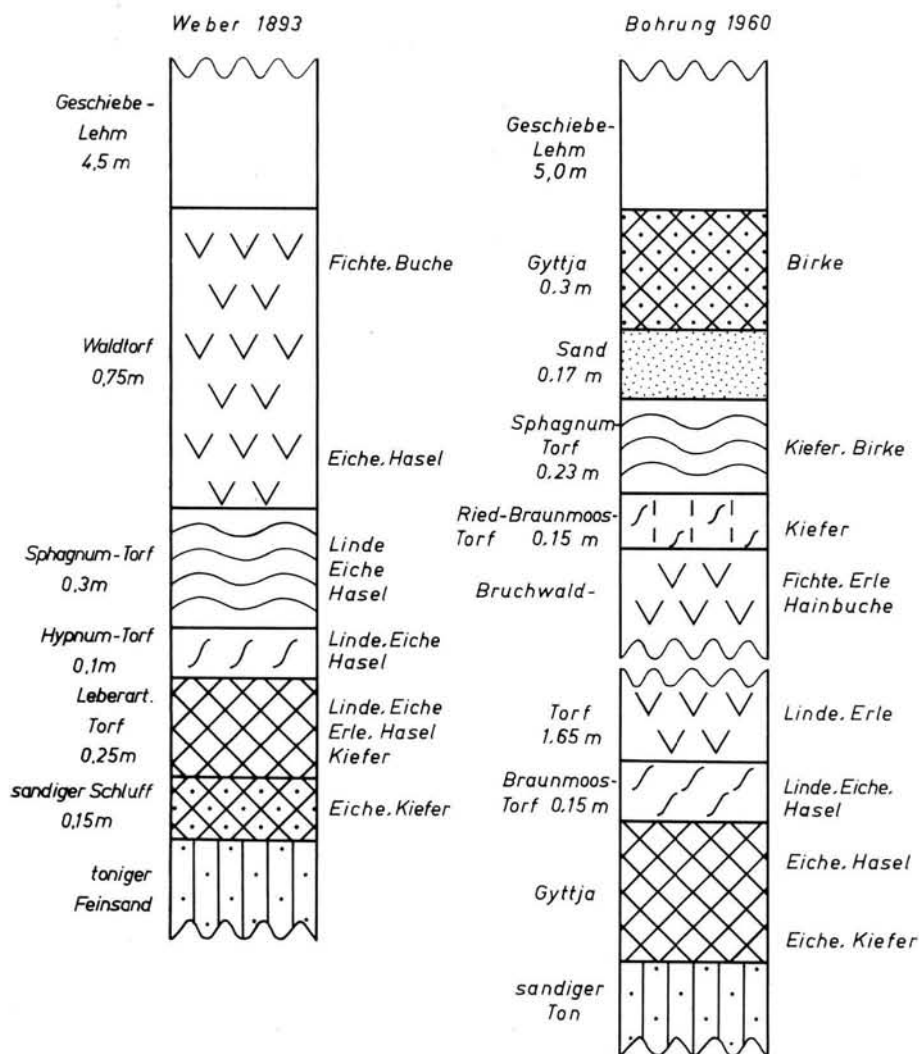


Abb. 3. Vergleich der Profile Grabung WEBER 1893 und Bohrung 4/1960.

Fichtenzeit an aufwärts erfaßt wurde. Dieser Umstand ist aber für die Prüfung der Buchenfrage besonders wichtig, da in dem neuen Profil der fragliche Abschnitt unbedingt enthalten sein muß.

Pollendiagramm und Vegetationsentwicklung

Zur Pollenanalyse wurden Proben nach Möglichkeit in 5-cm-Abständen entnommen. Die Aufbereitung erfolgte mittels Kalilauge und Acetolyse der bergfeuchten Substanz, bei Proben 5,30, 8,00 und 8,40 m außerdem mittels Flußsäure. Ausgezählt wurde auf mindestens 200 Baumpollen ohne Hasel, in Ausnahmefällen auf 100 Baumpollen.

Die Pollenerhaltung war im allgemeinen zufriedenstellend, in einigen Partien der Bruchwaldtorfe jedoch sehr schlecht, worunter besonders die Identifizierbarkeit des Eichenpollens litt. Die Darstellung erfolgte wegen des wechselhaften Einflusses des jeweiligen Moorbstandes in der herkömmlichen Form, bei der die Summe der Waldbäume unter Ausschluß von *Corylus* die Bezugsgrundlage für alle übrigen Pollentypen abgibt.

Das Pollendiagramm (Tafel I) zeigt durchaus die bekannte Abfolge des Eeminterglazials. Die unterste Gytja gehört bereits dem eichenbeherrschten Abschnitt e nach der Gliederung von JESSEN & MILTHERS an, in dem die Kiefer noch eine größere Rolle spielt, die Linde aber fehlt. Es darf als sicher gelten, daß das WEBER'sche Profil zur gleichen Zeit begonnen hat.

Der Abschnitt f zeigt den charakteristischen, gegenüber dem Postglazial verspätet erscheinenden Haselgipfel mit Werten bis über 400% der Baumpollensumme. Ebenso typisch sind die hohen Ulmen- und Lindenwerte, die eine beherrschende Rolle dieser Bäume im Waldbild nach Rückgang der Eiche andeuten. Wie im entsprechenden Abschnitt des Postglazials fand sich der Pollen von *Hedera* fast regelmäßig. Unter den Lindenpollen tritt der *Platyphyllos*-Typ häufig hervor, was sich mit den Fruchtfunden in diesem wie in dem WEBER'schen Profil deckt. *Tilia platyphyllos* ist, wie auch aus den Untersuchungen von JESSEN & MILTHERS hervorgeht, im Eeminterglazial gegensätzlich zum Postglazial im Norden sehr verbreitet gewesen.

In der Zone g ist das *Carpinus*-Maximum zwar deutlich, aber gegenüber anderen Eemdiagrammen nur dürftig ausgebildet. Außer einer möglichen selektiven Pollenzersetzung ist insbesondere die Überrepräsentanz der örtlichen Bruchtorfbildner Erle und Fichte dafür verantwortlich zu machen. Mit diesem Abschnitt verschwindet die Linde, während Eiche, Ulme und Hasel mit niedrigen Werten und später nur noch sporadisch in den nächsten hineinragen.

Zone h steht unter der Vorherrschaft von *Picea*, die gegen Ende bei ansteigender *Pinus* über 40% erreicht. Das Pollenbild wird zu Beginn der Zone stark von *Alnus* beherrscht, obschon sich von der Erle keinerlei Großreste im Torf fanden. Das bedeutendste Kriterium dieser Zone ist das regelmäßige Auftreten von *Abies*-Pollen, der maximal 2% erreicht. Da dieser Pollen nicht gerade weit streut (FIRBAS 1949), kann man annehmen, daß die Umgebung von Segeberg noch innerhalb der eemzeitlichen Ausbreitung der Tanne gelegen hat. Ihr Pollen wurde auch noch bei Schleswig²⁾, nicht mehr aber in Dänemark gefunden (vgl. auch die Studie von SELLE 1960).

An der oberen Grenze tritt *Pinus* bereits als Bestandteil des Bruchmoores in Erscheinung. Da hier auch die *Salix*-Kurve sowie ein Anstieg der Gramineenpollen einsetzen, ist die *Pinus*-Herrschaft wohl nicht nur auf örtliche Moorbeseidelung zurückzuführen. Vielmehr ist es im Zuge der Klimaverschlechterung zur Ausbildung eines ausgeprägten Kiefernwaldgürtels gekommen, der in gewissem Grade auch einen lichtbedürftigen Unterwuchs gestattete.

Der restliche Teil der Torfschicht, die in ihrer Zusammensetzung die gleiche Vernäsung andeutet, wie sie von ANDERSEN (1961) in Dänemark und von ZAGWIJN (1961) in Holland festgestellt wurde, gehört der Zone i an. Dem Verschwinden der thermophilen Bäume zufolge wird diese Zone neuerdings bereits in das frühe Weichselglazial gestellt. Anzeichen für eine offene Vegetation sind hier aber noch recht spärlich. Die Zunahme des Nichtbaumpollens hat ihre Ursache in erster Linie in dem mooreigenen Bewuchs, zunächst durch Cyperaceen, später durch *Calluna* und *Empetrum*. Eine Beteiligung von *Betula nana* ist nicht nachzuweisen. Indessen spricht der Birkenanstieg wie auch die Zunahme der Mannigfaltigkeit der Krautpollen für eine gewisse Lichtung. Die Beteiligung von *Empetrum hermaphroditum* (im Pollendiagramm zusammengefaßt und mit *Vaccinium*- und *Ledum*-Typen in der Kurve der „anderen *Ericales*“), vielleicht auch das Auftreten von *Rubus chamaemorus*, läßt auf ein Heranrücken der Waldgrenze schließen.

Der obere stark zersetzte *Sphagnum*-Torf (5,47—5,55) weist mit seinem Mineralreichtum auf periglaziale Störungen hin, wenn auch sichere Anzeichen mangels einwandfrei erkennbarer Sekundärpollen fehlen. Letztere sind in dem schluffigen Feinsand im Han-

2) Nach freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. KOLUMBE, Hamburg-Altona.

[illegible]

genden (5,30—5,47 m) durch mehr oder weniger korrodierte Pollenexinen von *Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Tilia* und *Corylus* nebst Farn- und *Sphagnum*-Sporen reichlich vertreten. Eine quantitative Erfassung erübrigt sich hier.

Die oberste Gytja scheint bereits einem Interstadial anzugehören mit ähnlichen klimatischen Bedingungen wie in der Zone i. Wie weit die geringen Pollenwerte von *Picea*, *Alnus* und wärmeliebenden Holzarten, zum größten Teil sicher auch von *Pinus*, auf Ferneinflug oder auf Sekundärverlagerung zurückzuführen sind, läßt sich angesichts der mineralischen Beimengung der Gytja nicht entscheiden. Da die Fortführung dieser Schicht offensichtlich gekappt worden ist, wie humose Streifen an der Basis des hangenden Geschiebelehms zeigen, läßt sich auch eine sichere Bestimmung des Interstadials nicht durchführen. Sehr wahrscheinlich deutet aber der *Pinus*-Anstieg in Verbindung mit dem Auftreten einzelner kleiner *Picea*-Pollen vom *Omorika*-Typ und höheren Werten von *Frangula alnus* in der obersten Probe auf eine Zugehörigkeit zum Brørup-Interstadial hin. Eine *Frangula*-Häufung am Kiefernanstieg findet sich in ähnlicher Weise in Profilen vom Brørup-Hotel-Moor (ANDERSEN 1961), von Odderade (noch unveröffentlicht), von Harksheide und von Lüneburg (beide HALLIK 1952, 1955), die sämtlich dem Brørup-Interstadial entstammen.

Während die Vegetationsentwicklung des Interglazials von der Wärmezeit bis in die Zeiten des heranrückenden Eises gut zu verfolgen ist, liegen aus dem vorhergehenden Teil keine Ablagerungen vor. Von dem sandstreifigen Ton im Liegenden der Torfe und Gytjen wurden Proben in 10 cm Abständen untersucht. Bis auf die im Diagramm verzeichnete Probe 8,40 m war jedoch die Pollenmenge für eine rationelle Bearbeitung zu gering. Außerdem ließ sich keine Änderung der Pollenverteilung innerhalb des Schichtkomplexes feststellen. Als mit Sicherheit umgelagert ließen sich unregelmäßig vorkommende Sporen und Pollen des Tertiärs und Altpleistozäns, Pollen thermophiler Laubbäume und meist ziemlich korrodierte Pollen von Erle, Fichte und Tanne ausmachen. Ebenso mag seinem Erhaltungszustand nach ein größerer Teil der *Pinus*-Pollen und ein geringerer der *Betula*-Pollen, die in annähernd gleichem Verhältnis den Baumpollengehalt beherrschen, zu beurteilen sein. Unter den merkwürdigerweise nicht reichlichen Krautpollen waren Pollen bzw. Sporen von *Hippophaë*, *Helianthemum*, *Artemisia* und *Selaginella selaginoides* vertreten. Die Birkenpollen wiesen einen auffallend hohen Anteil kleiner zarter Typen auf, wie er für *Betula nana* bezeichnend ist. Alles in allem kann also das Sediment als spätwartheiszeitlicher Beckenton angesprochen werden.

Zur Frage der *Fagus*-Funde

Wie eingangs erwähnt, fällt das Fahrenkruger Interglazial in seinem Florengehalt keineswegs aus dem Rahmen unserer bisherigen Erfahrungen über das Eeminterglazial heraus. Von der Gattung *Fagus* wurde bei dieser Untersuchung keine Spur gefunden. Da es nach den vorhergehenden Ausführungen als sicher gelten kann, daß beide Profile dem gleichen Torflager entstammen, daß das neue Profil Ablagerungen eines größeren Zeitraumes als das alte umfaßt, und daß die Flora nicht von der benachbarter Vorkommen abweicht, muß mit einer Fehlbestimmung WEBERS gerechnet werden. Womit möglicherweise eine Verwechslung erfolgt ist, muß völlig offen bleiben. Ein dem *Fagus*-Pollen im schlechten Erhaltungszustande nicht unähnlicher großer vierporfaltiger *Rumex*-Pollen wurde nur einmal im Fichtenbruchwaldtorf in 6,10 m Tiefe beobachtet. Noch weniger erklärbar bleibt die Bestimmung des Holzes. Es ließe sich schließlich noch denken, daß infolge irgendeiner Störung auf die wärmezeitlichen Torfschichten die Ablagerungen eines buchenreichen Interstadials, wie es z. B. von FIRBAS (1958) bei Wasserburg am Inn beschrieben wurde, gelangt wären. Gegen solche Konstruktion spricht jedoch sowohl das Torfprofil selbst als auch die Tatsache, daß bei keinem der gut unter-

suchten und vollständig entwickelten Interstadialvorkommen von den Niederlanden bis Dänemark jemals die Buche in Erscheinung trat.

Bestätigt werden konnte indessen WEBER's Befund, daß das Fahrenkruger Interglazial autochthon gewachsene Ablagerungen darstellt.

JESSEN & MILTHERS (1928) erwähnen neben Fahrenkrug als weiteres „Interglazial unsicheren Alters“ ein Vorkommen bei Bergedorf östlich Hamburg. Auch hier war von WEBER (in KOERT 1912) innerhalb einer gemäßigten Flora Pollen von *Fagus* angegeben worden. Die Untersuchung eines Profiles, das in nächster Nachbarschaft und mit sehr ähnlichen stratigraphischen Verhältnissen angetroffen wurde, ergab jedoch ein junges postglaziales Alter (AVERDIECK 1951, Profil „St“).

In der Literatur findet man noch eine Reihe weiterer Angaben über jungpleistozäne *Fagus*-Vorkommen im nördlichen Mitteleuropa (vgl. z. B. WOLDSTEDT 1955). In mehreren Fällen sind Neuuntersuchungen vorgenommen worden, und es hat sich herausgestellt, daß entweder die *Fagus*-Angaben auf Fehlbestimmungen zurückzuführen sind (z. B. im bekannten Eeminterglazial von Szelag = Schilling bei Posen, nach SRODON 1956), oder daß infolge Vernachlässigung stratigraphisch wichtiger Pollentypen die Datierung zu jung ausfiel (z. B. beim buchenführenden Pliozäntorf von Eichenberg, nach CHANDA 1960). In manchen Fällen, in denen an der Zuverlässigkeit der Bestimmung nicht gezweifelt zu werden braucht, sind Buchenpollenfunde an derart starken Mineralgehalt des Sedimentes gebunden, daß eine sekundäre Allochthonie der Pollen wahrscheinlich ist. Dies gilt auch für ältere Interglazialvorkommen, abgesehen von der Tegelenwarmzeit (z. B. Bilshausen, LÜTTIG & REIN 1954). Obschon Nachuntersuchungen weiterer zweifelhafter Interglaziale wünschenswert wären, ist hinsichtlich der Buchenfrage im norddeutschen Raum mit Über-raschungen kaum zu rechnen.

Weniger klar dürften einstweilen aber die Verhältnisse im Gebiet der nördlichen Voralpen liegen, wo nach FIRBAS (1958) in Ablagerungen wahrscheinlich würminterstadialen Alters gelegentlich eine auffällig hohe *Fagus*-Beteiligung zu finden ist. Die von H. REICH (1953) eingehend bearbeiteten eeminterglazialen Schieferkohlen von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichl, die offensichtlich auch noch ein Äquivalent des Brørup-Interstadials einschließen und bezüglich ihrer Vegetationsfolge im Einklang mit den norddeutschen Verhältnissen stehen, sind buchenfrei.

In diesem Zusammenhange sei noch eine Beobachtung am Rande erwähnt. Ein (vereinzelter) *Fagus*-Pollenkorn fand der Verfasser kürzlich im brørup-interstadialen Sphagnumtorf von Odderade in Dithmarschen. In gleicher Torfart und Lagerung erwähnt H. REICH (1953) einen, von ihr allerdings ungewürdigten, *Fagus*-Pollen im Profil Großweil III. Beide Funde stammen gleichermaßen aus Ablagerungen, deren Zugehörigkeit zum Brørup-Interstadial unter anderem auch durch den Gehalt an *Picea omorikoides* angezeigt wird. Da angesichts der Torfart eine Sekundärverlagerung unwahrscheinlich ist, müssen die Buchenpollen durch Ferneinwehung hineingeraten sein. Von vereinzelter Buchenpollen, die auffallenderweise in jüngeren, kiefern- und fichtenbeherrschten Interglazialabschnitten der Schweizer Voralpen vorkommen, berichtet LÜDI (1953). Die Möglichkeit, daß zwischen diesen fernverwehten Buchenpollen einerseits und einem buchenführenden Interstadial andererseits, wie etwa dem von Wasserburg, Beziehungen bestehen könnten, sollte die Aufmerksamkeit bei künftigen Untersuchungen auf diese Frage lenken.

Literaturverzeichnis

- ANDERSEN, S. Th.: Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial) - Danmarks Geol. Unders. II R. 75, 175 S., Kopenhagen 1961.
AVERDIECK, F.-R.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte im Osten Hamburgs. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 53, S. 161-176, Hamburg 1958.

- CHANDA, S.: Spättertiäre und interglaziale, pollenführende Ablagerungen im Leinetal nahe Göttingen und im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). - *Naturwissenschaften* 47, S. 19-20, Berlin 1960.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. 1, 480 S., Jena 1949. - - Über das *Fagus*-Vorkommen von Wasserburg am Inn (Oberbayern). - *Veröff. geobot. Inst. Rübel* 33, S. 81-90, Zürich 1958.
- HALLIK, R.: Ein „Weichsel-Frühglazial“-Profil in Lüneburg. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 2, S. 168-172, Öhringen/Württ. 1952. - - Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 6, S. 116-124, Öhringen/Württ. 1955.
- JESSEN, K. & MILTHERS, V.: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. - *Danmarks Geol. Unders.* 2. R. 48, 379 S., Kopenhagen 1928.
- KOERT, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lieferung 176, Blatt Bergedorf. - 79 S., Berlin 1912.
- LÜDI, W.: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizeralpen. - *Veröff. geobot. Inst. Rübel* 27, 208 S., Zürich 1953.
- LÜTTIG, G. & REIN, U.: Das Cromer-(Günz/Mindel-)Interglazial von Bilshausen (Untereichsfeld). - *Geol. Jb.* 70, S. 159-166, Hannover 1954.
- RANGE, P.: Neue pflanzenführende Ablagerungen aus Südost-Holstein. - Unveröffentl. Mskr. im Geolog. Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel 1945.
- REICH, H.: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstedt und Pfefferbühl im Bayerischen Alpenvorland. - *Flora* 140, S. 386-443, Jena 1953.
- SELLE, W.: Das Interglazial von Praschnitz. - *Geol. Jb.* 77, S. 319-328, Hannover 1960.
- ŚRODOŃ, A.: Interglacial in Szelag near Poznań. - *Biul. Instyt. Geolog.* 100, S. 229-316, Warschau 1956.
- WEBER, C. A.: Über die diluviale Flora von Fahrenkrug in Holstein. - *Beibl. Botan. Jb.* Nr. 43, 18, S. 1-13, Leipzig 1893.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 2. Aufl., 467 S., Stuttgart 1955.
- ZAGWIJN, W. H.: Vegetation, Climate and Radiocarbon Datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. - *Memoirs Geolog. Found. Netherlands N. S.* 14, S. 15-46, 1961.

Manusk. eingeg. 30. 11. 1961.

Anschrift des Verfassers: Dr. F.-R. Averdick, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel, Mecklenburger Straße 22/24.

Vergletscherungsspuren und Periglazialerscheinungen am Südhang des Lovčén östlich von Kotor

VON HERBERT LIEDTKE, Saarbrücken

Mit 2 Abbildungen im Text.

Zusammenfassung. An der Südseite des Lovčén (1749 m) östlich Kotor gab es nach Cvijić (1904) keinerlei Vergletscherungsspuren. Verfasser konnte am Südrand des Beckens von Kuk Moränen in 1430 m Höhe nachweisen, die in einem dolinenbedeckten Gelände liegen und daher wohl von Cvijić übersehen wurden. Als Schneegrenze wird eine Höhe von 1550 m angenommen. In den Moränen von Kuk wurden Eiskeile und Strukturböden gefunden, die außer durch die Form durch splitteriges Material und durch aufgerichtete Gesteine belegt werden konnten. Eine wümeiszeitliche Temperaturerniedrigung von mindestens 10°C war dafür erforderlich.

Summary. On the southern side of the Lovčén (1749 m) eastward of Kotor there were, following to Cvijić (1904), no traces of a glaciation. The present writer could demonstrate that there are, on the southern side of the karst basin of Kuk, several moraine hills in 1430 m a.s.l. They are situated in a region of numerous dolines and therefore were not recognized by Cvijić. The snow-line must have been in about 1550 m a.s.l. In the moraines of Kuk there have been found several fossil ice wedges and frost-boils. They show characteristic forms, filled with splintery material, which is typically erected. A lowering of the wüme-glacial temperature of at least 10°C was necessary to obtain the frost forms.

Geradezu sensationell wirkte die von PENCK (1900) in der allgemeinbildenden Zeitschrift „Globus“ abgedruckte Mitteilung von einer eiszeitlichen Vergletscherung des Orjen-Massivs, das sich nordwestlich der Bucht von Kotor (Cattaro) in 42°N bis zur Höhe von 1895 m erhebt. Die Schneegrenze wurde zu 1180–1200 m und das vergletscherte Areal zu $102,5\text{ km}^2$ festgestellt (v. SAWICKI 1910/11). So war es nicht verwunderlich, wenn auch HASSERT auf dem Deutschen Geographentag in Breslau 1901 über Anzeichen einer früheren Vergletscherung aus dem benachbarten Lovčén-Gebirge berichtete.

Der Lovčén besteht aus triadischen und kretazischen Kalken und Dolomiten, die nordsüdlich streichen und nach Westen einfallen. Steil erhebt sich in eintönigem Grau der kahle

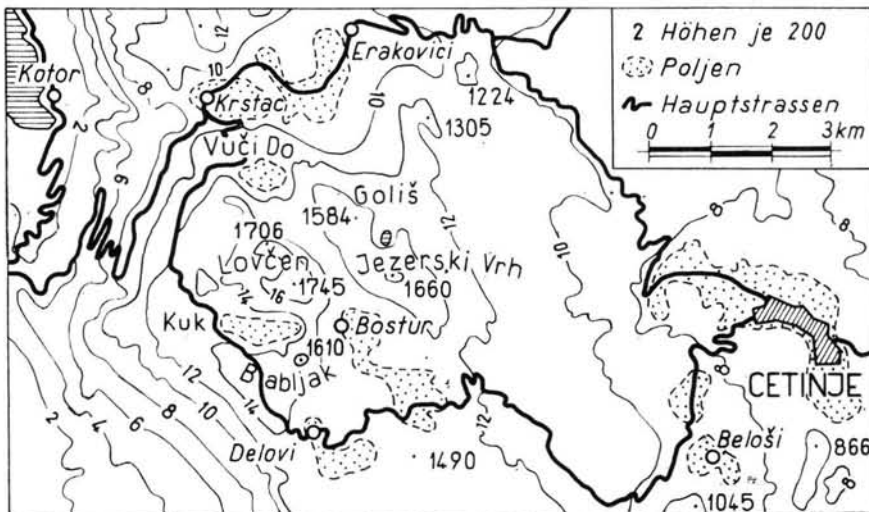


Abb. 1. Situationskizze der Umgebung des Lovčén.

(Angabe der Höhen in Metern; der Höhenwert des Lovčén ist 1749 m - nicht 1745 m wie auf der Abb.)

Hauptgipfel, der Štirovnik, bis auf 1749 m. Westlich davon, ähnlich schroff aufsteigend, liegt der Jezerski Vrh (1660 m), dem sich nach Nordwesten der Goljš (1584 m) anschließt. Im Süden des Lovčén, getrennt durch das Polje von Kuk, erreicht der Babljak etwas über 1600 m. Nach HASSERT befand sich zwischen dem Štirovnik und dem Jezerski Vrh ein Gletscher, der nach Norden abfloß und dessen Ende in der Karsthohlform des Vuči Do in 1100 m lag. Der Abfluß der Schmelzwässer erfolgte nach Westen zur Bucht von Kotor. CVIJIĆ (1904) berichtet von einem Gletscher, der vom Nordrand des Jezerski Vrh kam und ebenfalls nach Norden stürmte, um am Vrh-Polje (Polje von Erakovici) in 950 m zu enden (Njeguš-Gletscher). Ausdrücklich betont CVIJIĆ (S. 162), daß es sonst „nirgends, weder in der Ivanova Aluga, noch in den Korita, noch bei Babljak und Štirovnik“ irgendwelche „Kare, noch Ablagerungen, noch topographische Formen“ gäbe, die auf „alte Gletscher schließen ließen“. Da bislang, — im Gegensatz zum Orjen (RIDANOVIĆ 1961) —, noch immer keine neue Bearbeitung der Lovčén-Vergletscherung erfolgt ist, soll hier in Kürze über Moränenablagerungen berichtet werden, die zwischen dem Štirovnik und dem Babljak liegen. Es ist kein Wunder, wenn diese Moränen bisher unentdeckt blieben, denn sie befinden sich in einem von unzähligen 10—30 m tiefen und teilweise ganz steilwandigen Dolinen durchzogenem Gelände. Die nur etwa 10 m hohen, nicht als langgezogener Wall, sondern nur als Einzelkuppen vorhandenen Moränen sind so stark dem Karstformenschatz angepaßt, daß es unbedingt der Betrachtung aus nächster Nähe bedarf, um sie zu erkennen. Aus der Ferne heben sich diese Moränenkuppen in keiner Weise als eiszeitliche Relikte heraus und sind daher älteren Beobachtern entgangen. Die Moränen bilden rundliche Vollformen aus Kalkgesteinen mit unterschiedlicher brauner Farbe in einer gelblich-grauen Moränengrundmasse. Oberflächlich ragen größere Kalkblöcke heraus. Der anstehende, gleichmäßig graue Kalk dagegen ist oberflächlich nackt, und in seinen oft metertiefen Schlotten liegt am Grunde etwas feines Material. Die Moränenhügel umgeben das ganze Becken von Kuk, das mit einer Länge von ca. 1500 m und einer Breite von 700—800 m voll Eis gefüllt war. Da der Boden des Beckens in ca. 1330 m und die Moränen bei 1430 m liegen, muß man mit einer mehr als 100 m mächtigen Eisdicke am Südhang des Lovčén rechnen. Die Schneegrenze dürfte wegen der Südexposition und des ungünstig kleinen Einzugsgebietes bei 1550 m gelegen haben, wogegen an der Nordseite 1400 m (HASSERT) und 1300 m (CVIJIĆ) ermittelt wurden. Es ist jedoch unklar, ob die Moränenhügel der letzten oder einer früheren Vereisung angehören. Wahrscheinlicher ist das erstere.

Besonders erwähnenswert sind einige Frostbodenstrukturen in den Moränen. Sie liegen dort, wo die Lovčén-Straße (Cetinje—Bjeloši—Kuk—Krstac) von Cetinje her an das Becken von Kuk herantritt. Unter der 0,25 m mächtigen Kalkbraunerde konnten zwei Eiskeile und zwei Taschenböden beobachtet werden. Die Eiskeile gingen je 0,60—0,70 m tief, besaßen eine obere Breite von 0,20—0,25 m und verengten sich nach unten hin zu einer Spitze. Die Abgrenzung der Eiskeile gegen den angrenzenden Moränenschutt war nicht immer ganz deutlich. Statistische Auszählungen über die Lage der Steine ergaben jedoch eindeutig den Beweis einer Frostbodenform, denn über zwei Drittel der Steine im Eiskeil standen mehr oder weniger hochkant, während in der Moräne mehr als die Hälfte der Steine mehr oder weniger waagrecht lagen (Zahlen in % der Steine):

	waagrecht 0—30°	schräggestellt 31—60°	hochkant 61—90°
Eiskeil	8	23	69
Moräne	55	23	22

Auch hinsichtlich des Materials bestanden zwischen der Eiskeilfüllung und der Moräne gewisse Unterschiede. Zunächst war der Anteil der Lehmmenge im Eiskeil geringer als in

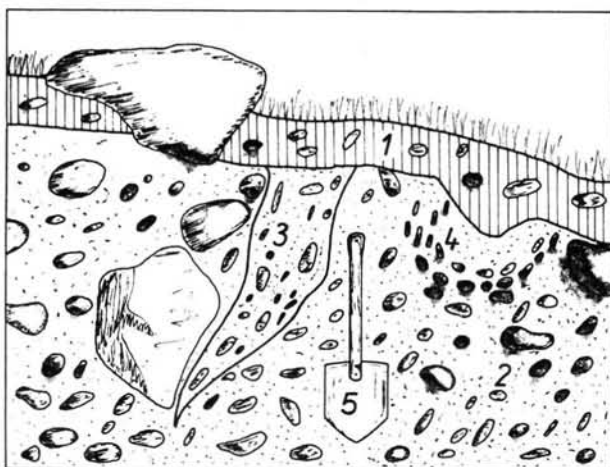


Abb. 2. Eiskeil und Kryoturbationstasche in Moränenschutt am Südrand des Beckens von Kuk. 1 Kalkbraunerde, 2 Grundmoräne mit starkem Gesteinsinhalt in lehmiger Grundmasse, 3 Eiskeil, 4 Kryoturbationstasche, 5 Spaten, Länge 0,7 m.

der angrenzenden Moräne, und ferner gab es im Eiskeil mehr splittrige Bestandteile als Folge der Frostsprengungen.

	überwiegend scharfkantig	teils scharfkantig, teils kantengerundet	überwiegend gerundete Kanten
Eiskeil	91	6	3
Moräne	19	29	52

Durch deutliche schüsselartige Anordnung der Steine heben sich auch die beiden Taschenböden heraus. Sie besaßen (unter dem Bodenhorizont) eine Tiefe von 0,20—0,30 m und einen Durchmesser von 0,40 m.

Da die Eiskeile untrügliche Anzeichen für einen Dauerfrostboden sind, müssen wir für die Zeit nach dem Rückweichen des Eises aus dem Becken von Kuk noch mit Dauerfrostboden im Umkreis des Lovćen in Höhen wenigstens über 1300 m rechnen. Die geringe Tiefe der Eiskeile läßt auf ein baldiges Ausklingen der kaltzeitlichen Bedingungen schließen. Ausgehend von der heutigen Durchschnittstemperatur für Skutari (20 m NN, 14,9°) und Cetinje (670 m NN, 10,1°) kann man für das Becken von Kuk eine heutige Mitteltemperatur von 5,5—6° C erwarten. Da für die Entstehung von Dauerfrostboden nach GÖHRS (1951) eine Mitteltemperatur von —4,8° bis —8,6° C nötig ist, betrug auch am Lovćen die eiszeitliche Temperatursenkung mindestens 10° C. Sollten sich noch weitere Beweise für Dauerfrostboden in Jugoslawien finden, so müßte die Karte von POSER (1947) über die Südgrenze des Dauerfrostbodens in Europa eine entsprechende Veränderung erfahren.

Als äußerst gering erwies sich die glaziale Schmelzwassererosion. Selbst nur wenige 100 m von den Moränenhügeln entfernte Dolinen waren nicht durch glazifluviatiles Material zugefüllt. Nur wenige, in Talungen der Schmelzwasserabflußwege gelegene Poljen nordwestlich des Lovćen zeigten glazifluviatile Akkumulation. Die meist nur wenig zerschnittenen Poljeböden widerlegen die von HASSERT (1901) vertretene Auffassung, daß erst durch die postglaziale Verkarstung das einst durchgehende gleichmäßige Gefälle glazifluviatiler Abflüsse aufgehoben wurde. In der Kaltzeit sind die oberflächlichen Abflüsse fast durchweg an denselben Stellen in Ponoren verschwunden wie heute, was sich am Beispiel der Zeta zwischen Nikšić und Danilovgrad nachweisen läßt (RADOJČIĆ 1953).

Zusammenfassung: Für die Südseite des Lovčén wird entgegen der Behauptung von Cvijić (1904) der Nachweis eines Gletschers im Becken von Kuk erbracht, dessen Moränen in 1430 m liegen. Die in den Moränen befindlichen Eiskeile lassen auf eine würmeiszeitliche Temperaturerniedrigung am Lovčén von wenigstens 10° C schließen.

Literatur:

- CVJIĆ, J.: Neue Ergebnisse über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. - Mitt. k. k. geograph. Ges. Wien 47, 149-195, 1904.
GÖHRS, I.: Die Klimate der ewigen Gefrornis. - Diss. Göttingen 1951.
HASSERT, K.: Gletscherspuren in Montenegro. - Verhandl. d. 13. Dtsch. Geographentages in Breslau, 218-231, 1901.
LOUIS, H.: Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel. - Bull. soc. bulg. de Géographie 1, 27-48, 1933.
PENCK, A.: Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. - Globus 78, 133-136, 159-164, 173-178, Braunschweig 1900.
POSER, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss. 34, 10-18, 1947.
RADOJIČIĆ, B.: Nikšićko Polje - Geomorfološka promatranja (Le polje de Nikšić - Etude morphologique). - Geografski Glasnik, 14-15, 71-86, Zagreb 1952-53.
RIDANOVIĆ, J.: Les Conditions spécifiques de la glaciation de L'Orjen (Yougoslavie). - Abstracts of Papers of 6. Inqua Waschau, S. 69-70, 1961.
SAWICKI, L. v.: Die eiszeitliche Vergletscherung des Orjen in Süddalmatien. - Z. f. Gletscherk. 5, 339-355, Berlin 1910/11.

Manusk. eingeg. 13. 12. 1961.

Anschrift des Verfassers: Dr. Herbert Liedtke, Geographisches Institut der Universität des Saarlandes, Saarbrücken.

Ein Faustkeil des „*Homo steinheimensis*“

Von JOHANN ITERMANN, Althaaren (Rheinland)

Mit 3 Abbildungen im Text.

Abstract. In the gravel pit Sammet near Steinheim (Württemberg) a big handaxe has been found within a bed, which corresponds to the horizon, in which the Steinheim skull has been found in 1933. The material, of which the handaxe has been made, is Triassic sandstone (Muschelkalk). The length is 25 cm.

Warum man zum Schädel des „*Homo steinheimensis*“ bisher keine Geräte gefunden hat, liegt wohl daran, daß man solche aus Feuerstein zu suchen vermeinte wie in Mauer bei Heidelberg, wo A. RUST-Ahrensburg erst 1956 Artefakte aus Buntsandstein entdeckte und beschrieb. Seither dürfte sich in erhöhtem Maße die Ansicht durchgerungen haben, daß der Urmensch seine Geräte aus dem jeweils vorhandenen besten Material hergestellt hat. Für Steinheim a. d. Murr bedeutet dies, daß die Steinwerkzeuge in den dort heute bis zu einer Tiefe von etwa 15 m abgebauten, von der Murr einst angeschwemmten Kalksteinkiesen zu suchen sind. Erfahrungen mit Kalk-Artefakten aus den Moränen des Saalachgletschers (Oberbayern) und ähnlichen Stücken aus den Trockentälern Spaniens schärften den Blick, so daß meine Grabungen in den Kiesgruben Sammet und Sigrist zu Steinheim a. d. Murr 1960/61 von Erfolg waren.

Der Fundplatz des Schädels (24. 7. 1933) ist heute nicht mehr zugänglich; die alte Sigrist'sche Sandgrube ist eingeebnet und verwachsen. In unmittelbarer Nähe, 200 m westlich, ist aber die Grube des Herrn K. Sammet mit ähnlichen Verhältnissen in Betrieb und zugänglich. Weitere 500 m westlich bauen Herr Sigrist (der Finder des Schädels) und sein Sohn am Ortsausgange von Murr a. d. Murr Sande und kalkige Kiese ab, die dort unter einer 5 m dicken Lößdecke beginnen.

Es galt zunächst, den Fundhorizont zu suchen. Einen Anhaltspunkt gab der Bericht von E. LÖRCHER im Kosmos - Stuttgart 1958, S. 344-46 („25 Jahre *Homo steinheimensis*“), daß der Schädel 5,5 m unter der oberen Schotterkante gefunden wurde. In der neuen Sigristgrube ergaben sich zwei Fundschichten für bearbeitete Stücke, eine 11 m unter Oberfläche — 6 m unter oberer Schotterkante — und eine mit spärlicher Ausbeute in 9 m Tiefe. In der dem Schädel Fundplatz nahen Grube Sammet wurde ein Fundhorizont 10 m unter Oberfläche (5 m unter der oberen Schotterkante) festgestellt (Abb. 1), darin ein Faustkeil(!) in sandig-tonigen Schichten, die nach den bisherigen Erkenntnissen als Ablagerungen einer wärmeren Phase des Eiszeitalters — gegenüber den Grobkiesen — aufzufassen sind. Die Fundschicht in der Grube Sammet ist offensichtlich mit der Schädel-Fundschicht identisch.

Herr Dr. K. D. ADAM vom Staatl. Museum für Naturkunde in Stuttgart weist in seiner Abhandlung über die zeitliche Stellung der Urmenschen-Fundschicht von Steinheim a. d. Murr innerhalb des Pleistozäns (Eiszeitalter und Gegenwart 1954, S. 18-21) nach, daß die Schädel-Fundschicht auch durch die darin vorgefundenen Elefantenknochen als Mindel/Riß-Interglazial bestimmt werden konnte. Die in den Kiesen ca. 10 m unter der Oberfläche geborgenen Waldelefanten-Reste charakterisieren die Fundschicht als Waldelefanten-Schotter, die sich nach oben zu nicht mehr fortsetzen, weil die *antiquus*-Fauna mit dem Einsetzen der Riß-Eiszeit ende.

Die Waldelefanten-Schotter enthalten auch die Steinwerkzeuge des „*Homo steinheimensis*“, darunter den genannten prächtigen Faustkeil (Abb. 2/3), der das Alter des Schädels typologisch bestätigt (25 cm langer, schollenförmiger Zweiseiter — frühes Acheul).

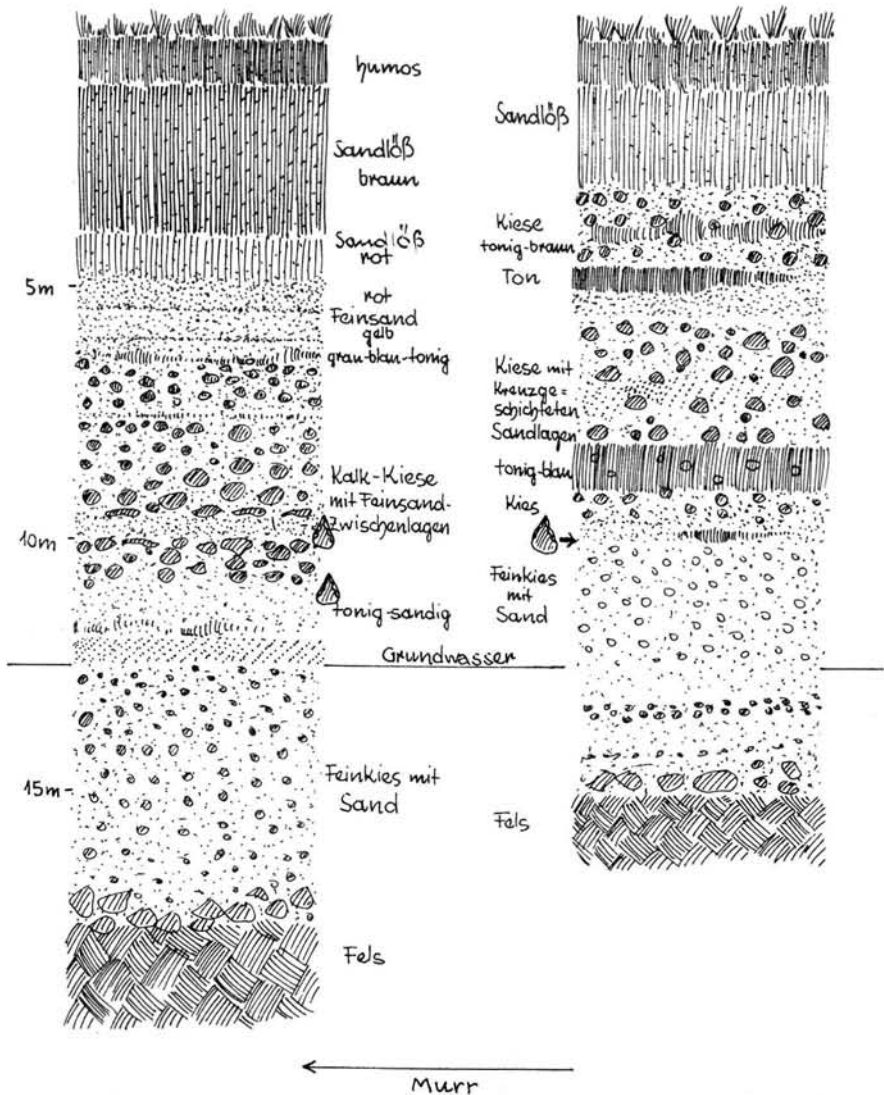


Abb. 1. Profile der Sandgruben in Steinheim/Murr; links: neue Grube Sigrist; rechts: Grube Sammet mit Fundhorizont

Das Material, aus dem der Faustkeil hergestellt wurde, ist dichter dunkelgrauer Kalk. Schlagproben damit ergaben Absplisse mit brauchbar scharfen Kanten, die wohl nicht mit den glasharten Klingen aus Feuerstein verglichen werden können, aber zum Aufschneiden und Zurichten von Tieren und Fischen, zum Abkratzen von Knochen und Fellen sicher gut zu brauchen waren.

Der Faustkeil des „Steinheimers“ wurde 10 m unter der Oberfläche *in situ* ausgegraben. Er wirkt trotz seiner Größe keineswegs plump, sondern schlank und handlich. Seine Oberfläche ist vom Wasser etwas abgelaugt, doch ist jede Retusche noch deutlich zu erkennen. Die Oberseite des plattigen Stücks ist durch etwa 9 Abschlüge großflächig geformt, wovon jeder Abschlag durch weitere 3–7 Retuschen verfeinert worden ist. Die Mittel-

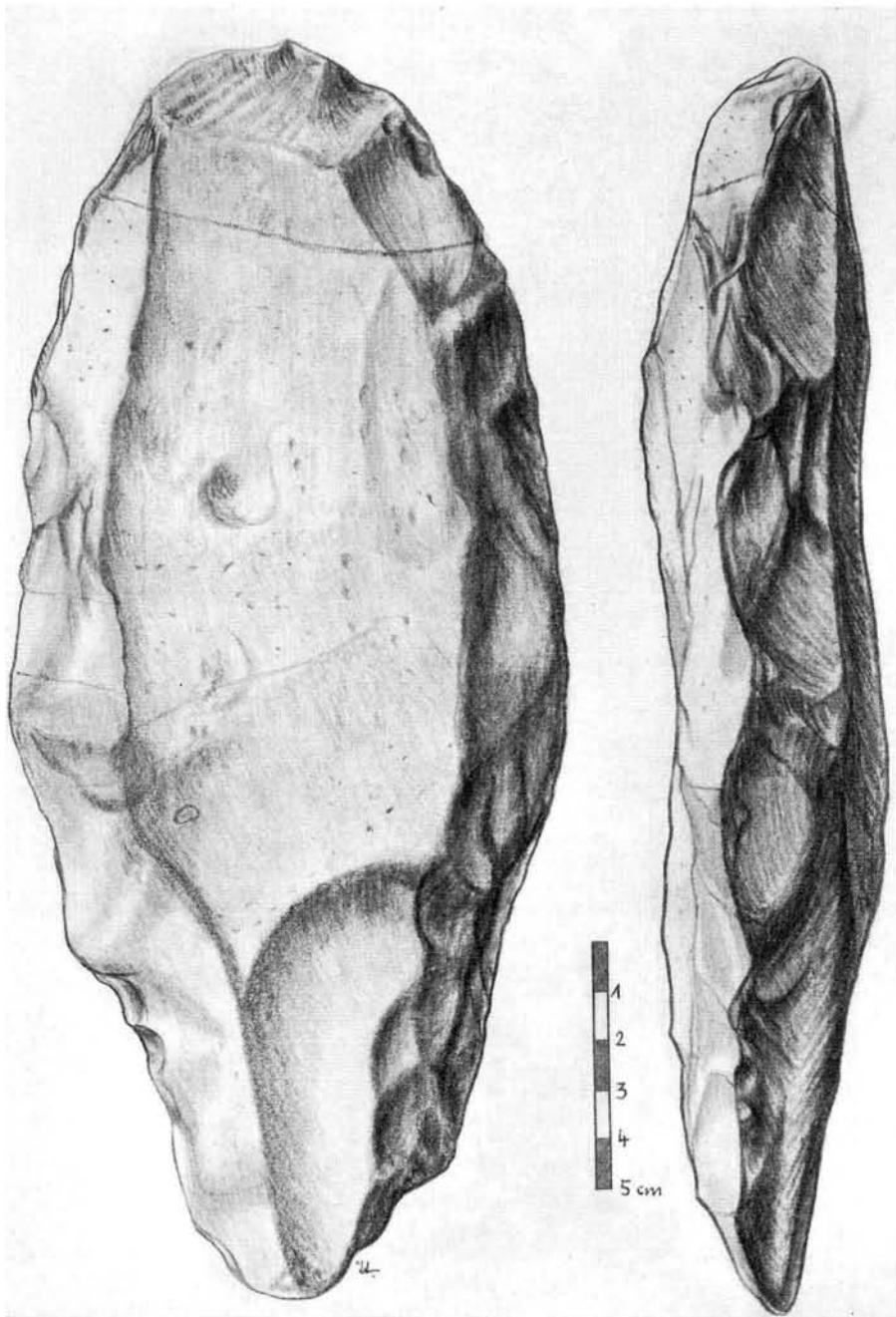


Abb. 2. Faustkeil des *Homo steinheimensis* — Oberseite (Zweiseiter, Kalk, 10 m unt. Oberfl.)

fläche der Oberseite ist anscheinend ursprünglich und unbearbeitet geblieben, während die Unterseite gänzlich mit Abschlagflächen bedeckt und am Rande durch Retuschen unterteilt ist. Auf beiden Seiten entstand so eine geschwungene Randkante mit je 4 großen Einker-

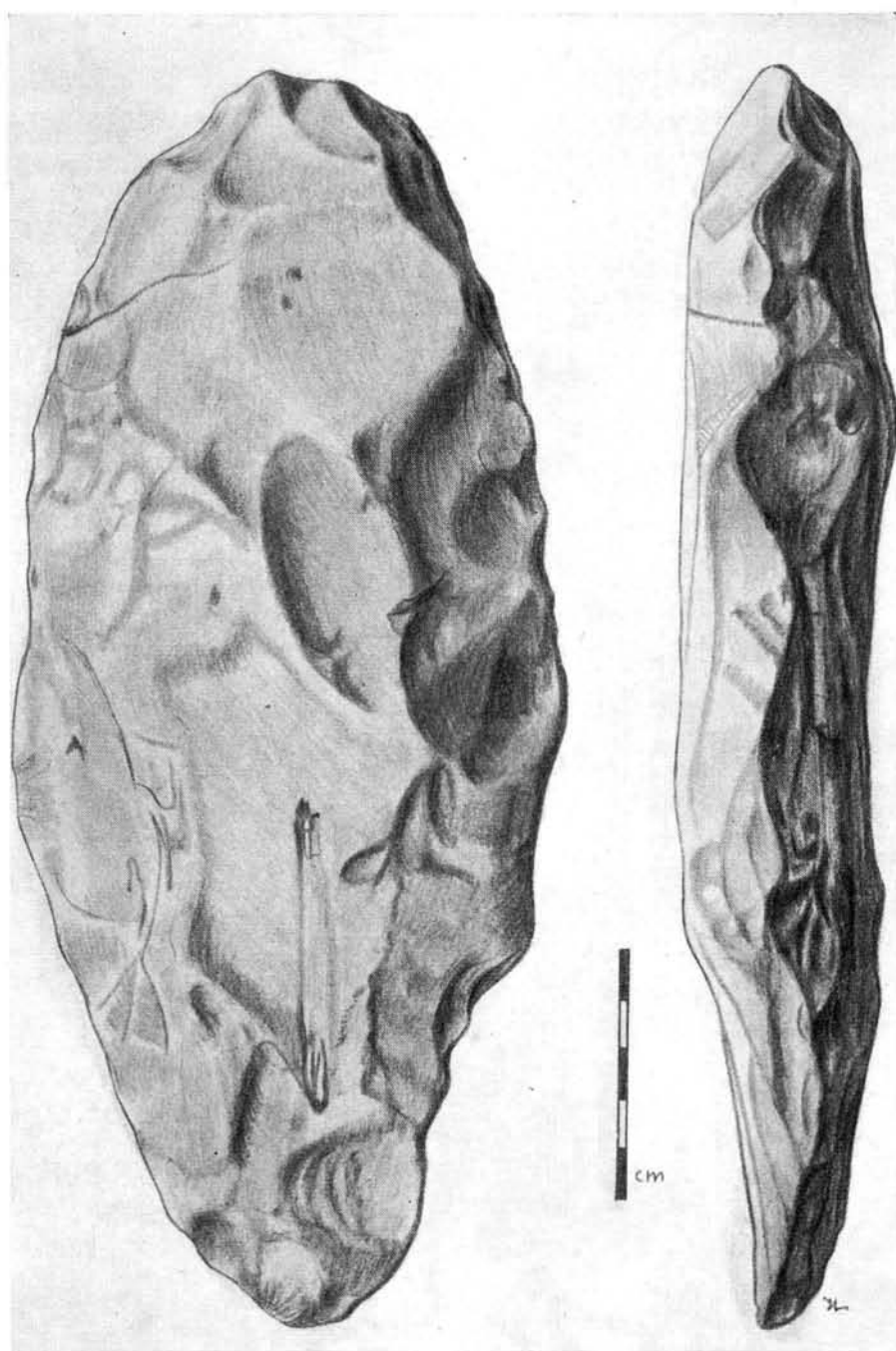


Abb. 3. Faustkeil des *Homo steinheimensis* — Unterseite.

bungen (siehe die Abbildungen!). Nur am stumpfen Ende (Griffpunkt für die Hand) ist ein etwa 5 cm langes Stück ohne Schneide, während die Spitze gegenüber ringsum scharf und etwas nach oben aufgewölbt ist. Auf der Unterseite des Faustkeils ist noch ein Teil einer stabförmigen Versteinerung zu sehen, auch durchzieht am Griffende eine kristalline Kalkader das Werkstück.

Die Bergung des Steinheimer Faustkeils ist ein besonderer Glücksfall, da alle Kieselstücke durch eine Steinbrechanlage zu Kleinsplitt zermalmt werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Steinheimer Mensch des Mindel/Riß-Interglazials trotz des Mangels an Feuerstein aus Kalk eine vielseitige Gerätereihe herstellen konnte, die gegenüber den kieseligen Werkzeugen weicher im Material, mehr plattig sind — aber im Verein mit Knochen- und Holzgeräten sicher ihre Aufgabe erfüllten. Der in der Schädel-Fundsicht ausgegrabene Faustkeil stellt den *Homo steinheimensis* typologisch in die Kulturen mit Doppelseitern.

Eine 2 m höher gelegene Fundsicht in der neuen Sigrist-Grube läßt die Möglichkeit offen, daß sich die Kultur des Steinheimers bis ins Riß I/II-Interstadial an Ort und Stelle fortgesetzt hat.

Manusk. eingeg. 5. 12. 1961.

Anschrift des Verfassers: Johann Itermann, Schulrat a. D., Althaaren über Heinsberg, Rhld. (22c).

Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht

Von LUDWIG AHORNER, Köln

Mit 23 Abbildungen im Text und 4 Tafeln (II—V)

Zusammenfassung: Ausführliche feldgeologische und morphologische Studien sowie die Auswertung zahlreicher Tiefbohrungen (zum Teil unter Anwendung sedimentpetrographischer Methoden) ermöglichten eine kritische Neubearbeitung der quartären („fortlebenden“) Tektonik der Niederrheinischen Bucht. Es wird insbesondere auf die Lagerung des Pleistozäns — vor allem der älteren Flußterrassen von Rhein und Maas — in der linksrheinischen Buchthälfte eingegangen und die Art und das Ausmaß der tektonischen Lagerungsstörungen sowie deren räumliche und zeitliche Entwicklung aufgezeigt und in Karten (Taf. II—IV) dargestellt.

Die junge Tektonik besitzt einen germanotypen Charakter. Ihr Baustil wird bestimmt einerseits durch weiträumige Schichtverbiegungen, Schollenschragstellungen und trogförmige Einsenkungen, zum andern durch zahlreiche Verwerfungen mit überwiegend vertikaler, abschiebender Bewegungskomponente. Die Bruchlinien streichen gewöhnlich NW—SE („niederrheinisch“) — seltener WNW—ESE, NNW—SSE, NNE—SSW, NE—SW — und weisen eine quartäre Sprunghöhe bis zu 175 m auf. Der tektonische Formenschatz läßt im Bereich der Niederrheinischen Bucht auf eine regional dehnnende Krustenbeanspruchung in SW—NE-Richtung schließen (absoluter Ausweitungsbetrag seit Beginn des Quartärs möglicherweise 90—180 m), im ganzen rheinischen Raum auf eine Anhebung und Schragstellung der „Westdeutschen Großscholle“ gegen NW.

Die quartäre Kippschollentektonik stellt keine selbständige Gebirgsbildung dar, sondern sie ist in räumlicher, zeitlicher und kinetischer Hinsicht aufs engste mit der jungtertiären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht verknüpft. Man faßt beide am besten zu einem jungtertiär-quartären Bruchbildungszyklus zusammen. Dieser setzt mit schwachen, aber verbreiteten Bruchbewegungen im höheren Miozän (vermutlich mit dem Sarmat) ein; örtlich auch schon etwas früher (im Helvet und Torton). Im Verlauf der Pliozän-Zeit verstärkt sich die Bruchtätigkeit, und der Höhepunkt der Schollenverschiebungen wird im oberen Pliozän und im älteren Pleistozän erreicht. Erhebliche synsedimentäre und intersedimentäre Krustenbewegungen haben sich im Quartär während der Bildungszeit der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse, d. h. im prä-günz-eiszeitlichen und günz-eiszeitlichen Pleistozän ereignet, wo an manchen Sprüngen ein Verwurf von 80 und mehr Metern aufriß. Auch nach der Günz-Eiszeit kam es noch zu beträchtlichen Dislokationen, welche sich gewöhnlich deutlich in der heutigen Geländegestalt abzeichnen. Diese Bruchbewegungen erfolgen zum Teil vor dem Drenthe-Stadium der Riß-Eiszeit (vermutlich gekoppelt mit dem kräftigen Aufleben der Kippbewegung der „Westdeutschen Großscholle“ im Mindel-Glazial und im Mindel/Riß-Interglazial), zum Teil während dieser Zeitspanne und auch noch nachher. Ablagerungen der Drenthe-Zeit sind an großen „fortlebenden“ Sprüngen bis zu 30 m verworfen. Mit dem Riß/Würm-Interglazial und der Würm-Eiszeit klingt die Bruchtätigkeit merklich ab. Erst in der Nacheiszeit und der Gegenwart scheint sie wieder etwas aufzuleben.

Die quartäre Bruchtektonik beschränkt sich in ihrer räumlichen Verbreitung im wesentlichen auf einen mittleren und westlichen Teilabschnitt der Niederrheinischen Bucht, wo sich ein von bedeutsamen Randstrukturen begrenzter Schollenstreifen („Niederrheinische Hauptbruchfurche“) nicht erst in quartärer Zeit, sondern in gleicher Weise auch schon früher im Tertiär als ein Häufungsgebiet besonders großer Verwerfungen bemerkbar macht. In historischer Zeit stellt diese mobile Bruchfurche eine Zone erhöhter Seismizität dar.

Summary¹⁾ Extensive investigations in field geology and geomorphology as well as the interpretation of numerous bore hole profiles (with occasional application of sediment-petrological methods) supported a revision of Quaternary structural activity („fortlebende Tektonik“) in the Lower Rhine Valley. The stratigraphic position of the Pleistocene deposits in the western region of the Lower Rhine Valley — in particular those of the older river terraces of Rhein and Meuse — has been discussed in detail. Kind and dimension of structural displacements and their regional and time-bound development has been analyzed and is illustrated on graphs and maps (pl. II—IV).

¹⁾ Der Verf. ist Prof. Dr. U. JUX für die Übersetzung der englischen Zusammenfassung zu Dank verpflichtet.

The young geological structural activity is a kind of germanotype orogenesis; characterized by regional flexures, tilted fault blocks, basin-like subsidence, and by numerous and mostly vertically oriented downthrows. These faults are generally directed in a NW—SE strike („niederrheinisch“); less common is a WNW—ESE, NNW—SSE, NNE—SSW, NE—SW strike. A vertical displacement of maximal 175 m can be calculated as occurring in the Quaternary period. The structural features indicate in the Lower Rhine Valley a regional tension of the crust which follows a SW—NE direction. The amount of absolute extension since early Quaternary time might very well amount from 90 to 180 m. Furthermore, structural features of the whole Northern Rhine District indicate an uplift and tilting of the „Westdeutsche Großscholle“ towards NW.

Faulting tectonics of the Quaternary period can not be considered as a specific and individual orogenic activity, but is closely related to the late Tertiary Graben structures of the Lower Rhine Embayment. This is in consequence to the regional occurrence, stratigraphic position, and structural mechanics. Both are considered best as parts of one Late-Tertiary-Quaternary cycle of faulting tectonics. This cycle starts with small but widely distributed displacements along faults in the late Miocene period (probably Sarmat). Locally some earlier movements may appear (Helvet and Torton). During Pliocene time faulting is more intense and the maximum displacements occur in late Pliocene and early Pleistocene times. Considerable syn-sedimentary and inter-sedimentary crustal displacements happened during the Quaternary when the Older and Younger Main Terraces of the Rhine and Meuse River were accumulated. During this Pleistocene period, which can be correlated with a Pre-Günz period and the Günz glaciation, some faults demonstrate a vertical displacement which exceeds 80 m. Another structural dislocation appeared after the Günz glaciation. This appears very distinct in the modern morphology of the area. Some of such faulting tectonics took place before the „Drenthe Stadium“ of the Riss glaciation. There is probably a direct relation to a strong tilt movement of the „Westdeutsche Großscholle“ during the Mindel glaciation and the Mindel/Riss interglacial period. Another part of the fault structures was formed during the „Drenthe Stadium“ and even afterwards, as deposits of this period are dislocated on still active downthrows for almost 30 m. With the beginning of the Riss/Würm interglacial period and the Würm glaciation faulting decreases noticeable, but in the postglacial and recent time fault scarps have been renewed by renewed movements.

Structural activity of Quaternary age as faulting is mainly restricted to the central and western part of the Lower Rhine Valley. Here a marked block faulted region — the „Niederrheinische Hauptbruchfurche“ — is not only characterized as a dominant area of especially strong faulting during the Quaternary, but also during the Tertiary time. During historical time, this mobile fault system represents a region of increased seismicity.

INHALT

A. Vorwort

B. Einführende Übersicht der Stratigraphie und Tektonik

I. Abgrenzung und großtektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

II. Die Schichtfolge

a) Der prätertiäre Untergrund

b) Das Tertiär

c) Das Quartär

C. Methodische Vorbemerkungen

I. Grundsätzliches zum Nachweis quartärer Verwerfungen

II. Einige Bemerkungen zur Anwendung der quantitativen Schotteranalyse

D. Regionale Untersuchungen

I. Erläuterung der Übersichtskarten

II. Zum Vorkommen quartärer Bruchtektonik im Ostteil der Niederrheinischen Bucht

III. Der Westrand der Kölner Scholle

a) Das Kippschollenfeld westlich von Bonn

b) Die südliche Ville

Swist-Sprung-System

Erft-Sprung-System

Brüche des Ville-Plateaus östlich des Erft-Sprunges

- c) Die mittlere Ville
 - Frechener Sprung
 - Louise-Sprung und diagonale Verbindungssprünge zum westlichen Ville-Rand
 - Randbrüche der mittleren Ville (Horremer Sprung und Quadrather Sprung)
 - Kentener Störung
- d) Die nördliche Ville
 - Antithetische Brüche
 - Synthetische Brüche
- e) Der Jackerather Horst
 - Südliche Bruchbegrenzung
 - Nördliche Bruchbegrenzung
- IV. Die Erft-Scholle
 - a) Der Bruchbau der südlichen Erft-Scholle
 - Antithetische Störungen im Vorfeld des Swist-Sprunges
 - Bruchrand von Erp
 - Wissersheimer Störung
 - Neffel-Bach Störung und Störung von Buir
 - b) Der Bruchbau der nördlichen Erft-Scholle
 - Störung von Steinstraß
- V. Der Venloer Graben und seine Randgebiete
 - a) Die östliche Grabenbegrenzung
 - Viersener Störung
 - Dülkener Störung und Rheindahlener Störung
 - b) Die westliche Grabenbegrenzung
 - Wegberger Störung
 - Störung von Belfeld
 - c) Der Bruchbau des nördlichen Venloer Grabens
- VI. Der Rurrand-Peelrand-Abbruch
 - Rövenicher Sprung
 - Rurrand
 - Peel-Randbruch
- VII. Die Rur-Scholle
 - a) Der Bruchbau der südlichen Rur-Scholle
 - b) Der Bruchbau der nördlichen Rur-Scholle
- VIII. Der Eifelrand
 - Kirspenicher Störung
 - Stockheimer Störung
 - Randbruch von Birgel und Abbruch von Merode
- IX. Die westlichen Randstaffeln
 - Sandgewand
 - Feldbiß
 - Heerlerheide (Richtericher) Störung
- E. Allgemeines tektonisches Bild
 - I. Der Formenschatz der jungen Tektonik
 - II. Der quartäre Beanspruchungsplan
 - III. Zur regionalen Verbreitung der „fortlebenden“ Verwerfungen im weiteren Niederrheingebiet
 - IV. Die zeitliche Entwicklung des Bruchschollenbaus
- F. Dank
- G. Literatur

A. Vorwort

Die Niederrheinische Bucht stellt ein junges Senkungsfeld dar, das von NW her keilförmig in den Rumpf des Rheinischen Schiefergebirges eingreift. Im Inneren des Sedimentationsraumes kamen — in der Hauptsache seit dem Oligozän — marine, lagunäre und limnisch-fluviatile Schichtserien von insgesamt mehr als 1000 m Mächtigkeit zum Absatz.

Große NW-SE streichende Verwerfungszonen zerteilten das Gebiet schon früh in leistenförmige Schollen, deren unterschiedliche Eigenbewegungen wechselnde Mächtigkeits- und Faziesbilder bedingten. Hieraus und unter Berücksichtigung des gegenwärtigen Lagerungszustandes ist eine recht genaue zeitliche und räumliche Analyse des Ablaufes der Krustenbewegungen möglich. Es zeigt sich, daß der Höhepunkt der bruchtektonischen Verformung im jüngeren Tertiär, vor allem im Pliozän lag. An vielen Störungslinien kam es jedoch auch noch im Pleistozän zu erheblichen Dislokationen, und manche scheinen selbst in der Gegenwart noch nicht zur Ruhe gekommen zu sein.

Daß im Niederrheingebiet noch in geologisch jüngster Vergangenheit — während des Eiszeitalters — gebirgsbildende Vorgänge am Werk waren, ist schon länger bekannt. Bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts hat E. HOLZAPFEL (1904) auf eine bruchtektonische Verstellung der altpleistozänen Maaskiese an der Sandgewand und am Feldbiß, den beiden bekanntesten Verwerfungen des Aachener Steinkohlenreviers, aufmerksam gemacht. Nach ihm war es namentlich G. FLIEGEL (1907—1922, 1937), der sich in zahlreichen Schriften eingehender mit der quartären Bruchtektonik beschäftigte und ihre weite Verbreitung sowie die große Bedeutung für den geologischen Bau und die Oberflächengestaltung der Niederrheinischen Bucht hervorhob. Auf FLIEGEL geht auch der Begriff „fortlebende Verwerfung“ und die erste kartenmäßige Zusammenstellung dieser jungen Störungslinien zurück (1922, Taf. 1). Von vielen anderen Forschern wurden Einzeldarstellungen geliefert und spezielle Beobachtungen beigebracht. Die wichtigsten diesbezüglichen Mitteilungen stammen von A. QUAAS (1908, 1910), W. WUNSTORF (1910, 1922), E. ZIMMERMANN (1928), H. BREDDIN (1930, 1954, 1955), H. W. QUITZOW (1954), R. WOLTERS (1955, 1956), K. KAISER (1956, 1957), H. W. SCHÜNEMANN (1958), W. PRANGE (1958), H. VÖGLER (1959).

Auch in den benachbarten Niederlanden und in Belgien wurden entsprechende Untersuchungen angestellt, u. a. von F. H. VAN RUMMELEN (1942), H. WORIES (1942), A. MAASKANT (1943, 1949), J. W. R. BRUEREN (1945), J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1955), N. A. DE RIDDER (1959, 1960).

Eine großangelegte Synthese der tektonischen und vulkanischen Vorgänge im Bereich der „Westdeutschen Großscholle“ zur Zeit des Jungtertiärs und Quartärs verdanken wir H. QUIRING (1926). Manche seiner Gedanken sind auch heute noch voll gültig, obgleich sie sich auf ein zum Teil ziemlich lückenhaftes Beobachtungsmaterial stützen. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) gaben vor kurzem einen Überblick über den neueren Kenntnisstand. Das ihrer Arbeit beigelegte Kärtchen „Die fortlebenden Verwerfungen des Niederrheingebietes“ bietet bereits ein recht detailliertes Bild, das jedoch — wie die Autoren selbst betonen — hauptsächlich auf Grund von morphologischen Studien gewonnen wurde. Es wird später noch zu zeigen sein, daß diese Nachweismethode nicht immer zu zuverlässigen Ergebnissen führt.

Eine wirklich umfassende Bearbeitung des Problems stand bislang aus. Dies ist eigentlich erstaunlich, denn gerade die Niederrheinische Bucht mit ihren weiten, zusammenhängenden Flußterrassenflächen, den großartigen Aufschlüssen im Deckgebirge der Braunkohlenabbau und dem schier unübersehbaren Material an Bohrungen bietet — wie sonst wohl kaum ein zweites Gebiet Mitteleuropas — vorzüglich Gelegenheit, das Ausmaß, Alter und die Erscheinungsformen der quartären Tektonik sowie ihre Beziehung zum älteren Bruchbau zu erforschen. Die Bearbeitung hat sich sowohl auf geomorphologische, als auch auf räumlich-geologische und tektonische Untersuchungen zu stützen und die gewonnenen Erkenntnisse unter Einbeziehung der in der Literatur erschienenen älteren Beobachtungen einheitlich darzustellen. Die vorliegende Untersuchung ist als ein erster Versuch in dieser Richtung zu werten.^{1a)}

^{1a)} Eine eingehende Darstellung insbesondere der Verhältnisse des Vile-Gebietes hat der Verf. bereits in seiner — allerdings unveröffentlichten — Diplomarbeit gegeben (L. AHORNER 1960).

Diese Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut in Köln.

B. Einführende Übersicht der Stratigraphie und Tektonik

I. Abgrenzung und großtektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

(vgl. Abb. 1)

Von der Vielzahl der Verwerfungslinien, die das Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht vornehmlich in seiner Längserstreckung (NW-SE) durchziehen, weisen einige wenige besonders hohe Verwurfsbeträge auf. Sie umgrenzen als Rahmenbrüche die großen Bauseinheiten der Bucht. Die meisten Bruchschollen sind gegenüber der Horizontalen gekippt. Zu einer allgemeinen Schrägstellung des gesamten Schollenmosaiks nach NW gesellen sich spezielle Kippvorgänge gegen eine zentrale Achse, die nicht überall mit den am stärksten eingesunkenen Teilbereichen der Bucht übereinstimmt.

Am Westrand des Gebietes herrscht von der Eifel, dem Hohen Venn und von Süd-Limburg her ein nordostwärtiges gestaffeltes Abbrechen des Gebirges und eine Abbiegung der Schichten zur Rur-Scholle, deren tiefster Teil auch als Rur-Graben oder Rurtal-Graben bezeichnet wird. Der Rurrand bzw. Peel-Randbruch, eine bedeutende Bruchlinie am Ostufer des Rur-Tales, verwirft das Ganze wieder antithetisch nach oben, so daß sich im S nun die gleichfalls buchteinwärts geneigte Erft-Scholle, im N eine aus dem Horst von Brüggel-Erkelenz (Peel-Horst) und dem Venloer Graben zusammengesetzte Schollenkombination anschließt. Die in ihrem NE-Teil besonders tief versenkte und annähernd beckenförmig gestaltete Erft-Scholle (Erft-Becken) wird vom be-

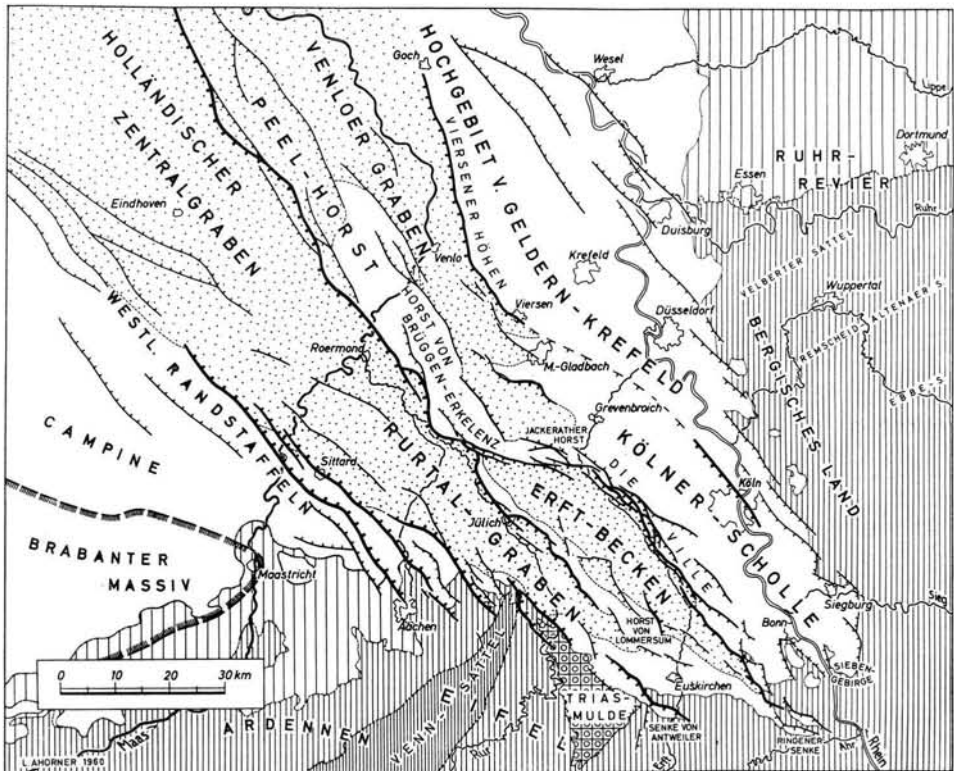


Abb. 1. Tektonische Übersicht des Niederrheingebietes.

Eng schraffiert = Paläozoikum, weit schraffiert = Oberkreide, weiß = Tertiär und Quartär (känozoische Hauptsenkungsgebiete punktiert).

deutenden System des Erft-Sprunges und Swist-Sprunges abgeschnitten, jenseits dessen die höher gelegenen Einheiten der Ville-Scholle und der Kölner Scholle zu dem wieder auftauchenden paläozoischen Gebirge des Bergischen Landes überleiten. Die Abgrenzung des Erft-Beckens gegenüber dem Venloer Graben besorgt der Jackerather Horst, welcher als besonders hoch herausragende Spezialscholle einer zwischen der Ville und dem Horst von Brüggens-Erkelenz vermittelnden Querzone aufsitzt. Als Ostbegrenzung des Venloer Grabens fungiert die Viersener Störung („Grenzstörung“), der sich nach E die Hochscholle von Viersen und das Hochgebiet von Geldern-Krefeld anschließen. Die zuletzt erwähnten Einheiten sind ähnlich flachgründig wie die Kölner Scholle, mit deren östlicher Hälfte sie zusammenhängen.

Die Zone der maximalen Schollenversenkung befindet sich in der südlichen Hälfte der Bucht zunächst am Ostrand des Erft-Beckens zu Füßen des Erft-Swist-Sprung Systems (Mächtigkeit der känozoischen Grabenfüllung bis zu 1000 m). Weiter im N wechselt die Tiefenlinie auf den Rurtal-Graben über, wo unterhalb Heinsberg mehr als 1200 m tertiäre und quartäre Sedimente angehäuft wurden. Noch erheblich stärker schwillt die Mächtigkeit im Holländischen Zentralgraben an, der unmittelbaren Fortsetzung des Rurtal-Grabens.

An die am stärksten eingetieften Teilgebiete und an deren Randzonen sind auch die bedeutendsten quartären Brüche geknüpft. Im flachgründigen Ostabschnitt der Bucht — im Hochgebiet von Geldern-Krefeld, der Kölner Scholle und dem Bergischen Höhenrand — erweist sich die junge Schollenzerbrechung als weniger stark. Dort wird zudem ihr Nachweis durch ein weitflächiges Fehlen oder die lückenhafte Verbreitung der altpleistozänen Terrassensedimente erschwert.

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist deshalb in der Hauptsache die westliche Hälfte der Niederrheinischen Bucht, wo zwischen den jungen Taleinschnitten von Rhein und Maas im Vorland von Eifel und Ardennen ein riesiger altpleistozäner Schuttfächer erhalten geblieben ist, dessen heute hochliegende Schotterfluren sich von Bonn-Euskirchen im S und Aachen-Maastricht im W bis in die Gegend nördlich von Straelen erstrecken. Die Schichten der als Hauptterrasse bezeichneten Talstufe überdecken in ihrer gegenwärtigen Verbreitung eben noch die Westränder der Hochscholle von Viersen und der Kölner Scholle (Ville-Gebiet), ziemlich vollständig aber die Erft-Scholle, den Venloer Graben, den Horst von Brüggens-Erkelenz, die Rur-Scholle und deren westliche Ränder, sowie das Gebiet von Süd-Limburg.

II. Die Schichtfolge (vgl. Tab. 1)

Neben der Stratigraphie der quartären Schichtfolge, die uns hier besonders beschäftigt, soll kurz auch auf die Ausbildung der älteren Gesteinsserien eingegangen werden; denn die „fortlebenden“ Bruchbewegungen des Niederrheingebietes spielen sich so gut wie ausschließlich auf posthumer Bahnen ab, und ein Vergleich mit dem präquartären tektonischen Bau ist oft zweckmäßig.

a) Der prätertiäre Untergrund

Der vortertiäre Unterbau der Niederrheinischen Bucht wird in der Hauptsache aus paläozoischen Schichten gebildet, welche im SE dem Devon, im NW dem flözleeren und produktiven Karbon, z. T. auch noch dem Perm angehören. Generell läßt sich feststellen, daß der Faltenbau der varistischen Gebirgsumrahmung sich im großen und ganzen ungestört unter der mächtigen Sedimentdecke der Grabenfüllung fortsetzt (G. FLIEGEL 1932).

Triassische Untergrundschichten (und ebenso Lias) kennt man von der südwestlichen Randzone der Bucht und vom Lommersumer Horst. Auch im südlichen Rurtal-Graben und auf der Erft-Scholle mögen diese Schichten örtlich (in der Verlängerung der Eifeler Nord-Süd-Zone) vorhanden sein (E. SCHRÖDER 1956). Eine geschlossene Verbreitung ge-

winnt die mesozoische Decke aber erst im äußersten N und NW der Bucht im Übergangsbereich zum Norddeutschen Tiefland (W. WUNSTORF & G. FLIEGEL 1910, L. U. DE SITTER 1949). Hier sind beiderseits des präoligozänen „Krefelder Gewölbes“ in größerer Verbreitung auch noch oberkretazische Sedimentfolgen erhalten.²⁾

b) Das Tertiär

Über die Stratigraphie und Fazies der tertiären Füllschichten gibt es neuerdings gute zusammenfassende Darstellungen (R. TEICHMÜLLER 1958, G. v. D. BRELIE 1959b, W. H. ZAGWIJN 1959). Die Spezialliteratur ist dort ausführlich zitiert.

Bei den einzelnen tertiären Schichtgliedern beobachtet man häufig folgende räumlich-fazielle Abfolge: Rein marine Ablagerungen in N und NW der Bucht verzahnen sich mit ästuarin-lagunären Bildungen im Mittelabschnitt und diese gehen nach S in sumpfig-terrestre und limnisch-fluviatile Serien über. Mit dem Wandern der Küstenlinie unterlagen die Faziesäume einer dauernden Verschiebung. Die weiteste Ausdehnung gewann der marine Bereich im Mittleren und namentlich im Oberen Oligozän, wo die Nordsee bis in die Gegend von Köln nach S vordrang. Nach dieser optimalen Überflutung zog sich das Meer — von episodischen Vorstößen abgesehen — allmählich immer weiter zurück und der limnisch-fluviatile Bereich nahm überhand. Seit dem ausgehenden Miozän bestimmt er fast ausschließlich das sedimentäre Geschehen in der Niederrheinischen Bucht.

Mit dem Überhandnehmen der limnisch-fluviatilen Sedimentation zeichnet sich ein bedeutsamer Umschwung in der Materialzusammensetzung ab. Entstammte das zumeist feinkörnige Material der älteren tertiären Schichtserien noch z. T. einem nordwestlichen oder nördlichen Liefergebiet (H. WERNER 1958, A. VÖLPEL 1958) oder handelt es sich in stärkerem Maße um sedentäre, an Ort und Stelle durch Aufwuchs entstandene Bildungen (Niederrheinische Braunkohlen-Formation), so setzt nun — vermutlich im Sarmat — im Zusammenhang mit der Ausbildung eines Ur-Rhein- und Ur-Maas-Systems und dem erstmaligen stärkeren Emporsteigen des rheno-herzynischen Hinterlandes ein gewaltiger Materialzustrom aus dem S ein, welcher eine Übersättigung der Bucht mit allgemein gröber gekörnten Sedimenten zur Folge hatte (Kieselloolith-Formation). Lediglich in speziellen, vorübergehend weiter ausgedehnten Süßwasserbecken kamen weiterhin feinere Sedimente und Pelite, lokal auch dünne Braunkohlenflöze zum Absatz (Rot-Ton-Serie, Reuver-Ton-Serie).

Die limnisch-fluviatilen und ästuarinen Sedimente der Niederrheinischen Bucht sind wegen ihrer Armut an tierischen Fossilien biostratigraphisch schwer zu gliedern. Einzig auf floristischer Basis war bislang eine Unterteilung möglich, freilich auch hier nur in groben Zügen. Eine für praktische und tektonische Untersuchungen verwertbare Gliederung beruht vorwiegend auf lithologischen Merkmalen sowie auf raumstratigraphischen Überlegungen. Dabei wirkt sich vorteilhaft aus, daß die Schichtfolge einen meist gut erkennbaren und über größere Bereiche hinweg verfolgbaren vertikal-rhythmischen Aufbau zeigt (H. BREDDIN 1950, 1952, 1955a, H. W. QUITZOW 1955).

Einzelheiten der stratigraphischen Gliederung gibt die Tabelle 1.

c) Das Quartär

Bei den quartären Ablagerungen handelt es sich in der Hauptsache um fluviatile Bildungen. Äolische, glaziäre und limnisch-sedentäre Ablagerungen sind erst an zweiter Stelle zu nennen. Die Talentwicklung von Rhein und Maas bestimmt den Ablauf der Sedimentation und führt zur Anhäufung mächtiger Schottermassen. J. I. S. ZONNEVELD (1956, 1959), H. W. QUITZOW (1956), G. v. D. BRELIE (1959b) und K. KAISER (1961) haben unsere

²⁾ Ein isoliertes Vorkommen von Oberkreide ist seit langem in der südwestlichen Randzone der Bucht bei Irnich bekannt.

derzeitige Kenntnis von der Stratigraphie und Fazies der quartären Füllschichten der Niederrheinischen Bucht zusammengefaßt.

Die Flußterrassen von Rhein und Maas sind am klarsten entwickelt im Hebungsgebiet des Rheinischen Schiefergebirges. Hier unterscheidet man beim Rhein der relativen Höhenlage nach vier Gruppen: die Höhenterrassen (Pliozän), Hauptterrassen (Altpleistozän), Mittelterrassen (Mindel-Riß) und Niederterrassen (Würm). Vom Gebirge lassen sich die einzelnen Talstufen unter Abnahme der vertikalen Abstände in das Tiefland hinausverfolgen. In einiger Entfernung vom Gebirgsrand kommt es zu einer Kreuzung der Terrassen; von da an liegen die älteren unter den jüngeren begraben.

Für das Altpleistozän ist die Kreuzungsstelle in der Osthälfte der Niederrheinischen Bucht nördlich der Linie Geldern—Wesel anzunehmen. In der westlichen Buchthälfte, wo die selbständige Schollenversenkung auch während des Pleistozäns noch kräftig weiterging, rückt die Kreuzungslinie weit nach S bis dicht an den Gebirgsrand heran. Die Jüngere Hauptterrasse, welche im Zeitraum zwischen der Tegelen-Warmzeit und der Cromer-Warmzeit aufgeschüttet wurde und große Gebietsteile zwischen den jungen Taleinschnitten von Rhein und Maas einnimmt, überdeckt hier in den hauptsächlich Senkungsfeldern (z. B. im Erft-Becken, Rurtal-Graben, Venloer Graben) mächtige Schotterlagen der Älteren Hauptterrasse (entstanden in der Brüggen-Kaltzeit).³⁾ Gebietsweise schalten sich zwischen die beiden Kiesstufen tonige Ablagerungen der Tegelen-Warmzeit (Tegelen-Schichten) ein. Eine von H. BREDDIN (1955b) im basalen Abschnitt des altpleistozänen Schuttfächers ausgeschiedene sogen. Älteste Hauptterrasse („Jülicher Schichten“) ist dagegen in ihrer Selbständigkeit bisher nicht gesichert.⁴⁾ Tabelle 1 zeigt, wie sich die einzelnen Stufen in dem altpleistozänen Schichtstapel der Niederlande fortsetzen.

Mit dem Beginn des Mittelpleistozäns zeichnet sich in unserem Gebiet ein starkes Einschneiden aller Flußläufe ab; eine Folge der kräftigen Neubelebung der allgemeinen Aufwärtsbewegung des Rheinischen Schiefergebirges und seines Vorlandes, welche ihren Höhepunkt im Laufe der Mindel-Eiszeit und des nachfolgenden Interglazials erreicht. Zwischenzeitliche Aufschotterungen führten (im Rheintal) zur Bildung der Oberen und Mittleren Mittelterrasse.

Im Jungpleistozän war diese große Talvertiefung im wesentlichen abgeschlossen, denn schon die Untere Mittelterrasse (Drenthe-Stadium der Saale-Ver-eisung) und die Krefelder Mittelterrasse (Warthe-Stadium) gehören morphologisch dem Talgrund an. Sie liegen im Niveau nur noch wenig über der eigentlichen Talsohle, der würm-eiszeitlichen Niederterrasse.

Im W des Tieflandes wurde (mit Ausnahme von Süd-Limburg) die mittelpleistozäne Talvertiefung weniger wirksam. Die lokalen Senkungsgebiete machten hier infolge ihrer abwärtigen Eigenbewegung die allgemeine Heraushebung der „Westdeutschen Großscholle“ QUIRING's (1926) nur untergeordnet mit. Lediglich auf den angehobenen Rändern der Kippschollen und in den Horstgebieten vermochten sich die Flußläufe merklich einzuschneiden. Im Senkungsfeld des nördlichen Rurtal-Grabens dagegen sind die verschie-

3) Einen neuerlichen wichtigen Hinweis auf die kaltzeitliche Entstehung der Älteren Hauptterrasse erbrachten Beobachtungen des Verf. in der Ziegeleigrube H. Lamers in Jülich, wo sich im unteren Teil der Maas-Kiesfolge der Älteren Hauptterrasse horizontmäßig verteilt zahlreiche synchrone Kryoturbationen und Eiskeile fanden. Die Strukturen sind in der Diplomarbeit des Verf. beschrieben und abgebildet, auszugsweise auch bei M. SCHWARZBACH (1961) und K. KAISER (1960, 1961). Wenn W. H. ZAGWIJN (1959, S. 9) sich neuerdings gegen eine kaltzeitliche Einstufung der Älteren Hauptterrasse durch R. WOLTERS (1950, 1954) u. a. wendet, so muß dem auf Grund der Beobachtungen in Jülich eindeutig widersprochen werden.

4) Verf. konnte jedenfalls im Geröllbestand trotz zahlreicher Zählungen keinen verwertbaren Unterschied zwischen Älterer Hauptterrasse und sog. Ältester Hauptterrasse feststellen (vgl. L. AHORNER 1960).

denen mittel- und jungpleistozänen Talstrufen der Maas in sehr komplexer Weise ineinander verschachtelt. Eine exakte Unterscheidung ist nur sedimentpetrographisch mittels Schwermetall- und Kies-Analysen möglich.

Bei den äolischen Bildungen unterscheidet man am Niederrhein auf Grund der Verwitterung und der Bodenbildung einen Älteren oder Riß-Löß und einen jün-

Tabelle 1

Stratigraphisches Schema der känozoischen Grabenfüllung der Niederrheinischen Bucht.

Zusammengestellt nach H. W. QUITZOW (1956), J. I. S. ZONNEVELD (1956, 1959), R. TEICHMÜLLER (1958), G. v. DER BRULIE (1959b), W. H. ZAGWIJN 1959) u. a.

Im tertiären Bereich deuten senkrechte Schraffen nachgewiesene oder vermutete Schichttücken, Wellenlinien Diskordanzen an; der marine oder marin beeinflusste Faziesbereich ist durch Punktierung hervorgehoben.

Jung-		Mittel-		Alt-	
Pleistozän		Pleistozän		Pleistozän	
Würm-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Eem-W.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Riß-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Holstein-W.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Mindel-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Cromer-W.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Gunz-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Maal-W.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Eburon-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Tegelen-W.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Brüggen-K.	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Jungtertiär		Jungtertiär		Jungtertiär	
Pliozän		Pliozän		Pliozän	
Asi-Placentin	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Pont	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Sarmat	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Torton	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Helvet	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Grund	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Alttertiär		Alttertiär		Alttertiär	
Oligozän		Oligozän		Oligozän	
Neochalt	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Eochalt	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Rupel	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Lallorf	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Eozän	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
Paleozän	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff	Zone von Uff
LIEGENDES		LIEGENDES		LIEGENDES	
OBERKREIDE (MAASTRICHT)		OBERKREIDE (MAASTRICHT)		OBERKREIDE (MAASTRICHT)	
MESOZOIKUM - PALÄOZOIKUM		MESOZOIKUM - PALÄOZOIKUM		MESOZOIKUM - PALÄOZOIKUM	
PALÄOZOIKUM		PALÄOZOIKUM		PALÄOZOIKUM	

geren oder Würm-Löß. Beide zeigen in guten Aufschlüssen zwischengeschaltete interstadiale Bodenbildungen (E. MÜCKENHAUSEN 1954, E. H. MÜLLER 1959). Das Vorhandensein eines Mindel-Lösses ist noch fraglich (H. REMY 1959).

Im niederländischen Peel-Gebiet ist das sog. „Sanddiluvium“ weit verbreitet; feine niveo-äolische Decksande, die in einer Mächtigkeit bis zu 30 m den Untergrund verhüllen (J. I. S. ZONNEVELD 1947, 1956, 1959). Ähnlich wie der Löß setzt sich auch das „Sanddiluvium“ aus einer riß- und aus einer würm-eiszeitlichen Komponente zusammen (H. D. M. BURCK 1957).

C. Methodische Vorbemerkungen

I. Grundsätzliches zum Nachweis quartärer Verwerfungen

Der anschaulichste und zugleich sicherste Nachweis einer quartären Störung ist dann gegeben, wenn man die Bewegungszone unmittelbar im Aufschluß beobachten kann. Leider sind solche direkte Nachweismöglichkeiten selbst in der sonst gut erschlossenen Niederrheinischen Bucht nicht allzu häufig. Am ehesten trifft man im Anschnitt entblößte „fortlebende“ Sprungzonen in den großen Braunkohlenabbau an. Der Grund dafür liegt einmal in der räumlichen Ausdehnung dieser Aufschlüsse, dann aber auch darin, daß sie weitgehend unabhängig vom Kleinrelief der Geländeoberfläche angelegt sind. Normale Kiesgruben dagegen zeigen fast immer eine enge Beziehung zur Morphologie. Man findet sie zwar öfters an den als Kieskanten herausragenden Bruchstufen bauend, doch hat man sie da aus Zweckmäßigkeitsgründen stets in den höheren Abschnitten der Geländekanten angelegt, während der von Lößlehm und Fließerdebildungen verhüllte Böschungsfuß unangetastet bleibt. Gerade dort ist aber in der Regel der Ausbiß der die Geländekante bedingenden fortlebenden Verwerfung zu suchen. Man wird dieselbe also nur in wenigen Fällen zu Gesicht bekommen. Kleinere Begleitsprünge sind allerdings häufiger zu beobachten. Ihr Auftreten bedeutet manchmal einen wichtigen Hinweis für das Vorhandensein und die Art der großen Störung.

Neben dem direkten Nachweis kommen indirekte Möglichkeiten in Frage, um das Bestehen jugendlicher Bodenbewegungen zu ergründen. Sie gehen teils auf geologische Untersuchungsmethoden zurück, teils auf solche aus den benachbarten Wissenschaftsgebieten.

Gerade am Niederrhein hat man schon früh begonnen, aus geodätisch nachweisbaren Höhen- und Lageveränderungen Rückschlüsse auf tektonische Bodenbewegungen zu ziehen (K. HAUSSMANN 1910, J. WEISSNER 1929, H. PAUS 1932, 1950, H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Weiterhin ist das Vorkommen, die Häufigkeit und Intensität von Erdbeben als Indiz für heute noch andauernde Krustenunruhe betrachtet worden (A. SIEBERG 1926, M. SCHWARZBACH 1951). Auch Gefällsunstetigkeiten an Wasserläufen und statistisch nachweisbare Änderungen der Mittelwasserstände wurden in ähnlichem Sinne interpretiert (M. LIPPKE 1936).

Für Bodenbewegungen, die zeitlich weiter zurückliegen, kommen i. allg. nur geologische Nachweismethoden in Frage. Höhenverstellungen in vorgeschichtlicher Zeit lassen sich u. U. mit dem Auftreten und der Verbreitung von holozänen Flachmooren erweisen (E. ZIMMERMANN 1928, H. BREDDIN 1930). Ganz allgemein gestattet die Kenntnis der Mächtigkeitsverteilung und der Ablagerungsverhältnisse quartärer Sedimente Rückschlüsse auf tektonische Ereignisse während und nach Absatz dieser Schichten. So deutet die Richtungsbeständigkeit der Sedimentschüttung in bevorzugte Tröge oftmals auf eine synsedimentäre Eintiefung derselben (J. LOHR 1949, H. W. SCHÜNEMANN 1958). Relative plötzliche Schollenverstellungen im fluviatilen Bereich können zu Gefällsbrüchen führen, die im Strömungslee eine Vergrößerung der gerölmorphologischen Formverhält-

nisse zur Folge haben (K. KAISER 1956) oder wenigstens eine verstärkte Aufnahme von Gesteinsmaterial aus dem Untergrund der Gefällsstufe bedingen (G. HERBST 1957).

Für alle bisher angeführten indirekten Nachweismethoden gilt, daß ihre Anwendung oftmals auf Sonderfälle beschränkt ist. Auch vermögen sie meist lediglich die Tatsache junger Krustenbewegungen wahrscheinlich zu machen, ohne genaue Unterscheidung, ob es sich dabei tatsächlich um echte, an lokalisierten Einzelflächen sich abspielende Bruchbewegungen handelt oder um weiträumige Krustenverbiegungen.

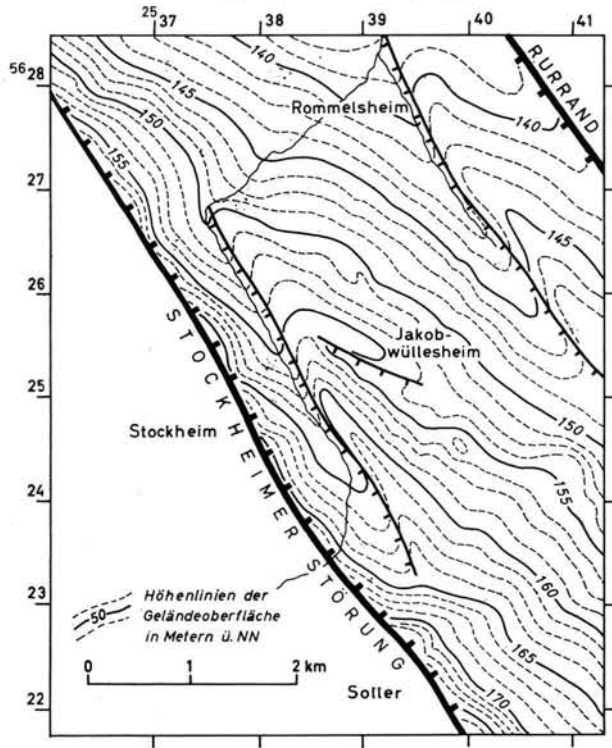


Abb. 2. Die enge Beziehung zwischen Morphologie und „fortlebender“ Tektonik, erläutert an einem Ausschnitt des topographischen Blattes Vettweiß (1 : 25 000). Dargestellt ist nur der Bereich zwischen Rurrand und Stockheimer Störung.

Die Abdachung und das Relief der heutigen Geländeoberfläche spiegelt die kräftige nordostwärtige Einkippung des südlichen Rurtal-Grabens und seine Zerstückelung durch antithetische Brüche wieder. Die Oberflächen-Entwässerung gleicht sich dem strukturellen Bau an.

Universeller anwendbar und in ihrer Aussage weitreichender sind dagegen jene indirekten Nachweismethoden, die sich mit dem Lagerungszustand der quartären Schichten per se beschäftigen. Betrachten wir etwa die Oberfläche einer fluviatilen Schotterterrasse, so ist von diesem Bezugshorizont anzunehmen, daß er in dem von uns untersuchten Gebietsbereich, d. h. dem Tiefland der Niederrheinischen Bucht, ursprünglich nahezu eben gestaltet war mit einem geringen Längs- und Quergefälle, das größenordnungsmäßig etwa dem des heutigen Rheins bzw. seiner Niederterrasse entsprach. Wenn sich also gegenwärtig z. B. an der Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse weithin — oft über Zehner von Kilometern — morphologisch verfolgbare stufenförmige Niveauabsätze oder kräftige, dem ursprünglichen Gefälle entgegengesetzt gerichtete und dieses im Ausmaß übertreffende Schrägstellungen finden, so kann das, falls sich nicht andere Deutungsmöglichkeiten anbieten, am ehesten durch eine nachträgliche tektonische Verstel-

lung erklärt werden. In weiten Gebietsteilen der Niederrheinischen Bucht stimmt die Oberfläche pleistozäner Flußterrassen mit der derzeitigen Geländeoberfläche überein. Es genügt also oft bereits ein Blick auf das heutige Relief, um über die Grundzüge des quartären Bruchschollenbaues zu unterrichten. Wie eng die Beziehung zwischen Morphologie und „fortlebender“ Tektonik sein können, zeigt Abb. 2. Selbst kleinste Details sind gelegentlich aus den Höhenlinien der Geländeroberfläche abzulesen.

Genau morphologische Studien waren für die Erforschung der pleistozänen Tektonik darum stets von größter Wichtigkeit. Nur müssen die Ergebnisse kritisch geprüft und mit aller Vorsicht interpretiert werden. Nicht jede einigermaßen geradlinig verlaufende Geländekante spiegelt eine quartäre Verwerfung wieder, ebenso wenig wie jede ungewöhnliche Abdachung eines Geländestreifens sogleich mit Kippschollenbewegungen in Verbindung gebracht werden darf. Exogen bedingte Vorgänge können oftmals zu gleichen oder doch recht ähnlichen morphologischen Bildern führen. Man denke etwa an die Zerrfurchung durch junge Erosionsrinnen mit extrem asymmetrischen Talquerschnitt (wie sie am Niederrhein ziemlich häufig sind; vgl. K. KAISER 1958) oder an die Steilränder zwischen unterschiedlich eingetieften und aus ähnlichem Kiesmaterial aufgebauten Flußterrassen. Nicht selten ziehen echte „fortlebende“ Bruchstufen die Oberflächenentwässerung an sich. Die jeweiligen Wasserläufe vermögen die tektonischen Formen dann durch Seiten- und Tiefenerosion stark umzugestalten, sie in ihrer Bedeutung überzubetonen, oder die morphologischen Ränder mehrere hundert Meter weit zurückzuverlegen.

Weiterhin beeinträchtigt die Anwehung äolischer Decksedimente die Zuverlässigkeit der morphologischen Nachweismethode. Kleinere Bruchstufen werden durch einen etwas stärkeren Lössschleier oft gänzlich verhüllt. Eine allmählich ausdünnende Lössdecke im Windschatten einer Steilstufe bewirkte eine flache Abdachung der Geländeroberfläche, die mit tektonischer Schrägstellung nicht das geringste zu tun hat. In Gegenden mit überdurchschnittlich hoher Lössmächtigkeit, z. B. in der Umgebung des Jackerather Horstes, muß die morphologische Methode völlig versagen. Das Gleiche trifft für Gebietsabschnitte zu, in denen ältere, noch von quartärer Tektonik betroffene Terrassenabsätze von jüngeren, ungestörten überlagert werden.

Will man brauchbare Ergebnisse erzielen, so wird man sich nicht darauf beschränken dürfen, nur einen einzigen Bezugshorizont — die Terrassenoberfläche — zu betrachten, sondern möglichst mehrere in der Vertikalen übereinander folgende. Mit jedem weiteren in seinen Lagerungsverhältnissen analysierten Horizont wächst die Sicherheit der tektonischen Aussage. Die Schwierigkeit besteht allerdings darin, inmitten einer eintönigen pleistozänen Schotterfolge genügend weit ausgedehnte und gut wiederzuerkennende Bezugsflächen zu finden. In der Regel wird als ergänzender Horizont nur die *U n t e r k a n t e* des *S c h o t t e r s o c k e l s* in Frage kommen. Die Basisfläche einer Terrassenaufschüttung gehorcht in ihrer primären Lagerung ähnlichen Gesetzmäßigkeiten wie die Schotteroberfläche, nur ist ihr Kleinrelief gewöhnlich bewegter. Dies zeigt sich in jeder Kiesgrube, in der die Liegendfläche fluviatiler Schotter über größere Erstreckung entblößt ist. In stärker eingetieften Rinnen und Auskolkungen reichen die Flußkiese oft fünf und mehr Meter unter das mittlere Niveau der Grenzfläche herab, während an anderen, oft dicht benachbarten Stellen, inselartige Auftragungen des Untergrundes erhebliche Abweichungen nach oben bedingen. Namentlich in solchen Gegenden, wo das Substrat der Terrassenabsätze aus gegen Erosion unterschiedlich widerständigen Gesteinsserien besteht, oder wo die Tiefenerosion vor Ablagerung der Flußschotter besonders heftig war, wird man mit einem ausgeprägten primären Kleinrelief zu rechnen haben. Weniger hingegen in den ausgesprochenen Senkungsfeldern, etwa im Erft-Becken, da hier zwischen den verschiedenen Akkumulationsphasen kaum noch Abtragungen stattgefunden haben.

Soll ein Verwerfungsabsatz an der Unterfläche fluviatiler Schotter auf indirektem Wege, d. h. aus der unterschiedlichen Höhenlage benachbarter Aufschlußpunkte, noch zu-

verlässig nachweisbar sein, so muß seine Höhe einen bestimmten Mindestbetrag überschreiten, denn erst dann hebt sich die tektonisch bedingte Unstetigkeit gegenüber dem primären Kleinrelief genügend deutlich ab. Im allgemeinen wird dieser Mindestwert der Sprunghöhe bei 5–10 m liegen (mit Ausnahmen nach der günstigen und ungünstigen Seite hin). Auf der Isohypsendarstellung der Hauptterrassen-Basis in Taf. III wurde dem primären Kleinrelief des Bezugshorizontes dadurch Rechnung getragen, daß die Isolinen in einem relativ weiten Abstand (10 m) gezeichnet wurden, was örtliche Unebenheiten im Kartenbild in der Regel herausfallen läßt.

Von größter Bedeutung ist die richtige Wahl der Grenzfläche Terrassensediment/Untergrund. Die Abgrenzung bereitet im allgemeinen keine Schwierigkeiten, wenn der fragliche Profilbereich in Tagesaufschlüssen der direkten Beobachtung zugänglich ist. Es liegt aber in der Natur der Sache, daß in weiten Gebietsteilen wegen der Tiefe der Grenzfläche solche direkte Untersuchungsmöglichkeiten fehlen. Man ist dann auf die Auswertung von Bohrerergebnissen angewiesen. Die genaue stratigraphische Einstufung der durchbohrten Schichten ist hier sehr viel schwieriger. Schon eingangs wurde erwähnt, daß im Westteil der Niederrheinischen Bucht ein ungewöhnlich reiches Material an Bohrungen zur Verfügung steht (insgesamt wohl weit über 3000). Viele davon sind Spülbohrungen, also für unsere Zwecke auf Grund der bekannten Mängel nur bedingt zu verwenden. Gut brauchbar dagegen sind in der Regel die unter Mitführung einer Verrohrung niedergebrachten sog. Trockenbohrungen. Ein weit verzweigtes Netz von „trocken“ niedergebrachten Pegelbrunnen hat nach dem Kriege der Staatliche Landesgrundwasserdienst geschaffen (G. STADERMANN 1959). Von mehreren hundert dieser oft recht tiefen Brunnen existieren auf Siebanalysen gestützte genaue Schichtbeschreibungen. Auch ist das Probenmaterial noch z. T. vorhanden und bei den Wasserwirtschaftsämtern einzusehen: ein außerordentlich wichtiger Umstand. Gaben doch diese durch Bohrprobenserien belegten und vom Verfasser geröllpetrographisch genauer durchgearbeiteten Trockenbohrungen (s. unten) neben den tiefreichenden Tagesaufschlüssen ein gesichertes Gerüst ab, von dem ausgehend die große Zahl der lediglich in Form von Schichtverzeichnissen vorliegenden Bohrerergebnisse gedeutet und zu einem detaillierten Gesamtbild zusammengefügt werden konnten.

Auch bei der Lagerung der Unterfläche eiszeitlicher Terrassensedimente kann man sich Unstetigkeiten vorstellen, die auf atektonische Vorgänge zurückgehen, echten tektonischen Lagerungsstörungen unter Umständen aber recht ähnlich sehen können. So wird z. B. ein unter jüngeren Kiesen begrabener Uferrand einer alten Talstufe, wie überhaupt jeder Steilabfall zwischen unterschiedlich eingetieften und aus ähnlichem Kiesmaterial aufgebauten Terrassenniveaus nicht immer leicht von einer Verwerfungslinie zu unterscheiden sein. Folgt die Scheidelinie zwischen zwei im Niveau abweichenden Kieskörpern der allgemeinen Strömungsrichtung des ablagernden Flusses, so wird man stets im Auge behalten müssen, daß hier das Resultat einer Erosion vorliegen kann. Nur wenn die Grenzlinie senkrecht zur Flußrichtung verläuft, liegen die Verhältnisse eindeutiger. Auch die Möglichkeit nachträglicher atektonischer Lageveränderungen der Terrassenkiese durch kryogen-klimatische Beeinflussung (Kryoturbation, Solifluktion, Eisstauchwirkung u. dgl.), Verwitterungs- und Auslaugungserscheinungen im tieferen Untergrund, Begleiterscheinungen der Diagenese (unterschiedliche Setzung) und schließlich durch endogen-magmatische Vorgänge ist stets in Rechnung zu stellen. Für viele der angeführten Möglichkeiten gibt es Beispiele innerhalb des Untersuchungsgebietes. Erwähnt seien die erst in den letzten Jahren als solche erkannten weitflächigen Sackungen, welche die jüngere Hauptterrasse des Kölner Vorgebirges (Ville) durch die unterirdische oxydative Zersetzung der sie unterlagernden Braunkohle erlitten hat (H. BREDDIN 1958). Einmündungs- und Sackungserscheinungen pleistozäner Terrassensedimente über verkarsteten Kreidekalken beschreibt J. W. R. BRUEREN (1945) aus Süd-Limburg. F. A. JUNGBLUTH (1917)

schließlich teilt Beobachtungen über kraterwärts einfallende Kleinabschiebungen in den Hauptterrassenkiesen am Rande des jungpleistozänen Rodderberg-Vulkanes mit.

Im Normalfalle darf man wohl voraussetzen, daß eine tatsächlich bestehende „fortlebende“ Verwerfung auch die Schichten des präpleistozänen Untergrundes mitversetzt, und zwar zumindest in dem gleichen Maße wie die eiszeitlichen Bildungen. Der an sich denkbare Fall, daß ein ursprünglich vorhandener Tertiärversatz durch eine im entgegengesetzten Sinne erfolgende quartäre Bruchverschiebung gänzlich oder zum größten Teil kompensiert wird, ist wohl nur selten realisiert. Bei den direkt aufgeschlossenen, also sicher bekannten quartären Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht beobachtet man im Gegenteil stets einen Tertiärverwurf, der im Verschiebungssinn dem Verwurf der pleistozänen Schichten entspricht und diesen im Ausmaß um ein Vielfaches (gewöhnlich um das 2- bis 5fache) übertrifft. Erst wenn entlang einer bestimmten Linie sowohl die Oberfläche als auch die Basis der pleistozänen Schichten und dazu ergänzend die Gesteine des tieferen Untergrundes einen sprunghaften Höhenunterschied zu erkennen geben, wird man mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit mit dem Vorhandensein einer quartären Verwerfung rechnen dürfen. Aber selbst dann ist eine Täuschung nicht völlig auszuschließen, denn man könnte sich vorstellen, daß ein normaler Terrassenrand mehr oder weniger zufällig mit einer präexistenten Verwerfung zusammenfällt, oder daß die Grenzen unterirdischer Auslaugungs- und Oxydationsfelder durch vorpleistozäne Störungen bestimmt werden.

Die kritischen Betrachtungen in diesem Abschnitt sollen zeigen, daß stets eine Vielzahl von Überlegungen und Untersuchungen nötig ist, um auf indirektem Wege zu einer zuverlässigen Aussage über die Existenz „fortlebender“ Verwerfungen zu kommen.

II. Einige Bemerkungen zur Anwendung der quantitativen Schotteranalyse

Wie bereits betont, spielt bei unseren Untersuchungen die richtige Abgrenzung der pleistozänen Terrassensedimente gegenüber den liegenden Bildungen des Tertiärs eine besonders wichtige Rolle. Namentlich bei der Bearbeitung von Bohrproben tauchen oftmals Zweifel bei der genauen stratigraphischen Zurechnung auf. In diesen Fällen wurde die quantitative Schotteranalyse nach F. ZEUNER (1933) u. a. zur Anwendung gebracht. Die Methode, welche in der Terrassenforschung des Niederrheingebietes bereits mehrfach mit Erfolg eingesetzt und dabei auch methodisch verfeinert wurde (VAN STRAATEN 1946, G. C. MAARLEVELD 1956, K. KAISER 1956, 1957, G. HERBST 1957, W. MONREAL 1959, R. VINKEN 1959 u. a.), ermöglicht bei uns in der Regel eine recht zuverlässige Abgrenzung von Quartär und Tertiär. Wichtig ist vor allem die sog. „Quarzzahl“, d. h. der prozentuale Anteil der Quarzgerölle am Schotterbestand, da dieser Wert erfahrungsgemäß mit steigendem stratigraphischen Alter zunimmt. Der stärkste Zuwachs ist gewöhnlich an der Grenze Pleistozän/Tertiär festzustellen. Natürlich hängt der Quarzgehalt der Flußkiese nicht ausschließlich von ihrer stratigraphischen (klimazeitlichen) Stellung ab, sondern daneben von vielen anderen Faktoren, z. B. vom Herkunftsgebiet, der Länge des Transportweges, der Korngröße usw. Richtwerte bezüglich des Quarzgehaltes gelten stets nur für ein räumlich begrenztes Gebiet, aber selbst hier können durch Aufarbeitung älteren Materials örtlich erhebliche Abweichungen bestehen.

In Tab. 2 ist als Beispiel die normale Verteilung von Quarzgeröll-Anteil und „Bunt-schottermenge“ für den zentralen Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht zusammengestellt. In anderen Gegenden der Bucht, z. B. im jülich-Erkelenzer Gebiet, wo die zeitlich entsprechenden Schichten z. T. von der Maas abgelagert wurden, erhält man andere Richtwerte. Praktische Beispiele zur Abgrenzung pleistozäner Terrassenkiese gegenüber den Bildungen des Jungtertiärs bieten die Abb. 3 und 4.

Tabelle 2

Die durchschnittliche Verteilung von Quarzgehalt und „Buntschottermenge“ sowie das Vorkommen einiger bezeichnender Gerölle in den Rheinkiesen der zentralen Niederrheinischen Bucht (Gegend südwestlich von Köln). - Zusammengestellt nach K. KAISER (1956), G. C. MAARLEVELD (1956), R. VINKEN (1959) und eigenen Zählungen.

Ablagerung	Alter	Fraktion 6-20 mm		Lydite, Radiolarite	Quarzite	Grauwacken, Tonschiefer	Porphyre	Kalke
		Quarz- gehalt	Gehalt an Buntschottern					
Niederterrassen	Würm	27-33%	73-67%	○	●	●	⊙	○
Jüngere Mittelterrassen	Riß	32-43%	68-57%	○	●	●	⊙	×
Ältere Mittelterrassen	Mindel	40-45%	60-55%	○	●	●	⊙	—
Jüngere Hauptterrasse	Alt-	48-60%	52-40%	○	●	●	○	—
Ältere Hauptterrasse	Pleistozän	60-71%	40-29%	○	○	○	○	—
Kieseloolith-Schichten								
Höherer Abschnitt	Pliozän	83-91%	17- 9%	○	○	×	—	—
(„Oberer Kies“)								
Hauptteil („Hauptkies-Serie“)		86-94%	14- 6%	○	○	—	—	—

Vorkommen vergleichsweise:

sehr häufig	●
häufig	⊙
weniger häufig	○
selten bis sehr selten	×
völlig fehlend	—

Zur Untersuchungsmethodik selbst ist zu bemerken, daß der Verfasser in Anpassung an das bei Bohrproben in der Regel mengenmäßig beschränkte Material gewöhnlich nur eine einzige, verhältnismäßig weit gefaßte Korngrößenfraktion ausgezählt hat ($d = 6-20$ mm). Diese Spanne erweist sich indes als nicht zu groß, wenn man keine übertrieben hohen Ansprüche an die Analysengenauigkeit stellt (vgl. auch G. C. MAARLEVELD 1956). Im allgemeinen reicht die normale Bohrprobenmenge aus, um 200—400 Teilchen auszählen zu können. Auf eine Unterscheidung der verschiedenen Quarzvarietäten wurde verzichtet (Quarz-Gruppe). Daneben bildeten Lydite, Radiolarite, Kieselkalke u. ä. Gesteine eine Zählgruppe; eine andere umfaßte die Feuersteine (unterschieden zwischen eckigen und runden). Die übrigen Zählgruppen bildeten die Quarzite und stark quarziti-schen Sandsteine, dann die Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer und schließlich alle magmatischen Gerölle. Typische Leitgeschiebe wurden in den betreffenden Gruppen mitgezählt, jedoch gesondert vermerkt.

Natürlich hätte man zu entsprechenden Aussagen bezüglich der Grenze Pleistozän/Pliozän durch Untersuchung des Schwermineralgehaltes kommen können. Bei dieser Methode spielt das Verhältnis der stabilen zu den instabilen Mineralien eine ähnliche Rolle wie bei der Kieszählung der Quarzgehalt. Solange mit einer einfachen und äußerst schnellen, an jeder beliebigen Stelle (z. B. am Aufbewahrungsort der Bohrproben) durchzuführenden Methode aber durchaus befriedigende Ergebnisse zu erzielen waren, bestand keine Veranlassung, auf die aufwendige Schwermineral-Analyse zurückzugreifen.

Genau geröllpetrographische Untersuchungen erwiesen sich insbesondere dort als unumgänglich, wo in den Senkungsfeldern der Bucht (z. B. im südöstlichen Erft-Becken) in

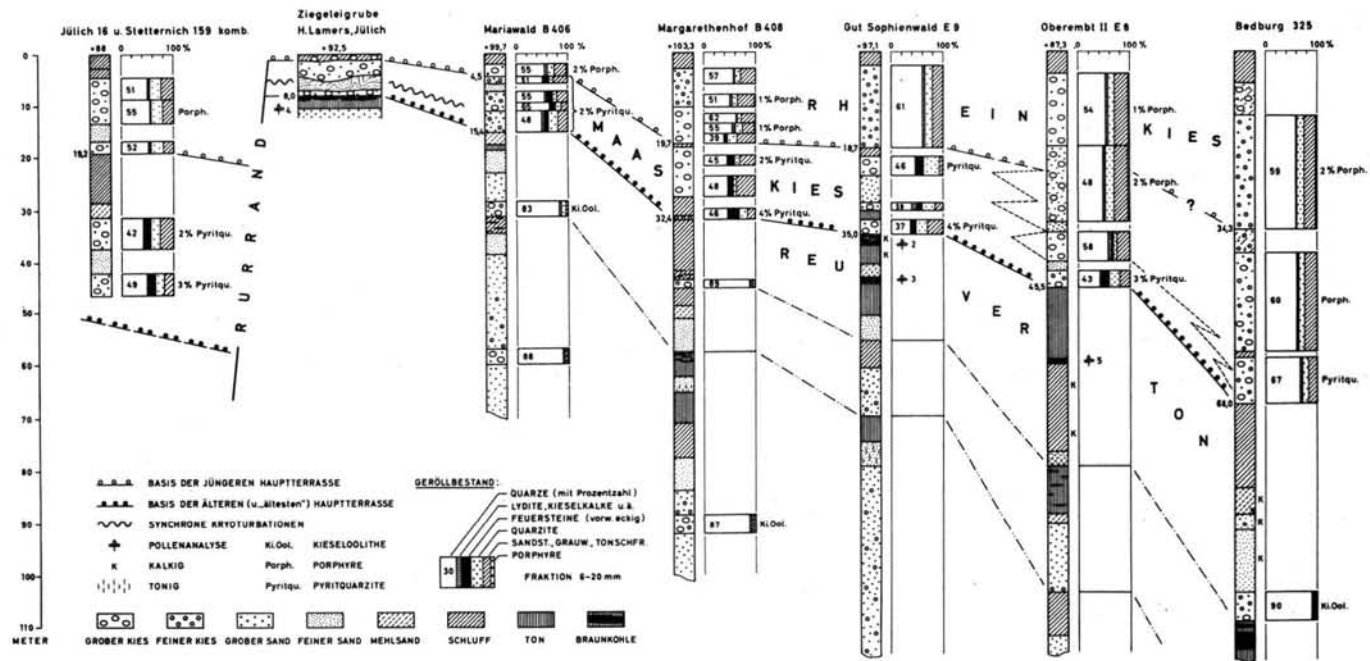


Abb. 3. Querprofil durch den Rurrand-Sprung und den nördlichen Teil der Erft-Scholle entlang der Linie Jülich-Bedburg (SW—NE). Zusammenstellung einiger geröllpetrographisch und pollenanalytisch untersuchter Pegelbohrungen.

Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse sinken mit dem nordöstlichen Einfallen der Erft-Scholle immer tiefer unter die in der gleichen Richtung mächtiger werdende Deckschicht aus Rhein-Kiesen der Jüngeren Hauptterrasse. Etwa bei Oberembt verzahnt sich die Ältere Hauptterrasse der Maas (hoher Feuerstein-Anteil) mit derjenigen des Rheins. - Die durch Klima-Indikatoren (bei Jülich) als kaltzeitlich gekennzeichnete Maas-Kies-Folge wird von einer mächtigen Tonstufe mit oberpliozäner Pollenflora unterteuft (Reuver-Ton). - Abstand der Profilsäulen voneinander nicht maßstäblich. R. SCHÜTRUMPF führte freundlicherweise die Pollenanalysen aus (Zähltabellen bei L. AHORNER 1960).

normaler stratigraphischer Folge grobklastische Serien des höchsten Pliozäns ohne Zwischenschaltung von Tonen sogleich von Schottern der Älteren Hauptterrasse überlagert werden. Die Abweichung in der Geröllzusammensetzung ist hier zu gering (Unterschied im Quarzgehalt nur ca. 15%), als daß bei Durchsicht der Bohrproben lediglich nach dem Augenschein bereits eine zuverlässige Grenze zu ziehen wäre. Selbst in den vom Geologischen Landesamt aus jenem Gebiet durchgearbeiteten Bohrprofilen findet man zwar meist eine sehr eingehende Beschreibung der Korngrößenverhältnisse, aber kaum je eine exakte und von subjektiver Beeinflussung freie Ansprache des petrographischen Geröllbestandes, welche bei dem verbreiteten Fehlen von Fossilien in der Lage wäre, konkrete Hinweise auf die Alterseinstufung zu geben. Die Folge ist, daß die Angaben bezüglich der Grenze Kieseloolith-Schichten/Hauptterrasse je nach Bearbeiter innerhalb weiter Grenzen schwanken. Ja, selbst bei ein und demselben Bearbeiter kommt es vor, daß die Basis der quartären Schotter in dicht zusammenliegenden Bohrungen in sehr unterschiedlicher Tiefe vermutet wird, obgleich die tieferen Horizonte glatt durchziehen. Wendet man in solchen Fällen die ZEUNER'sche Methode an, so kommt man meist zu anderen und vernünftigeren Ergebnissen.

D. Regionale Untersuchungen

I. Erläuterung der Übersichtskarten

Unter Berücksichtigung der Gesichtspunkte, die in den vorausgehenden Abschnitten dargestellt wurden, hat Verf. nicht nur alle in der bisherigen Literatur bekannt gemachten „fortlebenden“ Verwerfungen, sondern überhaupt jede Eigentümlichkeit in der Geländegestalt und in den Lagerungsverhältnissen der quartären Schichten, soweit sie nicht von vornherein als zweifelsfrei exogen-atektonisch bedingt auszuschneiden waren, kritisch unter die Lupe genommen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in drei Übersichtskarten und einer Profiltafel dargestellt.

Tafel II

Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Flußterrassen und der nach-hauptterrassen-zeitlichen Verwerfungen im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Die Eintragung der verschiedenen Terrassen erfolgte für das deutsche Gebiet nach den amtlichen geologischen Karten unter Berücksichtigung der neueren Ansichten von H. W. QUITZOW (1956), H. BREDDIN (1958), W. MONREAL (1959) u. a., im niederländischen Raum insbesondere nach den Karten von J. W. R. BRUEREN (1945) und J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1955, 1956). An Verwerfungen wurden nur solche eingezeichnet, die nachweislich noch nach der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit in Bewegung waren. Die seit dieser Zeit (d. h. seit der Günz-Eiszeit) eingetretenen Sprungbeträge (in Metern) sind an den Störungslinien angeschrieben. Sie lassen sich auch unmittelbar aus der Lagerung der Hauptterrassen-Oberfläche ableiten, welche durch die eingeschriebenen Höhenzahlen und Höhenlinien (in Metern über NN) verdeutlicht wird. Alle Höhenangaben beziehen sich auf solche Teilstücke der Terrassenoberfläche, von denen man annehmen kann, daß sie von späterer flächenhafter Abtragung verschont geblieben sind, also der primären Talstufenoberfläche noch weitgehend entsprechen. Die Karte ist abgedeckt; Löß, Gehägebildungen u. dgl. wurden weggelassen. In Gebieten mit großer Lößmächtigkeit erfolgt die Einzeichnung der Hauptterrassen-Oberfläche auf Grund von tiefer reichenden Tagesaufschlüssen und vor allem von Bohrunterlagen. Nach der Abdeckung des Lößschleiers tritt nun auch in den ausgesprochenen Lößgebieten, z. B. in der Umgebung des Jackerather Horstes, der post-hauptterrassen-zeitliche Bruchbau klar hervor. Man vergleiche demgegenüber das recht verwirrende tektonische Bild, das H. W. QUITZOW & VAHLENSIECK (1955) für jenen Bereich lediglich bei Berücksichtigung der Geländegestalt entworfen haben. Auch sonst

lassen sich manche Unterschiede zwischen der in Tafel II gegebenen Verbreitungskarte der „fortlebenden“ Verwerfungen und derjenigen von QUITZOW & VAHLENSIECK auffinden. Abweichungen bestehen zwar im allgemeinen nicht in den Grundzügen des tektonischen Baues, denn diese liegen seit den grundlegenden Arbeiten G. FLIEGEL's fest, aber in zahlreichen Details ergaben sich neue Gesichtspunkte. Schon bei einem flüchtigen Vergleich fällt auf, daß bei QUITZOW & VAHLENSIECK eine viel größere Zahl von — vielfach recht kleinen — Verwerfungen verzeichnet wurde als bei uns. Die meisten dieser Strukturen hielten jedoch einer kritischen Nachprüfung nach den oben dargelegten Grundsätzen nicht stand.

Tafel III

Lagerung und Tektonik der Hauptterrassen-Basis im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Die Darstellung gibt das Relief der Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrassen-Sedimente (mit anderen Worten der Tertiär-Oberfläche) wieder, so wie es sich auf Grund der Tagesaufschlüsse und der zahlreichen Bohrungen darbietet. Aus dem Verlauf der im Abstand von 10 m gezeichneten Niveaulinien gehen die Strukturen des Bezugshorizontes gut hervor. In Gebieten mit flacher Lagerung und dementsprechend weitem Abstand der Höhenlinien wurden noch zusätzlich Höhenzahlen eingetragen. Die Karte enthält nur solche Verwerfungslinien, welche die Quartärbasis auch noch merklich versetzen oder von denen anderweitig bekannt ist, daß sie noch in quartärer Zeit wirksam waren. Störungen, welche zwar auf Tafel III, nicht aber auf Tafel II in Erscheinung treten, müssen schon im Laufe des Altpleistozäns — noch vor Ausbildung der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse (Günz-Eiszeit) — zur Ruhe gekommen sein. Man findet allerdings nicht sehr viele Bruchlinien, für die das zutrifft. Eines der wenigen Beispiele stellt die Störung von Belfeld dar, welche den Peel-Horst nach E begrenzt (vgl. Abschnitt V b). An fast allen „fortlebenden“ Verwerfungen ist jedoch an der Unterfläche der Hauptterrassen-Aufschüttung ein wesentlich stärkerer Versatz festzustellen als an deren Oberfläche. Auch erweist sich die Schrägstellung und tektonische Verkipfung des unteren Bezugshorizontes viel kräftiger. Das zeigt, daß ein großer Teil der quartären Bruchbildung der Niederrheinischen Bucht zeitlich in das ältere Pleistozän — genauer: in die Hauptterrassen-Zeit i. w. S. — zu verlegen ist. Die Darstellung in Tafel IV führt dies noch eindringlicher vor Augen.

Tafel IV

Die Mächtigkeit der Hauptterrassen-Sedimente im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Es kam die Mächtigkeit der gesamten Hauptterrassen-Aufschüttung zur Darstellung, in Gebieten mit begrabener Terrassenlagerung also die summierten Einzelbeträge von Jüngerer und Älterer Hauptterrasse (einschließlich der Ältesten Hauptterrasse BREDDIN's). Die Stärke der Kiesfolge, die zwischen wenigen Metern im Minimum und mehr als hundert Metern im Maximum schwankt, zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom tektonischen Bau. Schollenbereiche, die sich zur Zeit der Kiesaufschüttung in relativ absinkender Tendenz befanden, treten im Kartenbild als Tröge besonders mächtiger Kiesansammlung hervor. Namentlich der kräftig eingekippte nordöstliche Teil der Erft-Scholle und der Rurtal-Graben stehen ins Auge. Umgekehrt zeichnen sich Schollenstreifen mit stabilem oder aufsteigendem Untergrund, so die Ville, der Jackerather Horst und der Horst von Brüggen-Erkelenz, als Zonen geringmächtiger Kiesablagerung ab. Wo Bereiche mit stark unterschiedlicher Hauptterrassen-Mächtigkeit an Verwerfungslinien aneinander grenzen, deutet dies auf Bruchbewegungen während der Hauptterrassen-Zeit. Der Mächtigkeitsunterschied ist dabei ein Maß für die Intensität dieser Bewegung.

Die Krustenbewegungen der Hauptterrassen-Zeit sind nicht ausschließlich synsedimentärer Art. Zum Teil werden die großen Mächtigkeitsunterschiede dadurch hervorgerufen, daß in den Senkungsfeldern Ältere und Jüngere Hauptterrasse übereinander gestapelt lagern, während in den Hochgebieten gewöhnlich nur die Jüngere Hauptterrasse erhalten ist. Die ältere Kiesstufe wurde hier bereits vor Ablagerung der jüngeren wieder abgetragen; sie befand sich primär ja in einem höheren oder zumindest gleich hohen Niveau wie die jüngere. In den Senkungsfeldern hingegen blieb die ältere Schotterstufe oftmals ganz oder in Teilen bewahrt, da sie sogleich nach ihrer Ablagerung (in der Zeit zwischen Bildung der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse) durch tektonische Vorgänge in eine tiefere Lage versenkt wurde. Es handelt sich dabei ganz offensichtlich um inter-sedimentäre Krustenbewegungen, denen im Altpleistozän eine nicht minder bedeutsame Rolle zukommt als den echten synsedimentären Schollenverschiebungen.

Tafel V

Querprofile durch das Hauptterrassengebiet der westlichen Niederrheinischen Bucht.

Die Tafel soll den Stil der Kippschollentektonik voranschaulichen und zugleich die enge Beziehung zwischen dem quartären Bruchbau und der Geländegestalt hervorheben. Die Linienführung der generell SW-NE verlaufenden Profile ergibt sich aus Tafel III. Die Darstellung ist so wenig wie möglich schematisiert; allerdings war eine starke Überhöhung (25-fach) im Interesse einer lesbaren Wiedergabe der Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns und der engen Beziehungen zur Geländegestalt nicht zu umgehen.

II. Zum Vorkommen quartärer Bruchtektonik im Ostteil der Niederrheinischen Bucht

Bei der Betrachtung des Verbreitungskärtchens der „fortlebenden“ Verwerfung in Tafel II fällt auf, daß sich die post-günzeiszeitlichen Störungen in ihrem Vorkommen fast ganz auf das heutige Hauptterrassen-Areal beschränken. Ausnahmen finden wir zwar im Süd-Limburger Raum und im Peel-Gebiet, doch sind zum Beispiel in den sehr ausgedehnten Mittel- und Niederterrassenflächen, welche den Rhein auf seinem Westufer zwischen Köln und Krefeld begleiten, an keiner Stelle junge Bruchstufen verzeichnet. Weder die Oberfläche der einzelnen Talstufen, die meist tischeben gelagert ist, noch deren Basisfläche — soweit man sie näher kennt (vgl. H. BREDDIN 1958, E. DIESEL 1958) — zeigt irgendwelche Anzeichen einer bruchtektonischen Verstellung. Auch wurden, was besonders wichtig erscheint, aus keiner der zahllosen Kiesgruben des Gebietes bisher kleintektonische Beobachtungen mitgeteilt⁵⁾.

Die Ursache für das Fehlen junger Verwerfungsstufen in diesem Bereich liegt einerseits wohl darin, daß die östlichen Baueinheiten der Bucht (Kölner Scholle, Hochgebiet von Geldern-Krefeld), welche schon im Tertiär entschieden weniger labil waren als die westlichen, im Quartär nun weitgehend zur Ruhe gekommen sind (vgl. auch H. W. QUITZOW 1956, 1959). Zum anderen dürfte der quartären Bruchtektonik am Niederrhein in ihren Hauptphasen ein prä-eem-zeitliches, vermutlich sogar ein prä-riß-zeitliches Alter zuzusprechen sein, also ein höheres Alter als einem Großteil der jungen Talterrassen.

Gänzlich fehlt freilich auch im Ostteil der Bucht quartäre Bruchtektonik nicht. H. KNUTH (1923) weist auf eine nachträgliche Verstellung der altpleistozänen Siegtterrassen beim Eintritt in die Niederrheinische Bucht hin. Auch K. KAISER (1956, 1957) glaubt Anzeichen für spezielle Bruchbewegungen im Siegburger Raum und für eine schwache tek-

⁵⁾ Einen „tektonischen“ Sprung in Kiesen der Mittelterrasse von einigen Metern Sprunghöhe, den E. ZIMMERMANN (1937, Erl. Blatt Nieukerk, Abb. 1) vom Schaephuysener Höhenzug nordwestlich Krefeld abbildet, wird man wohl richtiger als durch Eis Schub entstanden deuten.

tonische „Schrägtreppe“ der Rheinhauptterrasse am Bergischen Höhenrand gefunden zu haben. Weiterhin läßt die Jüngere Hauptterrasse der Ville eine geringe Schrägstellung nach NE erkennen, welche offensichtlich tektonisch bedingt ist. Die Kölner Scholle dürfte danach sowohl im E als auch im W von quartären Schollenverstellungen betroffen worden sein.

Diese Vermutung wird noch durch folgenden Tatbestand gestützt: Am Erosionsrand der Hauptterrasse in der Gegend zwischen Grevenbroich und Viersen streichen große, nachweislich „fortlebende“ Bruchstrukturen in südöstlicher Richtung spitzwinkelig in das Rheintal hinaus und verschwinden unter jungen Talschottern. Es ist kaum anzunehmen, daß sie mit dem Verlassen der Hauptterrassenebene plötzlich endigen. Die entsprechenden tertiären Sprünge setzen sich jedenfalls noch weit im Untergrund des Rheintales fort. Dies gilt namentlich für die Viersener Störung, von welcher G. FLIEGEL (1922, Taf. 1) vermutet, daß sie bis unter das rechtsrheinische Kölner Stadtgebiet durchzieht, wo die Tertiärbasis um einige hundert Meter versetzt wird (G. FLIEGEL 1937, Taf. 1). Man braucht sich hier nicht unbedingt eine auf diese verhältnismäßig weite Entfernung durchstreichende Einzelverwerfung vorstellen, sondern es handelt sich wohl eher, wie auch sonst bei vielen großen Bruchlinien der Niederrheinischen Bucht, um ein ganzes System von einander ablösenden und gegeneinander versetzten Teilsprüngen. Die südlichsten Äste des Störungssystems werden vermutlich von den Abbrüchen im Siegburger Raum und den östlichen Randsprüngen des Siebengebirgs-Grabens (Pleisbachtal-Störung u. a.) dargestellt. Dieses Köln-Viersener Bruchsystem, wie wir das weitaushaltende Sprungbündel einmal bezeichnen wollen, gehört zweifellos zu den bedeutendsten Strukturelementen der Niederrheinischen Bucht. Zwar reichen die Sprunghöhen — wenigstens im SE-Abschnitt — nicht an die gewaltigen Absenkungsbeträge z. B. am Erft-Sprung oder an den Rurand-Brüchen heran, aber die Bedeutung des Köln-Viersener Bruchsystems wird dadurch besonders hervorgehoben, daß sich östlich davon in unserem Gebiet keine wirklich großen tertiären Verwerfungen mehr auffinden lassen. Obschon die östliche Begrenzung der Bucht gegen die paläozoischen Bergischen Randhöhen an vielen Stellen durch Brüche geprägt wird, erreichen diese im allgemeinen kein stärkeres Ausmaß. Der Tertiärverwurf bleibt durchwegs unter 50—100 m. Die größere Bedeutung bei der Überwindung der Höhenunterschiede kommt vielmehr der beträchtlichen Schichtneigung zu. Auch im N des Tieflandes sind im Hochgebiet von Geldern-Krefeld östlich der Viersener Störung keine bedeutungsvollen tertiären Bruchverstellungen bekannt. Die großen Querstörungen des Ruhrgebietes und des linksrheinischen Steinkohlenbezirkes, welche das karbonische Gebirge und die älteren Deckgebirgsschichten oft um viele hundert Meter verwerfen, sind im Tertiär entweder überhaupt nicht oder nur untergeordnet wieder aufgelegt (vgl. Karten und Profildarstellungen bei K. OBERSTE-BRINK 1942 und P. KUKUK 1938). Tertiäre Versetzungsbeträge von erheblich mehr als 50 m wurden in diesem Gebiet bislang nirgends festgestellt. Verglichen mit dem mehrere hundert Meter (bis max. 500 m) betragenden Tertiärverwurf der Viersener Störung und der anderen großen Verwerfungslinien der westlichen Niederrheinischen Bucht ist dies recht wenig. Es muß als höchst unwahrscheinlich bezeichnet werden, daß eine so wichtige Randstruktur wie das Köln-Viersener Bruchsystem ausschließlich im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht in quartärer Zeit bewegt gewesen sein soll, wo wir dies auf Grund der Hauptterrassen-Lagerung — mehr oder weniger zufällig — belegen können. Vielmehr dürften sich an der gleichen Linie auch im S beträchtliche „fortlebende“ Schollenverschiebungen ereignet haben⁶⁾. Diese lassen sich wegen der Überlagerung durch junge, erst nach der Bruchbildung aufgeschüttete Talkiese nur nicht nachweisen.

⁶⁾ Worauf z. B. auch das für die Kölner Scholle in so tiefem Niveau ungewöhnliche Vorkommen von pliozänen Kieseloolith-Schottern in der Wahner Heide bei Spich hindeutet (vgl. H. KÜHN-VELTEN 1957).

III. Der Westrand der Kölner Scholle

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet — der westlichen Niederrheinischen Bucht — wo sich pleistozäne Verwerfungen in reicher Zahl auffinden ließen, zeichnen diese weitgehend das bruchtektonische Bild nach, das uns auch die Lagerung des Tertiärs vermittelt. Sämtliche im Tertiär vorhandenen Hauptstörungen prägen sich, wenn auch meist in abgeschwächtem Maße, noch deutlich im Quartär aus. Auch lassen sich Schollenkippungen und Schichtverbiegungen durchverfolgen. Bei der Besprechung der quartären tektonischen Erscheinungen benutzt man zweckmäßigerweise dieselbe regionale Gliederung, wie sie für den tieferen Untergrundbau üblich ist.

Bedeutende quartäre Verwerfungen sind namentlich vom Westrand der Kölner Scholle, d. h. vom Ville-Gebiet und seiner südlichen und nördlichen Fortsetzung (Jackerather Horst) bekannt. Das mehrfach gestaffelte und gegliederte Bruchsystem am Westabfall der Ville weist die höchsten quartären Sprungbeträge auf, die wir in der südlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht kennen. Auf mehr als 50 km streichender Länge geht die Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrasse an dieser Linie bis zu 140 m, ihre Oberfläche bis zu 60 m in die Tiefe. Die Verhältnisse am Westrand der Kölner Scholle wurden eingehend in einer früheren Arbeit des Verf. behandelt (L. AHORNER 1960). Nachfolgend soll nur noch einmal das Wichtigste dargestellt werden.

a) Das Kippschollenfeld westlich von Bonn

Im SW von Bonn, wo sich die Ablösung der großen Scholleneinheit Kölner Scholle/Ville-Scholle vom alten Gebirge vollzieht, wird der tektonische Bau in der Hauptsache bestimmt durch eine Reihe von Spezialschollen, die entlang vorwiegend NNW-SSE oder W-E streichender Brüche eine kräftige antithetische Einkippung erfahren haben. Während auf den hochgekippten Schollenrändern im S und SW überall noch der Devonsockel zutage tritt oder die Unterlage der Hauptterrassen-Schotter bildet, stellen sich nach N und NE mit fortschreitendem Eintauchen zunächst Verwitterungsbildungen der „alttertiären“ Landoberfläche, dann Schichten der Braunkohlenformation und schließlich jungtertiäre Kieseloolith-Schichten ein.

Das Ausmaß der Einkippung ist unterschiedlich; manche Teilschollen ragen gegenüber ihrer Umgebung horstartig heraus, andere erinnern bei stärkerer Einkippung mehr an grabenähnliche Strukturen. In teilweiser Anlehnung an G. FLIEGEL (1922) lassen sich von SE nach NW unterscheiden: der Horst des Kreuzberges, die Kippscholle von Duisdorf („Duisdorfer Graben“), die Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven, der „Bornheimer Horst“.

Unsere Untersuchungsergebnisse bezüglich der pleistozänen Tektonik jenes Bereiches decken sich im wesentlichen mit denjenigen von H. W. SCHÜNEMANN (1958). Die Begrenzungsstörungen der einzelnen Kippschollen waren fast ausnahmslos auch noch in quartärer Zeit bewegt, ebenso dauerte die Schollenschragstellung fort. So ist z. B. die Schotterdecke der Jüngeren Hauptterrasse auf der Kippscholle von Duisdorf mehr als 20 m nach N eingekippt; genau das gleiche ist an der Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven festzustellen. Am Kreuzberg-Horst zeigt sich keine so deutliche Schragstellung. Wohl finden sich an seinem Nordende altpleistozäne Schottervorkommen (am Kreuzberg selbst und am Venusberg), die erheblich vom durchschnittlichen Niveau der Hauptterrassen-Kiese auf dem übrigen Teil des Horstes abweichen. F. A. JUNGBLUTH (1917) führt den Niveauunterschied auf junge Verwerfungen zurück. Die quartäre Bruchumgrenzung des Kreuzberg-Horstes entspräche in diesem Fall nicht der tertiären. Einfacher ist es aber, die tiefliegenden Schotter als Unterstufe der Hauptterrasse aufzufassen; dabei entfällt die Annahme besonderer tektonischer Bewegungen (vgl. auch D. GURLITT 1949).

Ein völlig gesicherter Hauptterrassen-Verwurf liegt an der westlichen Begrenzungsstörung des Kreuzberg-Horstes vor, an der sogen. Röttgener Störung (Quartär-

Verwurf max. 15 m; von S nach N zunehmend). Auch die Kottenforst-Störung, welche die Kippschollen von Duisdorf und Lüftelberg-Buschhoven voneinander trennt, weist einen ziemlich kräftigen Pleistozän-Verwurf auf (Sprunghöhe an der Basis der jüngeren Hauptterrasse max. 14 m). In der Gegend von Merl-Meckenheim stehen sich an dieser Störungslinie Ältere und Jüngere Hauptterrasse in normaler Hochlage (im E) und in begrabener Lagerung (im W) gegenüber (L. AHORNER 1960). Daraus wird eine bemerkenswerte Bruchaktivität im Zeitraum zwischen der Bildung der beiden Talstufen ersichtlich. Der „Bornheimer Horst“ FLIEGEL's tritt im Quartär nicht als geschlossene tektonische Einheit hervor. Zwar zeichnet sich der südwestliche Randbruch (Römer-Bruch) in der Lagerung der Jüngeren Hauptterrasse gut ab (Basis-Verwurf max. 15 m), aber die Bruchbegrenzung gegen den „Duisdorfer Graben“ ist kaum entwickelt.

Die große Verwerfung am Westrand des Bonner Kippschollenfeldes (Swist-Sprung), welche dieses von der tief versenkten Erft-Scholle trennt, soll erst im nachfolgenden Abschnitt behandelt werden.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Die Bruch- und Kippschollenbewegungen der Gegend südwestlich von Bonn haben sich in der Hauptsache im jüngeren Tertiär, während und nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten ereignet. Ältere Bewegungen sind lokal nachzuweisen (z. B. im Oberoligozän von Witterschlick; vgl. H. W. SCHÜNEMANN 1958), besitzen aber kein größeres Ausmaß. Im Quartär muß man Bewegungsphasen zwischen der Älteren und der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit annehmen und vor allem nach Aufschüttung der Jüngeren Hauptterrasse. Während der Akkumulation der jüngeren Kiesstufe gingen keine erwähnenswerten Schollenverschiebungen vor sich, wie aus der Mächtigkeitsverteilung hervorgeht⁷⁾.

b) Die südliche Ville⁸⁾

Die südliche Ville — etwa bis in die Gegend Türnich-Frechen nach N reichend — unterscheidet sich im tektonischen Bau sowohl von dem eben besprochenen Kippschollenfeld westlich von Bonn als auch von der mittleren Ville. Die allgemeine Schrägstellung und Verkipfung der Schollen ist weniger kräftig als bei Bonn, und die dort so bestimmenden NNW-SSE bzw. W-E Brüche treten stark zurück gegenüber einem NW-SE streichenden Bruchelement, das nun — wie auch sonst vielerorts in der Niederrheinischen Bucht — bei weitem vorherrscht („Niederrheinisches Hauptbruchsystem“).

Während der östliche Teil der südlichen Ville wenig gestört ist, treten im W zwei große Störungszonen auf, die den Gebirgsbau in besonderem Maße beeinflussen. Es sind dies der Swist-Sprung mit seinen Begleitbrüchen und Vorstaffeln (Swist-Sprung-System), und der Erft-Sprung, welcher den ersteren im östlichen Abstand von 2–3 km begleitet und schließlich in seiner Stellung als Ville-Randbruch ablöst. Eng mit dem Erft-Sprung verbunden sind der Donatus-Sprung und die Brüggener Störung (Erft-Sprung-System).

Swist-Sprung-System

Die große Abbruchzone scheidet die südliche Ville und das Kippschollenfeld westlich von Bonn von der tief abgesunkenen Erft-Scholle („Erft-Swist-Scholle“). Möglicherweise besteht eine strukturelle Fortsetzung über fiederförmig gestaffelte Störungsäste bei Ringen und Fritzdorf-Leimersdorf bis zum Unterlauf der Ahr (G. FLIEGEL 1912, 1922,

⁷⁾ H. W. SCHÜNEMANN (1958) glaubt im Gegensatz dazu aus dem Ergebnis von Schrägschüttungsmessungen auf synsedimentäre Krustenbewegungen zur Zeit der Jüngeren Hauptterrasse schließen zu können. Bei der geringen Anzahl der untersuchbaren Aufschlüsse erscheint dieser Schluß aber kaum zwingend.

⁸⁾ Wir wollen die Ville als geologisches Gebilde — dem Vorgang G. FLIEGEL's (1922) folgend — am westlichen Bruchrand des „Bornheimer Horstes“ beginnen lassen, da erst hier das Devon endgültig unter die tertiären Schichten untertaucht.

H. W. SCHÜNEMANN 1958). Die tertiären Versetzungsbeträge am Swist-Sprung-System nehmen von S nach N zu, zunächst nur zögernd bis etwa in die Gegend von Metternich, dann aber mit der stärkeren Eintiefung der Erft-Scholle sehr rasch. Am Swisterberg bei Weilerswist wird das Maximum der Dislokation erreicht (Verwurf des Hauptflöz-Horizontes mehr als 200 m; vgl. Tab. 3). Nördlich davon verlagert sich die Absenkbewegung dann zusehends mehr auf das begleitende Erft-Sprung-System und die Bedeutung des Swist-Sprunges geht stark zurück, bis die Verwerfungszone auf der Höhe von Liblar schließlich völlig verklingt.

Tabelle 3
Zusammenstellung der Verwürfe am Swist-Sprung-System

Gebiet	Sprunghöhen		
	Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
		Basis	Oberfläche
Meckenheim	(>100 m)	20-25 m	12 m
Flerzheim-Lüftelberg	(>100 m)	25 m	16 m
Buschhoven	(>110-120 m)	45 m	20 m
Dünstekoven-Heimerzheim	(>120-140 m)	40-45 m	20 m
Metternich	(200 m)	45-48 m	22 m
Hovener Hof	200 m	(65 m)	(30 m)
Swisterberg	230 m	85 m	35 m
SE Bliesheim	190-200 m	65-70 m	25 m
NW Bliesheim (Lauerbusch)	110 m	(40 m)	(15 m)
Liblar-Frauenthal	?	(10 m)	?

Der „fortlebende“ Charakter des Störungssystems läßt sich von Liblar im N mit Sicherheit bis Meckenheim im S erweisen; für die Fortsetzung bis zur Ahr ist er wahrscheinlich. Im Streichen wandelt sich das Ausmaß der quartären Schollenversenkung in ähnlicher Weise wie die tertiäre Sprunghöhe. Der größte Quartärverwurf ist am Swisterberg zu beobachten, wo die Unterfläche der Hauptterrassen-Kiese am Swist-Sprung mehr als 85 m, ihre Oberfläche annähernd 35 m in die Tiefe geht. Bei der Beurteilung des Basis-Verwurfes ist zu beachten, daß auf der Hochscholle der Störung für gewöhnlich nur die jüngere Hauptterrasse erhalten ist, während auf der Tiefscholle beide Hauptterrassen-Stufen in begrabener Lagerung übereinander liegen (Abb. 5). Die auf post-hauptterrassenzeitliche Bewegungen zurückgehende morphologische Bruchstufe ist stellenweise markant entwickelt, so z. B. südlich von Buschhoven oder am Swisterberg. An anderen Stellen, insbesondere zwischen Heimerzheim und Weilerswist, hat der Swist-Bach die tektonische Steilstufe durch seitliche Erosion angenagt und oft mehrere hundert Meter zurückverlegt. Der in unregelmäßigen Krümmungen und Schleifen verlaufende Geländeabfall am Westrand der Ville hat in dieser Gegend nichts mehr mit einer morphologischen Bruchkante gemein.

Ein guter Tagesaufschluß des Swist-Sprunges war im Sommer 1957 in der Gemeindekiesgrube der Ortschaft Metternich entblößt (Abb. 6). Die Störung verwirft hier Braunkohlentone und Kiesoolith-Sande gegen Kiese der Jüngeren Hauptterrasse. Eine steil nach SW einfallende Hauptgleitbahn war in 50—80 cm Breite von weißlichgrauen, schluffigen Tonen verschmiert. Synthetisch und antithetisch gelagerte Scherflächen beglei-

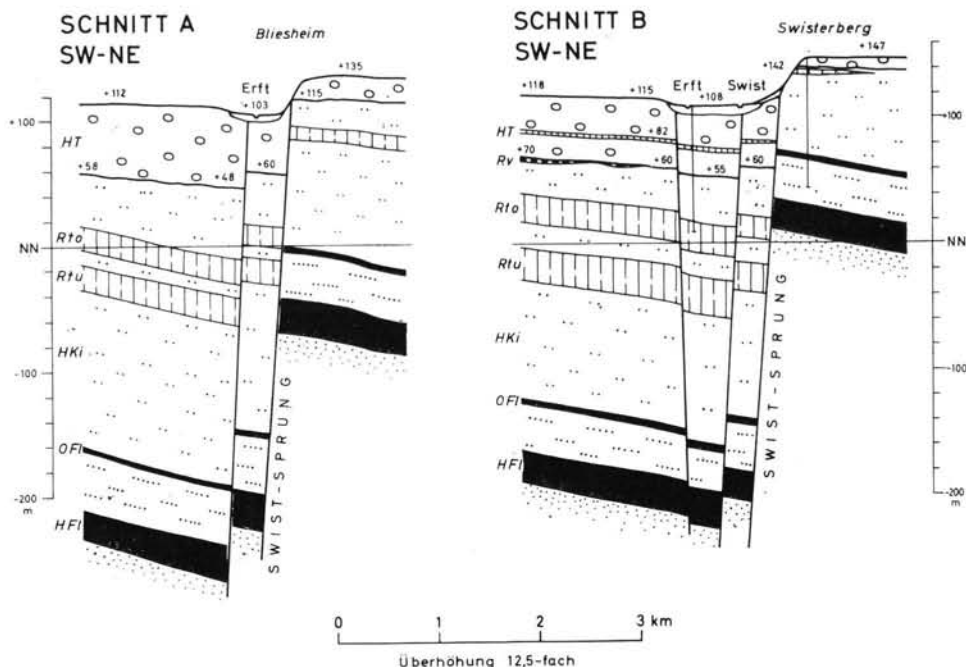


Abb. 5. Querprofile durch das Swist-Sprung-System. Westabfall der Ville in der Gegend von Bliesheim (Schnitt A) und Weilerswist (Schnitt B).

HT = Rhein-Hauptterrasse (Altpleistozän), Rv = Reuver-Ton (Oberpliozän), Rto u. Rtu = Oberer und Unterer Rot-Ton, HKi = Hauptkies-Serie, OFl = Oberflöz (Obermiozän), HFl = Hauptflöz (Mittelmiozän).

teten die große Fuge. Auf der Hochscholle erwies sich ein primäres, symmetrisch zur Schichtung angelegtes Scherflächenpaar durch die spätere Schrägstellung und Schleppung des Schollenrandes rotiert. Auf Seiten der Tiefscholle zeigte sich die an die Hauptbewegungsfläche anschließende 3—4 m breite Zone völlig zerrüttet und durch Fe-Mn-Inkrustringen verfestigt. Erst jenseits dieser als Härtling herauswitternden Verbackungszone setzte die normale Schichtung der Hauptterrassen-Kiese ein. Der Versatzbetrag für die Basis der Schotter ist nach den benachbarten Bohraufschlüssen auf nahezu 50 m zu veranschlagen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Wie bei fast allen großen Verwerfungslinien der Niederrheinischen Bucht entstand der Gesamtverwurf am Swist-Sprung-System nicht in einem einmaligen Bewegungsakt, sondern er geht auf eine Summierung zahlreicher Einzelphasen zurück. Die verschiedenen stratigraphischen Horizonte zeigen mit zunehmendem Alter immer größere Sprunghöhen. So ist die Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrassen-Schotter in der Regel zwei- bis dreimal stärker verworfen als ihre Oberfläche und die tieferen tertiären Horizonte zeigen sogar einen sechs- bis achtmal so starken Versatz (vgl. Abb. 5).

Ungewiß ist das Auftreten und das Ausmaß von prä-hauptflöz-zeitlichen Bruchverschiebungen. Von der Hauptflöz-Zeit selbst wissen wir, daß die Störung nicht intakt war, wenigstens nicht in der Weise, daß sich merkliche Mächtigkeitsunterschiede der Kohle beiderseits der Störung entwickeln konnten. Die ersten weiter verbreiteten, freilich immer noch unbedeutenden Sprungbewegungen zeichnen sich kurz vor und während der Ablagerung der Unteren Fischbach-Schichten („Oberflöz“-Rhythmus) ab. Es entstanden im

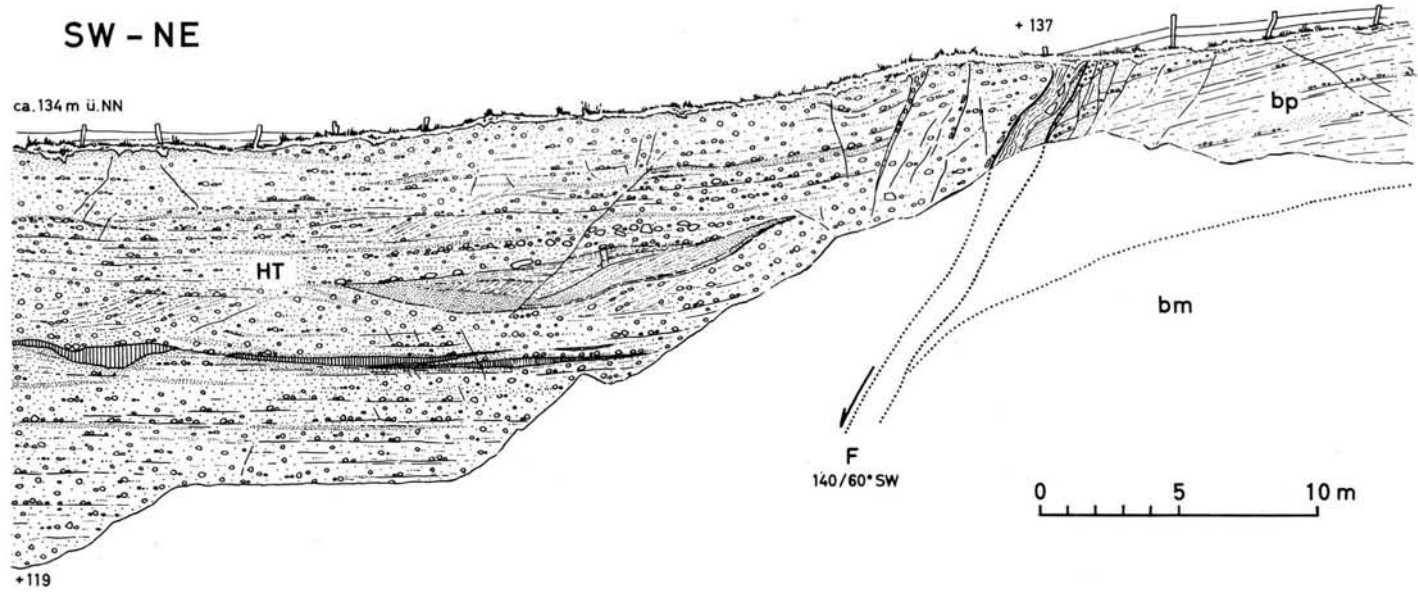


Abb. 6. Tagesausstrich des Swist-Sprungs. NW-Wand der Gemeindeg Kiesgrube in Metternich (M.-Bl. Sechtem, r 6322, h 2250). HT = Hauptterrasse des Rheins, bp = Kieseloolith-Sande und Kiese (Obermiozän oder Pliozän), bm = fetter Ton (Miozän?). - Der Verwurf der Hauptterrassen-Basis beträgt hier fast 50 m.

Höchstfalls 5% des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes. Der eigentliche Beginn der intensiven Bruchtätigkeit fällt in den Zeitabschnitt nach Bildung des Oberflözes und vor Sedimentation des Rot-Tones (20%). Spätere heftige Verschiebungen ereigneten sich während oder kurz nach Sedimentation der Rot-Ton-Serie sowie im post-rotton-zeitlichen Pliozän vor Absatz der Älteren Hauptterrasse (bis zu 40%). Die Hauptbruchbildung am Swist-Sprung ist also kieseloolith-zeitlich. Im Quartär erfolgen Bewegungen während und nach Aufschüttung der Älteren Hauptterrasse sowie synsedimentär zur Bildung der Jüngeren Hauptterrasse (insgesamt 20%). Auf das Konto der post-hauptterrassen-zeitlichen Tektonik gehen 10–15% des Gesamtverwurfes. Wann diese jüngsten Verschiebungen genau eingetreten sind, läßt sich am Swist-Sprung vorläufig nicht entscheiden.

Erft-Sprung-System

Das Erft-Sprung-System gliedert sich in zwei wohl definierte Teilstücke:

Der südliche (Rösberger-) Erft-Sprung-Ast, nach N bis etwa zur Brikettfabrik Donatus bei Liblar reichend, gehört zum festen strukturellen Bestand der Ville, welche er bereits von ihrer Wurzel am „Bornheimer Horst“ ab in zwei ungleiche Teilschollen spaltet. Die nordöstliche Scholle stellt das am stärksten herausgehobene Teilstück der südlichen Ville dar. Kieseloolith-Schichten sind hier in der Regel nicht erhalten; fast überall bilden sogleich Absätze der Braunkohlenformation das Unterlager der Jüngeren Hauptterrasse. Auf der Scholle im SW (Metternicher Zwischenstaffel) hingegen, welche zum Swist-Sprung überleitet, ist das Kieseloolith-Gebirge im Untergrund der Hauptterrasse in großer Mächtigkeit entwickelt. Die Schichten, einschließlich der Altpleistozän-Schotter, sind nach NE gegen den Rösberger Erft-Sprung-Ast eingekippt. Mit dem Verklingen des Swist-Sprunges taucht diese Zwischenstaffel in der Gegend von Bliesheim-Liblar schnell in große Tiefen ab und verschmilzt zuletzt mit der Erft-Scholle.

Die Sprunghöhen des Rösberger Erft-Sprung-Astes sind nicht übermäßig groß und übersteigen — auf das Hauptflöz-Liegende bezogen — an keiner Stelle den Betrag von 160 m (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Die Hauptterrassenkiese des Rheins sind zwar überall deutlich mitverworfen, aber der Anteil der quartären Bewegung am Gesamtverwurf ist doch auffallend gering; er macht im Durchschnitt nur etwa ein Zehntel aus (vgl. Tab. 4). Der quartäre Verwurf ist vorwiegend post-hauptterrassen-zeitlichen Alters.

Der nördliche (Liblarer-) Erft-Sprung-Ast reißt in Nähe der Brikettfabrik Donatus seitlich neben dem verklingenden südlichen Störungsast auf. Sein Anfangsstück wird wohl auch als Donatus-Sprung bezeichnet (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Mit dem Auskeilen des Swist-Sprunges rückt der Erft-Sprung an den Rand der Ville-Scholle, welche er nun bis über die Ortschaft Mödrath hinaus als westliche Begrenzungsstörung von dem tief abgesunkenen Erft-Becken scheidet.

An der großen Verwerfungslinie stehen sich gegenüber: Auf dem gehobenen Flügel geringmächtige Jüngere Hauptterrasse, welche sogleich von Schichten der Braunkohlenformation und nur örtlich von etwas Kieseloolith-Tertiär unterlagert wird. Auf dem gesunkenen Flügel sehr mächtige Jüngere und Ältere Hauptterrasse, unterteuft von mehreren hundert Metern Kieseloolith-Schichten und dem erst in großer Tiefe anstehenden Braunkohlenflöz. Der Absturz zur Tiefe vollzieht sich stellenweise gestaffelt. Neben dem eigentlichen Erft-Sprung ist vor allem in der Gegend zwischen Kierdorf und Türnich die westlich vorgelagerte Brüggener Störung von Bedeutung. An beiden Sprüngen gemeinsam sinkt die Kohle über weite Strecken mehr als 500 m, die Unterfläche der Hauptterrasse mehr als 130 m und deren Oberfläche annähernd 50 m in die Tiefe (vgl. Tab. 4). Über ein Viertel des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes entstand hier erst in quartärer Zeit.

Durch unterirdische Oxydation des unterlagernden Braunkohlenflözes erlitt die Jüngere Hauptterrasse des Ville-Plateaus östlich des Erft-Sprunges verbreitet atektonische La-

Tabelle 4
Zusammenstellung der Verwürfe am Erft-Sprung-System

Gebiet	Bezeichnung der Einzelstörung	Sprunghöhen		
		Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
		Basis	Basis	Oberfläche
Lückenhof	Südl. Erft-Sprung	(>50-60 m)	(5 m)	3-4 m
Rösberg	Südl. Erft-Sprung	(>80-85 m)	10-12 m	10 m
Dobschleider Hof Tal	Südl. Erft-Sprung	(>130 m)	(12 m)	?
Brühler Landstraße (SW Birkhof)	Südl. Erft-Sprung	160 m	(9 m)	(8 m)
SW Brikettfabrik	Südl. Erft-Sprung	50 m	?	(5 m)
Donatus	Donatus-Sprung	>200 m	?	10-15 m
Oberliblar	Nördl. Erft-Sprung	(300 m)	(60 m)	(25-35 m)
zwischen Liblar und Köttingen	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	510-520 m	(70-75 m) (30 m)	(30-35 m) 5-10 m
Brüggen	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	520-550 m	90-95 m 45 m	35-40 m 15 m
zwischen Tünnich und Mödrath	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	350 m 45 m	100 m 15 m	40 m 5 m

gerungsstörungen (H. BREDDIN 1958), welche bei der Ermittlung des tatsächlichen Quartärverwurfes in Rechnung gestellt werden müssen.

Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe des Erft-Sprunges, welche auf der Strecke zwischen Oberliblar und Mödrath den morphologischen Westrand der Ville bildet bzw. bildete, gab früher ein in der Landschaft weithin sichtbares, beherrschendes Formelement ab. Heute ist davon freilich kaum noch etwas zu bemerken. Die in den südlichen Teilen des Braunkohlenreviers der Ville weit fortgeschrittene Auskohlung hatte eine fast vollständige Abbaggerung der eindrucksvollen tektonischen Geländestufe zur Folge. Gut sichtbar ist allerdings noch die bis zu 15 m hohe morphologische Bruchkante der Brüggener Störung (namentlich im Raum Brüggen-Balkhausen).

In der Gegend nördlich von Mödrath verklingt der Erft-Sprung. Sein Verwurf wird größtenteils von dem in geringer östlicher Entfernung neu aufreißenden Horremer Sprung übernommen (s. unten).

Tagesaufschlüsse und Lößverwurf. Im Zuge der Ausweitung des Frechener Zentraltagebaus bot sich ab Herbst 1958 Gelegenheit, den strukturellen Bau des quartären Erft-Sprunges zwischen den Orten Tünnich und Mödrath an zahlreichen guten Aufschlüssen in ganz unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus zu studieren (Abb. 7-9). Überraschend war zunächst die verhältnismäßig geringe querschlägige Ausdehnung der Störungszone, welche einschließlich der wichtigsten Begleitfugen im allgemeinen nicht mehr als 3—5 m ausmachte, vielfach jedoch unter 1-2 m blieb. Veränderungen traten hierin aber auf engstem Raum ein, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Mancherorts muß sich der ganze riesige Abschiebungsvorgang an einer einzigen, kaum handbreit von plastischem Störungston verschmierten Gleitfläche abgespielt haben, denn bereits das dicht benachbarte Nebengestein war in normalem Schichtverband und le-

diglich geringfügig geschleppt erhalten. An anderen Stellen schob sich zwischen die Hauptfuge und das gesunde Gebirge erst noch eine oft mehrere Meter breite Klemmscholle eines gänzlich zerrütteten und der normalen Schichtung weitgehend beraubten Materials ein, so daß die Breitenausdehnung erheblich zunahm. Wir ersehen daraus, daß es bei einem räumlich begrenzten Aufschluß einer quartären Verwerfung in der Regel nicht möglich sein wird, aus Ausbildung und Größe der Störzone allein bereits auf den annähernden Verwurfsbetrag zu schließen. Die Bewegungsbahn des Sprunges kennzeichnete sich bei genauerer Untersuchung als ein dachziegelartiges Übereinander von flach-fladenförmig ausgewalzten Scherkörpern eines grünlichgelben zähen Tones, welche durch dünne sandige Bestege voneinander geschieden und mit unregelmäßig welliger Oberfläche und deutlicher Harnischstreifung versehen waren. Die Schrammspuren wiesen ganz überwiegend steil nach unten, wir haben es offensichtlich hauptsächlich mit (in der Streichrichtung) vertikalen Bewegungskomponenten zu tun.

Vor dem Sprung am Rande der Tiefscholle zeichnete sich in den Hauptterrassenschichten eine im Streichen aushaltende flache Einmündung von 100-200 m Breite und bis zu 10 m Tiefe ab. Diese größtenteils post-hauptterrassen-zeitliche Einmündungszone stellt vermutlich eine oberflächennahe Reaktion auf den Ausgleich unterirdischer, durch Zerrbeanspruchung entstandener Massendefizite dar (vgl. dazu Abschnitt E I). An der Tagesoberfläche tritt besagte Hohlform nicht mehr in Erscheinung. Sie ist hier von einem am Böschungsfuß der Verwerfungsstufe auf stellenweise mehr als 15 m anschwellenden Deckgebirge aus Löß,

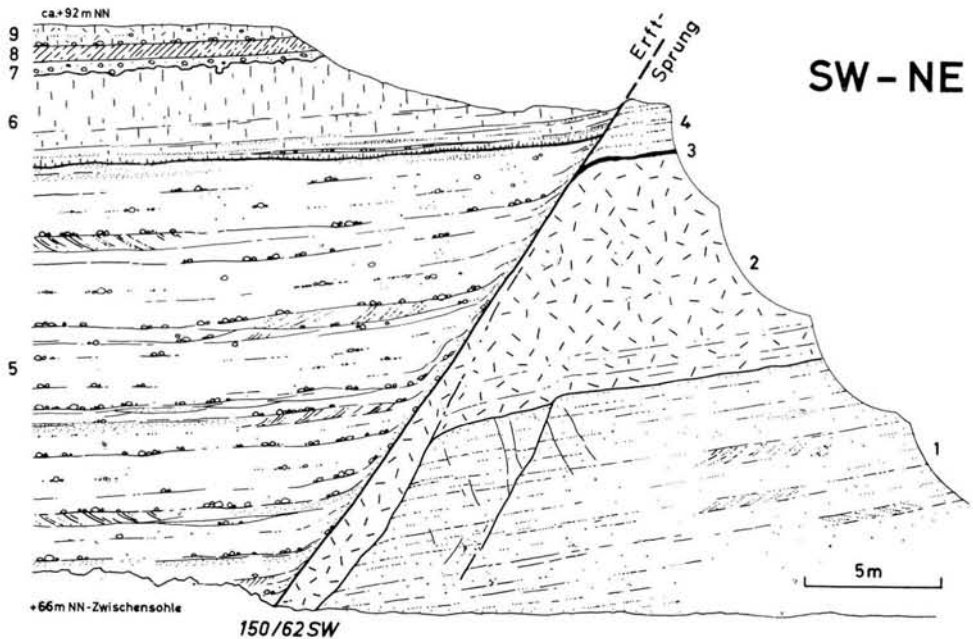


Abb. 7. Anschnitt des Erft-Sprunges. Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türrnich und Mödrath (M.-Bl. Kerpen, r 5220, h 3780).

Die Störung versetzt Ablagerungen der Hauptterrasse und des jüngeren Pleistozäns gegen fisbachzeitliche Sande und Tone. Quartärer Gesamtverwurf rund 100 m. Der größte Teil der Hochscholle und ein kleinerer der Tiefscholle ist bereits abgebaggert. - 7-9 = jungpleistozäne Fließerden und Gehängeschutt, 6 = gänzlich verlehmt und z. T. umgelagerter älterer Löß (Rißlöß ?), 5 = Rheinkiese der Jüngeren Hauptterrasse, 4 = Sande der Oberen Fisbach-Schichten, 3 = dünne Braunkohlenlage („Oberflöz“-Horizont ?), 2 = fisbach-zeitlicher „Hauptton“, 1 = Sande der Unteren Fisbach-Schichten.

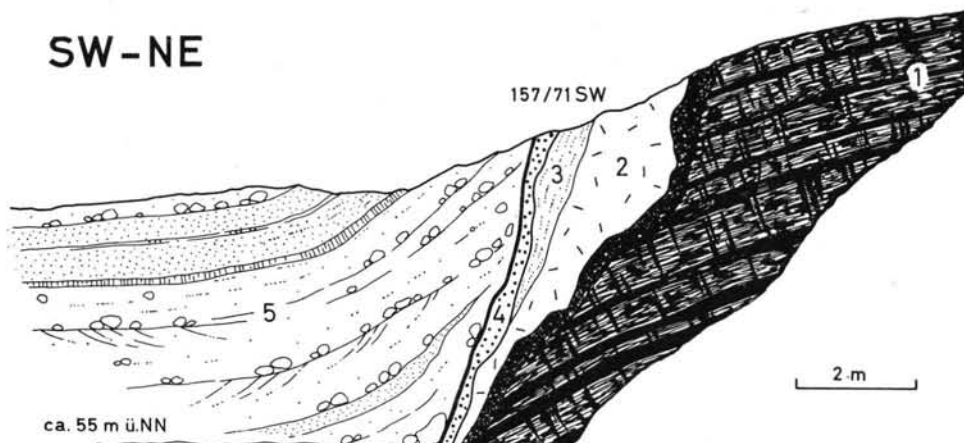


Abb. 8. Die Schleppung der Schichten am Erft-Sprung (Detail-Bild). Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türnich und Mödrath, 55-m-Sohle (M.-Bl. Kerpen, r 5240, h 3745).

5 = Rheinkiese der Hauptterrasse, 4 = höhere Kieseloolith-Schichten (Pliozän), 3 = Fischbach-Sande (Obermiozän), 2 = Türnicher Ton, 1 = Hauptbraunkohlenflöz (Mittelmiozän).

Hangschutt und verschiedenen Fließerden verhüllt. Das Profil der jungen Deckschichten stellte sich meist so dar: Über einem unteren, gewöhnlich vollständig entkalkten Lößlehm von 4—8 m Stärke (vermutlich ein teilweise umgelagerter Riß-Löß) folgte mit unregelmäßig-taschenförmiger Grenze ein unterschiedlich mächtiges Paket von Fließerden und Abspülmassen des nahen Verwerfungshanges und darüber ein 1-3 m mächtiger oberer Löß (Würm-Löß), welcher noch deutlich kalkhaltig und bis höchstens 1 m Tiefe verlehmt war.

Wo die Berührung der jungen Deckschichten mit der Verwerfungsfläche genügend genau aufgeschlossen war, konnte man beobachten, wie diese stumpfwinkelig gegen die Bewegungsfläche stießen und dabei glatt abgeschnitten wur-

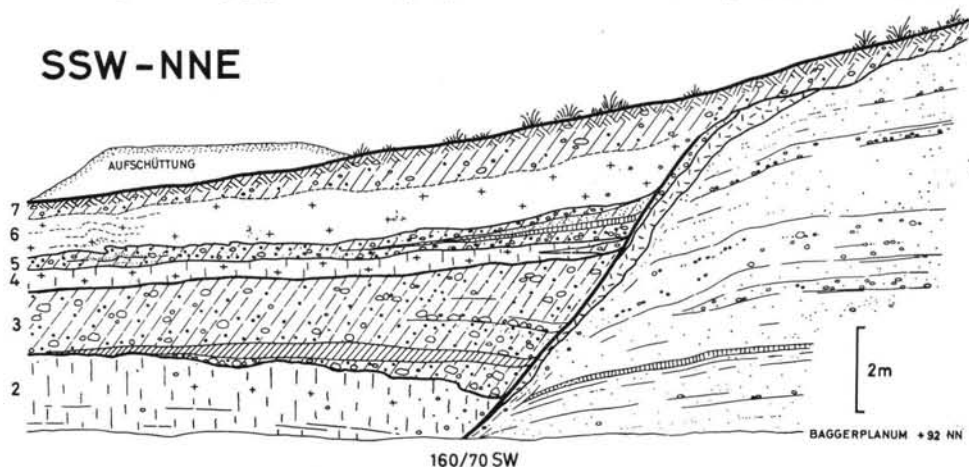


Abb. 9. Tagesausstrich des Erft-Sprunges. Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türnich und Mödrath (M.-Bl. Kerpen, r 5210, h 3800).

An der steil einfallenden Verwerfungsfläche werden jungpleistozäne Lössе unvermittelt abgeschnitten. Profilrichtung etwas schräg zum Streichen. Kalkgehalt der Lössе durch Kreuzchen angedeutet. 4-7 = Jüngerer Löß (Würmlöß) mit Fließerdemittel (5) und oberflächlicher Verlehmungszone (7), 3 = Hangschutt-Fließerde Horizont, 2 = älterer Löß (Rißlöß?), gänzlich verlehmt, z. T. umgelagert, 1 = Kieseloolith-Schichten (Pliozän).

den (Abb. 7 u. 9). An anderen Stellen verzahnten sich die von der Verwerfungswand ausstrahlenden Fließerdefahnen mit dem älteren Löß in einer Weise, wie man es sich nur durch ein gleichzeitiges Nebenher von Sprungbewegung und Sedimentation erklären kann (vgl. L. AHORNER 1960). Offensichtlich war der Erft-Sprung also noch während und nach Ablagerung der jungpleistozänen Deckschichten der Hauptterrasse in Bewegung. Die Basisfläche des älteren Lösses (Riß-Löß) muß auf Grund der Lagerung am Sprung um wenigstens 10-15 m verstellt sein. Beim Würm-Löß kann man nicht so sicher sagen, ob wirklich ein Verwurf vorliegt. Es könnte sich hier auch um eine normale Anlagerung an ein vorgegebenes Relief handeln; ein eventueller Versatz ist keinesfalls auf mehr als höchstens 2-4 m zu beziffern. Der zwischen den beiden Lössen lagernde Hangschutt-Fließerde-Horizont erwies sich dagegen noch deutlich verstellt (um wenigstens 5 m). Da sich andererseits das Material der Fließerden z. T. aus verfrachtetem Tertiär (xylitische Tone und Quarzkiese mit Kieseloolithen) zusammensetzt, muß die an den Randbruch grenzende Hochscholle schon während der Ablagerung der Solifluktionsmassen soweit herausgehoben gewesen sein, daß das Tertiär der Abtragung anheimfiel. Das setzt einen bereits damals bestehenden post-hauptterrassen-zeitlichen Verwurf von wenigstens Hauptterrassen-Mächtigkeit voraus.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am nördlichen Erft-Sprung - Ast (vgl. Abb. 10). Altersmäßig vorläufig nicht genauer fixierbare, aber ziemlich bedeutende Krustenbewegungen zeichnen sich durch die großen Mächtigkeitsunterschiede zwischen der prä-hauptflöz-zeitlichen Tertiär-Schichtfolge des Erft-Beckens und der Ville ab (G. FLIEGEL 1937). Später während der Hauptflözbildung war die Randstruktur nicht mehr oder doch nur sehr untergeordnet bewegt, wie aus der übereinstimmenden Mächtigkeit der Kohle zu beiden Seiten der Bruchlinie hervorgeht. Erst nach Ablagerung des Türnicher Tones kam es wieder zu Dislokationen schwächeren Ausmaßes, und entsprechende Schollenverstellungen ereigneten sich während und nach Ablagerung der Fischbach-Schichten (vgl. auch W. PRANGE 1958). Insgesamt dürfte jedoch das Hauptflöz nach Abschluß der Fischbach-Zeit am Erft-Sprung an keiner Stelle um mehr als 30-40 m verstellt gewesen sein (d. i. rund 10% des heutigen Hauptflöz-Verwurfes). Die großen Niveau-Unterschiede, welche am Sprung heute zu beobachten sind, stellen ein Werk späterer, in der Hauptsache pliozäner, aber auch pleistozäner Bruchtätigkeit dar.

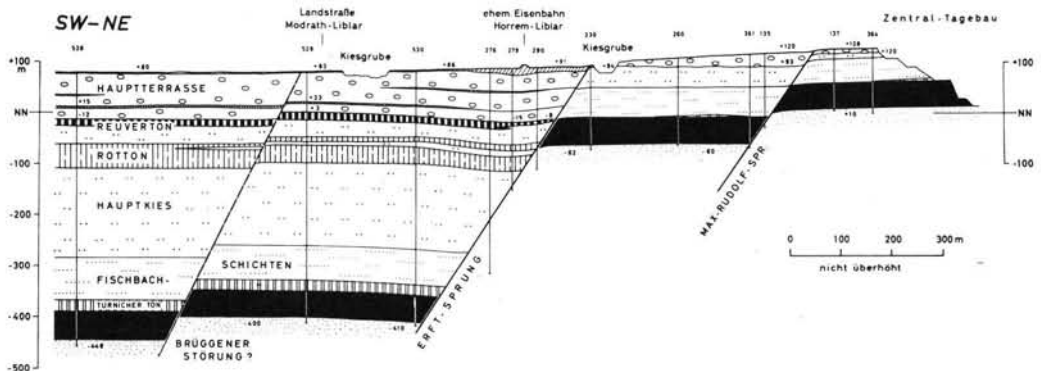


Abb. 10. Querprofil durch den Westrand der Ville in der Gegend südlich von Mödrath (M.-Bl. Kerpen). Nicht überhöht.

Durch den nach W fortschreitenden Zentraltagebau ist das Deckgebirge auf der Hochscholle inzwischen weitgehend abgeräumt. Die in den Abb. 7-9 gezeigten Erft-Sprung-Aufschlüsse liegen in Nähe der Profillinie. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen und eine große Anzahl von Tiefbohrungen, deren Ergebnisse von der Rheinischen Braunkohlenwerke A.G. freundlich zur Verfügung gestellt wurden.

Namentlich während und kurz nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten i. e. S. — vor Ausbildung der Hauptterrassen-Unterfläche — muß es zu ausgedehnten und ungewöhnlich kräftigen Schollenverschiebungen gekommen sein, welche fast zwei Drittel (ca. 60%) des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes herbeiführten. Da die Kieseloolith-Folge nur auf der Tiefscholle in voller Entwicklung vorhanden ist, lassen sich die an sie geknüpften Bewegungen zeitlich nicht genauer aufgliedern. Unterstrichen wird das kieseloolith-zeitliche Alter der Hauptbruchbildung durch die kräftige Diskordanz des Altpleistozäns. Im Pleistozän während der Aufschüttung der Hauptterrassen nahm die Bruchverschiebung ihren Fortgang. In diesem verhältnismäßig kurzen Zeitraum entstanden z. B. südlich Mödrath annähernd 60 m Verwurf (15-20% des Gesamtverwurfes). Bei den Bewegungen nach der Hauptterrassen-Zeit (10-15%), deren Spuren sich in der heutigen Geländegestalt abzeichnen, kann man vermutlich zwischen solchen vor der Reiß-Vereisung und solchen während und nach dieser Periode unterscheiden. Ein älterer Löß (Reiß-Löß?) wird, wie wir gesehen haben, durch die tektonischen Verstellungen gewöhnlich noch stark betroffen, der Würm-Löß dagegen nur noch sehr untergeordnet. Auf eine Sprungaktivität in der Gegenwart weisen möglicherweise Erdbeben (M. SCHWARZBACH 1950, 1951, H. BERG 1950) und Veränderungen von Höhenfestpunkten hin (H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955).

Brüche auf dem Ville-Plateau östlich des Erft-Sprunges

Die vereinzelt und wenig bedeutenden Sprünge, welche die flache Flöztalfläche der Ville östlich des Erft-Sprunges beleben (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954), versetzen nicht mehr die jüngere Hauptterrasse. Die eiszeitlichen Kiese greifen vielmehr, wie sich in Aufschlüssen stets aufs neue erweist (vgl. z. B. H. W. QUITZOW 1958), gleichförmig und ohne merkliche Beeinflussung über die Störzonen in der Kohle hinweg, ein Zeichen, daß die Krustenbewegungen in diesem Teilstück der Ville schon viel früher zum Stillstand gekommen sind als an deren Westrand.

Der Louise-Sprung, welcher im Tagebau Berrenrath (bei Brüggen) einsetzt und nach NW rasch an Bedeutung gewinnt, beansprucht insofern eine Sonderstellung, als er seiner räumlichen Lage nach zwar schon zum westlichen Ville-Abbruch gehört, sonst aber wichtige Merkmale der Sprünge in E aufweist. Vor allem scheint auch bei ihm, wenigstens in seinem südlichen Teilstück bis zur Scharung mit dem Türnicher Sprung (s. unten), die Hauptterrasse nicht mehr betroffen zu sein. Diese Frage ist jedoch in der Literatur umstritten. Da das fragliche Gebiet inzwischen gänzlich ausgekohlt ist, kann man eine endgültige Klärung kaum noch erwarten. G. FLIEGEL (1922, 1937), J. LOHR (1949), W. PRANGE (1958) sehen den Sprung als „fortlebend“ an, weil die Hauptterrassenkiese östlich der Verwerfung rund 10 m tiefer lagern (bzw. lagerten) als westlich davon. Mit den tertiären Schichten ist es jedoch gerade umgekehrt: Diese sind entlang der Bruchlinie um rund 35 m nach W verworfen. Es müßte hier also ein typischer Umkehrverwurf vorliegen. Ähnliche Bilder kennt man von verschiedenen Störungen der Niederrheinischen Bucht aus dem Zeitabschnitt zwischen der Oberen Kreide und dem Altertär, wo die in unserem Gebiet gewöhnlich wirkende Dehnungstektonik vorübergehend von einer Einengungsphase abgelöst wurde (vgl. Abschn. E IV). Im Quartär fehlen aber bislang jegliche Anzeichen einer weiträumigen tektonischen Einengung. Man wird die eigentümliche Lagerung der Hauptterrasse am Louise-Sprung daher zwingender mit H. BREDDIN (1958) als atektonisch entstanden deuten, und zwar durch unterirdische Kohlenoxydation, welche zu einem Nachsacken der Hauptterrassenkiese östlich der Verwerfung führte, während das weit mächtigere Kohle-Deckgebirge auf der Westseite keine Kohlenoxydation zuließ.

c) Die mittlere Ville

Der Mittelabschnitt der Ville, welcher von Türnich-Frechen im S bis Bergheim im N reicht, ist gekennzeichnet durch das Aufreißen zahlreicher paralleler Staffelbrüche zum

westlichen Ville-Randbruch (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Letzterer wird im S zunächst durch den verklingenden Erft-Sprung, später durch den Horremer Sprung, und schließlich im N durch den Quadrather Sprung dargestellt. Wichtige Staffelbrüche im E sind der Frechener Sprung und der Louise-Sprung.

Frechener Sprung

Die Scholle östlich des Frechener Sprunges besitzt das höchste tektonische Niveau der mittleren Ville. Das gesamte Hauptflöz wurde hier abgetragen. Kiese der Jüngeren Hauptterrasse ruhen sogleich auf Quarzsanden und Tonen der oberoligozänen Liegendschichten (Schichten der Kölner Unterflöze). Erst westlich der Störung setzt die Kohle ein, aber auch da gewöhnlich nicht in voller Mächtigkeit. Namentlich im S wurde ein beträchtlicher Teil des Flözes noch vor Ablagerung der Hauptterrasse weggeschwemmt. Fischbach-zeitliche Deckgebirgs-Schichten haben sich nur im N erhalten.

Als Begrenzungsstörung der Braunkohle wurde der Frechener Sprung schon frühzeitig erkannt und in seinem Verlauf festgelegt (G. FLIEGEL 1908, 1910). Der tertiäre Verwurf ist bedeutend. Da das Hauptflöz nur einseitig erhalten ist, bereitete die genaue Ermittlung der Sprunghöhe lange Zeit Schwierigkeiten. Heute kennt man geeignete Bezugshorizonte aus den Liegendschichten der Kohle (Weidener Unterflöz-Gruppe), welche nordwestlich von Frechen rund 50 m, an der Bundesbahn Köln—Aachen 70–80 m und am Ostrand des Tagebaus Fortuna 170–180 m verworfen sind. Im weiteren Fortstreichen nach N ermäßigen sich die Sprunghöhen wieder, wobei mit dem Abklingen der Störung ein Übergreifen der Kohle auf die höhere Scholle einhergeht. Die Schichten der Jüngeren Hauptterrasse sind am Frechener Sprung ohne Zweifel mitverworfen, doch sind die Versetzungsbeträge, die in der Hauptsache auf post-hauptterrassen-zeitliche Bewegungen zurückgehen, meist nicht sehr erheblich (im Durchschnitt 8–10 m). In der früheren Literatur findet man gelegentlich viel höhere Werte angegeben. Dies hängt damit zusammen, daß die Pleistozän-Kiese westlich der Verwerfung verbreitet atektonische Sackungs-

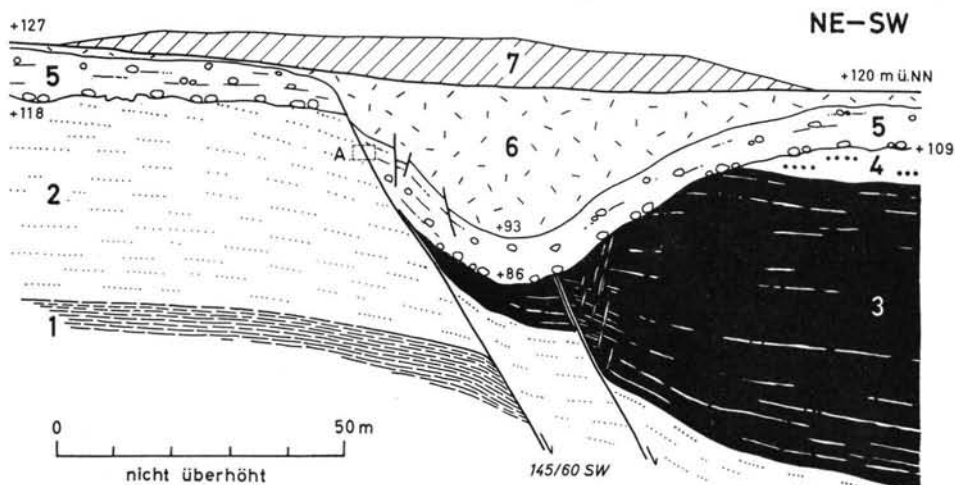


Abb. 11. Tagesaufschluß des Frechener Sprunges. Ostrand der Grube Fortuna. (M.-Bl. Frechen, r 5050, h 4560).

Der Ausstrich der Verwerfung wird von einem nahezu 30 m tiefen „Lehmgraben“ begleitet, welcher hauptsächlich durch gesteigerte unterirdische Kohlenoxydation in der tektonischen Zerrüttungszone entstanden ist (vgl. H. BREDDIN 1958). - 7 = Haldenaufschüttung, 6 = Lößlehm (Jungpleistozän), 5 = Jüngere Hauptterrasse des Rheins (Altpleistozän), 4 = Fischbach-Schichten (Obermiozän), 3 = Hauptbraunkohlenflöz (Mittelmiozän), 2 = Frechener Sande (Oberoligozän), 1 = Ton der Weidener Unterflöz-Gruppe.

erscheinungen infolge unterirdischer Kohlenoxydation erlitten haben, die man erst neuerdings als solche erkannt hat (H. BREDDIN 1958). In diesem Zusammenhang verdient der sog. „Lehmgraben“ Erwähnung, eine 50-80 m breite und bis zu 40 m tiefe rinnenförmige „Einmuldung“ von Hauptterrassenkiesen und überlagerndem Lößlehm, welche den Ausstrich des Frechener Sprunges auf kilometerweite Entfernung begleitet (bzw. begleitete, denn leider ist dieses einzigartige Gebilde inzwischen fast ganz dem Braunkohlenbergbau zum Opfer gefallen). Ein letztes Reststück war bis vor kurzem an einem Abbausporn am Ostrand der Grube Fortuna zu studieren (Abb. 11). Verschiedene Beobachtungen lassen hier auf eine nachträgliche tektonische Überprägung einer durch Kohlezersetzung vorgebildeten Hohlform schließen (L. AHORNER 1960).

Louise-Sprung und diagonale Verbindungssprünge zum westlichen Ville-Rand

Der Louise-Sprung, der uns bereits bei der Besprechung der südlichen Ville beschäftigte, erlangt seine Hauptbedeutung im Bereich der mittleren Ville. War der Kohleverwurf im S mit etwa 35 m anzugeben (vgl. Abschn. D III b), so steigert sich dieser Wert bei Grefrath auf 150 m, nördlich von Habbelrath gar auf 240 m. Mit dem Anwachsen der Sprunghöhe geht ein kräftiges nordwestliches Abtauchen der dem Sprung nach SW vorgelegerten Randstaffel (Boisdorfer Staffel) einher. Deren Eintiefung wird durch mehrere vom Erft- zum Louise-Sprung in NS-Richtung verlaufende Sprungzonen unterstützt (von E nach W: Türnicher Sprung, Buchholzer Sprung, Max-Rudolf-Sprung). Wir finden die Lagerungsverhältnisse jenes Teilstückes der Ville ausführlich bei W. PRANGE (1958) dargestellt, wo auch auf den zeitlichen Ablauf der Schollenverschiebungen an den einzelnen Verwerfungen eingegangen wird. Sowohl am Max-Rudolf-Sprung als auch am Türnicher Sprung haben in quartärer Zeit Bewegungen stattgefunden (Abb. 10). Die Basis der Hauptterrassen-Schotter ist bei erstgenanntem stellenweise um mehr als 25 m versetzt (bei rund 70 m Kohleverwurf), die Oberfläche um 8-10 m; ein größerer Teil der quartären Verschiebungen muß hauptterrassen-zeitlichen Alters sein. Am Türnicher Sprung läßt sich demgegenüber für das Quartär nur eine post-hauptterrassen-zeitliche Bewegungsphase nachweisen (Verwurf rd. 10 m). Wo der Türnicher Sprung südlich von Grefrath in den Louise-Sprung mündet, erhöht sich dessen Kohleverwurf schlagartig auf mehr als das Dreifache. Auch stellt sich an dieser Störung nun erstmals ein sicherer, nach W weisender Quartärverwurf ein. Man würde den aus der Vereinigung hervorgehenden Sprung also besser als Türnicher Sprung bezeichnen, und nicht — wie es sich nun aber einmal eingebür-

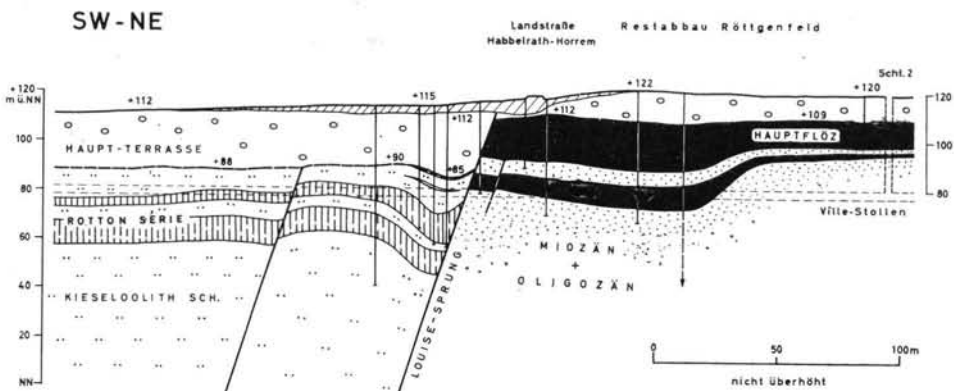


Abb. 12. Querprofil durch den Louise-Sprung. Gegend nördlich von Habbelrath (M.-Bl. Frechen). Gezeichnet nach Bohrungen und Aufschlüssen beim Bau des Ville-Stollens und in der Grube Restabbau Röttgenfeld. Die „Einmuldung“ am Rande der Tiefscholle ist tektonischen Ursprungs (vgl. Abschnitt E I).

gert hat — als Louise-Sprung. Die Unterkante der Hauptterrassenkiese ist bei Grefrath ungefähr 15 m verstellt, am Ville-Stollen nördlich von Habbelrath 20–25 m (Abb. 12). An der Oberfläche zeichnet sich der Louise-Sprung in diesem Gebiet durch eine 8–12 m hohe Geländekante ab. Durch Sackungserscheinungen der Kiesdecke auf der Hochscholle infolge unterirdischer Kohleoxydation wird vermutlich ein etwas zu geringer Quartärverwurf vorgetäuscht.

Über das Alter der Bewegungen am Louise-Sprung läßt sich wegen der Abwesenheit tertiärer Deckschichten der Kohle auf der Hochscholle nur wenig Bestimmtes sagen. Die Hauptbruchbildung wird wohl während und kurz nach Ablagerung der höheren Kieseloolith-Schichten eingetreten sein, denn letztere sind auf dem gesunkenen Schollenflügel noch in erheblicher Mächtigkeit erhalten. Kräftige Nachbewegungen müssen sich zur Hauptterrassen-Zeit und später ereignet haben. Während die gewöhnlich 8–12 m mächtige Schotterdecke der Hochscholle ausschließlich der Jüngeren Hauptterrasse zuzurechnen ist, baut sich die im Durchschnitt 20 m, örtlich auch bis 30 m mächtige Pleistozän-Aufschüttung der Tiefscholle⁹⁾ (Boisdorfer Staffel) allem Anschein nach aus übereinander getürmter Jüngerer und Älterer Hauptterrasse auf. Pflanzenführende Feinsande und Schluffe, die vielleicht den Tegelen-Schichten entsprechen, konnten in einer Kiesgrube am Pumpwerk Götzkirchen beobachtet werden (L. AHORNER 1960).

Ein ähnlicher tektonischer Bauplan, wie er für das Einsinken der Boisdorfer Staffel im Gebiet südlich von Mödrath maßgebend ist, gilt — allerdings mit spiegelbildlich vertauschten Richtungen — für die Gegend von Horrem, wo sich das Ganze wieder heraushebt (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Auch hier stellen sich — diesmal WNW—ESE verlaufende — Diagonalbrüche ein, die vom Louise-Sprung zur westlichen Ville-Randstörung (Horremer Sprung) vermitteln. Bekannt ist vor allem der Fischbach-Südsprung. Diesem muß im S noch ein weiterer großer Sprung vorgelagert sein, der auf der Karte von PELTZ & QUITZOW noch nicht verzeichnet ist. Seine Einmündung in den Horremer Sprung erfolgt vermutlich an der Eisenbahn-Brücke nordwestlich von Horrem, wo lange Zeit eine vom Ville-Randsprung spießwinkelig abzweigende Störung entblößt war, welche Kieseloolith-Schichten gegen Hauptterrassen-Schotter abschneidet (Str. 145/70° SW, Quartärverwurf größer als 7 m). Die nördlichen diagonalen Begrenzungssprünge der Boisdorfer Staffel verwerfen genau wie die südlichen noch deutlich die Kiese der Hauptterrasse, welche an zwei auch morphologisch erkennbaren Absätzen um jedesmal fast 10 m herausgehoben wurden.

Mit dem Abspalten der diagonalen Seitenäste verliert der Louise-Sprung rasch an Bedeutung. Er mündet wenige Kilometer weiter nördlich in den Frechener Sprung. Besonders interessant ist, daß die Hauptterrasse am nördlichsten Teilstück des Louise-Sprunges nun wieder genau die gleiche Lagerung erkennen läßt wie schon in der südlichen Ville: die Kiese lagern auf der im Tertiär herausgehobenen östlichen Scholle tiefer als im W. Die Ursache wird wohl die gleiche sein wie im S (Sackung der Hauptterrasse infolge unterirdischer Kohlenoxydation; vgl. Abschn. D III b).

Randbrüche der mittleren Ville (Horremer Sprung, Quadrather Sprung)

Der Horremer Sprung, welcher bei Mödrath seitlich neben dem verklingenden Erft-Sprung aufreißt, schwillt rasch zu großer Sprunghöhe an und übernimmt bald die Rolle des beherrschenden Ville-Randbruches. Die Brückenscholle zwischen den gegenein-

⁹⁾ Hauptterrassen-Mächtigkeiten von mehr als 40 m, wie W. PRANGE (1958, Taf. 4) sie mehrfach angibt, sind freilich nirgends vorhanden. Dieser Autor hat die Grenze Kieseloolith-Schichten/Hauptterrasse an die Oberkante einer zweiteiligen Tonfolge (Rot-Ton-Serie?) gelegt, was indes nicht zulässig ist, denn über dem Ton folgen nach Beobachtungen im Ville-Stollen sowie in Grubenaufschlüssen bei Horrem (Quarzkiesgrube Winter) und Gut Boisdorf (Kiesgrube Maubach) noch Sande und Quarzkiese mit mehr als 90% Quarz.

ander absetzenden Enden der großen Verwerfungen überwindet den Niveau-Unterschied zum Erft-Becken durch ein verstärktes Schichteinfallen.

Im Gebiet zwischen Mödrath und Horrem, wo der Horremer Sprung zunächst die verhältnismäßig tief liegende Boisdorfer Randstaffel gegenüber dem Erft-Becken begrenzt, macht sein Hauptflöz-Verwurf knapp 300 m aus (Tab. 5). Nach dem Einmünden des Fischbach-Südsprunges und anderer vom Louise-Sprung abspaltender Diagonalbrüche im Gebiet nördlich von Horrem konzentriert sich aber die ganze Abwärtsbewegung am Rande der Ville auf einige Erstreckung ausschließlich auf die Fuge des Horremer Sprunges, dessen post-hauptflöz-zeitlicher Verwurf hier auf über 500 m anwächst. Erst nachdem sich bei Ichendorf erneut eine Begleitstörung — diesmal auf der Westseite — auftut, geht diese bedeutende Sprunghöhe wieder zurück. Dies geschieht im gleichen Maße wie der neu aufgerissene Quadrather Sprung an Bedeutung gewinnt. Bereits nördlich der Ortschaft Quadrath halten sich die Absenkungsbeträge an den beiden Teilstörungen ungefähr die Waage, und späterhin überwiegt überall deutlich der Verwurf des Quadrather Sprunges. Bis über Bergheim hinaus laufen die Staffelsprünge annähernd parallel nebeneinander her, dann erst vereinigen sie sich.

Tabelle 5
Zusammenstellung der Verwürfe an den Randstörungen der mittleren Ville
(Horremer Sprung und Quadrather Sprung)

Gebiet	Bezeichnung der Einzelstörung	Sprunghöhen		
		Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
		Basis	Basis	Oberfläche
Mödrath	Horremer Sprung	(120 m)	(40 m)	15-20 m
Gut Boisdorf	Horremer Sprung	270 m	90 m	40 m
Horrem-Götzenkirchen	Horremer Sprung	290 m	90-95 m	40 m
südl. Ichendorf	Horremer Sprung	500 m	120 m	50-55 m
Quadrath-Ichendorf	Horremer Sprung	(400 m)	105 m	45 m
	Quadrather Sprung	(50-100 m)	15-20 m	10 m
nordwestl. Schloß Schlenderhahn	Horremer Sprung	280 m	ca. 55 m	20 m
	Quadrather Sprung	(150-200 m) ¹⁾	(ca. 60 m) ¹⁾	(30 m) ¹⁾
zwischen Bergheim u. Kloster Bethlehem	Horremer Sprung	80-100 m	20 m	10 m
	Quadrather Sprung	140 m	75 m	30-35 m
nordöstl. Pfaffendorf	Quadrather Sprung (+Horremer Sprung)	250 m	50-60 m	25 m
nordöstl. Glesch	(Quadrather Sprung)	?	ca. 20 m	10 m

1) Gesamtverwurf der in mehrere Teilstaffeln aufgelösten Sprungzone.

Sowohl der Horremer Sprung als auch der Quadrather Sprung verwerfen das Quartär, und zwar in sehr erheblichem Maße (vgl. Tab. 5). Zwischen Horrem und Ichendorf, wo der Horremer Sprung seinen maximalen Verwurf erreicht, geht die Hauptterrassen-Basis an ihm mehr als 120 m, die Oberfläche 50-55 m in die Tiefe. Es ist dies der größte Quartär-Verwurf, den wir in der südlichen Niederrheinischen Bucht an einer einzelnen Störung feststellen können. Dieser gewaltige Verwurfsbetrag wird am Niederrhein lediglich noch vom Rurrand bzw. Peel-Randbruch abwärts Hückelhoven übertroffen.

Große Mächtigkeits-Gegensätze der Hauptterrassen-Schichten zu beiden Seiten der Randbrüche zeugen von erheblichen intersedimentären und synsedimentären Verschiebungen während der Hauptterrassen-Zeit. Am Horremer Sprung stehen sich in der Gegend zwischen Mödrath und Ichendorf durchwegs etwa 70-80 m Altpleistozän auf der Tiefscholle und 10-30 m auf der Hochscholle gegenüber (Abb. 13).

Der Anteil der quartären Sprunghöhe am post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurf macht gewöhnlich 25-30% aus, stellenweise wächst dieser Wert aber auf nahezu 50% (z. B. am Quadrather Sprung in der Gegend östlich von Bergheim; vgl. Abb. 16). Dieser außerordentlich hohe quartäre Bewegungsanteil erklärt sich wohl dadurch, daß die optimale Abwärtsbewegung innerhalb einer Verwerfungstreppe, wie sie uns am Westrand der mittleren Ville gegenübertritt, in räumlicher sowohl wie in zeitlicher Hinsicht zwischen den einzelnen Teilbewegungsflächen mehrfach hin und her zu pendeln vermag. Bestimmte Staffelsprünge, welche zu einem früheren Zeitpunkt kräftige Schollenverschiebungen erlebten, werden später oft weniger genutzt oder gänzlich stillgelegt, während andere, ursprünglich weniger begünstigte Fugen, unversehens zu Trägern der Hauptbewegung heranreifen.

Die post-hauptterrassen-zeitlichen Bruchstufen der Randverwerfungen der mittleren Ville sind im Gelände noch gut zu studieren (nur im Teilstück zwischen Horrem und Gut Schlenderhan fiel die Geländekante des Horremer Sprunges dem Braunkohlenbergbau zum Opfer). Bis Quadrath-Ichendorf bildet zunächst der Horremer Sprung mit einer markanten Steilstufe den morphologischen Westrand der Ville; dann wird diese Rolle vom Quadrather Sprung übernommen, welcher das Hochplateau bis weit über Bergheim hinaus gegenüber der Erft-Niederung begrenzt. Die Verlagerung der tektonischen Abwärtsbewegung von dem einen auf den anderen Randsprung zeichnet

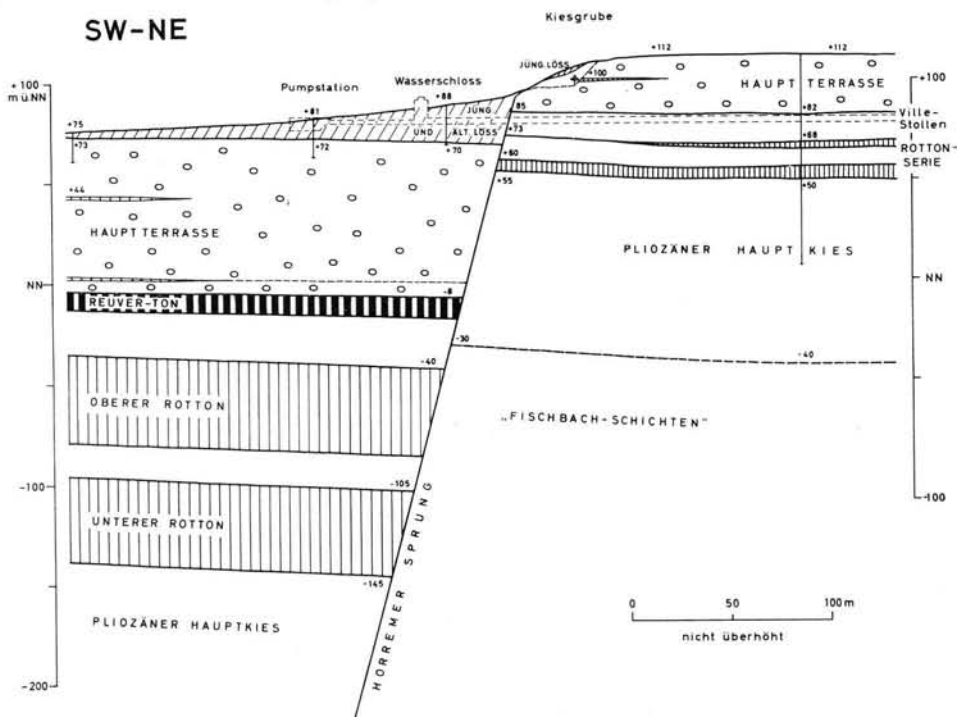


Abb. 13. Querprofil durch den Horremer Sprung. Ville-Stollen bei Götzkenkirchen südlich Horrem (M.-Bl. Frechen). - Gezeichnet nach Bohrungen und Beobachtungen beim Bau des Ville-Stollens.

sich gleichfalls deutlich in der Morphologie ab. Die Gelände-(Hauptterrassen-) Oberfläche der von den beiden Bruchlinien eingeschlossenen Zwischenstufe steigt nach NW mit dem Schwächerwerden des Horremer Sprunges immer weiter empor (um insgesamt etwa 40 m). Auf eine Längsentfernung von 3-4 km ergibt sich hier für die altpleistozäne Talstufe des Rheins eine vollständige Umkehrung der ursprünglichen Gefällsverhältnisse.

Tagesaufschlüsse und Lößverwurf. Eine Eigenheit des Horremer- und Quadrather Sprunges besteht in einer keilförmigen Ansammlung von mächtigen Löß- und Fließerdeabsätzen am Böschungsfuß der oberflächlichen Bruchstufe. Diese Lehmablagerungen sind im Streichen der Störungen auf kilometerweite Entfernung zu verfolgen. Ihre Mächtigkeit schwillt in unmittelbarer Nähe der Verwerfung auf 20 und mehr Meter an. Beim Bau des Ville-Stollens und des Pumpwerkes Götzenkirchen wurden sie seinerzeit im Vorfeld des Horremer Sprunges in einer Stärke von rund 20 m erschlossen (Abb. 13). Sie setzten sich in der Hauptsache aus einem vollständig verlehmtten und teilweise umgelagerten älteren Löß (Riß-Löß?) zusammen. Der kalkhaltige jüngere Löß (Würm-Löß) bildete nur eine verhältnismäßig dünne Deckschicht. Wo beim Vortrieb des Stollens die Grenzfläche des Lehmes gegen die Bruchstufe durchfahren wurde, erwies sich diese als recht unvermittelt und scharf und ebenso steil gegen SW einfallend wie die Haupt-Bewegungsbahn der Störzone.

Ganz entsprechende Beobachtungen waren an einem Tagesaufschluß des Horremer Sprunges in der NW-Ecke der Beisselsgrube bei Ichendorf zu machen. Die an der Grubenwand und in mehreren Schürffgräben auf dem 80 m-Baggerplanum angeschnittene Sprungfläche trennte mit scharfem Schnitt fischbach-zeitliche Quarzsande von mächtigem, vollständig verlehmtten älteren Löß (vgl. Abb. 14; weitere Abb. bei L. AHORNER 1960). In nächster Nähe der Störung schwoll die Stärke der Lößlehmschicht auf über 25 m an. Ebenso hoch hätte man sich eine bereits vor der Lößanwehung bestehende oberflächliche Verwerfungswand vorzustellen, wollte man bei der Deutung dieser Lößlehm-Lagerung ohne tektonische Bewegungen auskommen. Eine solche Vorstellung ist jedoch, vor allem im Hinblick auf die Steilheit der Grenzfläche (Einfallen um 70° SW) und die lockere Konsistenz der an sie grenzenden Sedimente, kaum denkbar. So wie die Dinge liegen, kommt als Erklärung wohl nur die Möglichkeit in Frage, daß sehr junge — zur (riß-eiszeitlichen?) Lößanwehung syndimentäre, für einen kleineren Teil vielleicht auch postsedimentäre — Krustenbewegungen entlang der Verschiebungsfläche des Horremer Sprunges erfolgten, die das Emporsteigen einer oberflächlichen Verwerfungswand in ungefähr der gleichen Geschwindigkeit bewirkten, wie sich das Lößmaterial nach und nach anhäufte. Für eine Beeinflussung der Lößlehm-Absätze durch junge Tektonik spricht auch, daß sich im unteren Teil der Lehmfolge, wo diese gelegentlich durch sandig-kiesige Einschwemmungen und durch Lagen von Solifluktionsschutt zu gliedern ist, kleintektonische Abschiebungen (vgl. Abb. 14, Schürffgraben 5, Profilmeter 4-7), in ihren Richtungen tektonisch vorgezeichnete und postgenetisch überprägte Eiskeile (Graben 3, Profilmeter 7-8), sowie in der Aufbiegungszone zum Sprung auch Winkeldiskordanzen nachweisen ließen.

Die keilförmige Ansammlung von mächtigem älteren Löß am Fuße der oberflächlichen Bruchstufe ist für den Horremer Sprung auch dort charakteristisch, wo er seine Stellung als beherrschender Ville-Randbruch längs eingebüßt hat, beispielsweise am Bethlehemmer Wald östlich von Bergheim (Abb. 15). Der Quadrather Sprung zeigt im Vorfeld seiner Bruchstufe ganz entsprechende Lehmabsätze, wie sich aus Bohrungen und geoelektrischen Meßergebnissen ergibt (vgl. Abb. 16), doch hat eine genauere Untersuchung hier mangels geeigneter Tagesaufschlüsse noch nicht erfolgen können.^{9a)} Es dürfte aber kein Zweifel daran

^{9a)} In der seit Abfassung vorliegender Arbeit und der Drucklegung verstrichenen Zeit wurden durch den nach W sich ausweitenden Braunkohlentagebau Fortuna-Nord nun auch vom Quadrather Sprung in der Gegend nördlich von Bergheim (beim Gutshof Bohlendorf) ausgezeichnete Tagesaufschlüsse geschaffen, die bezüglich des Lößverwurfes das oben Gesagte durchaus bestätigen.

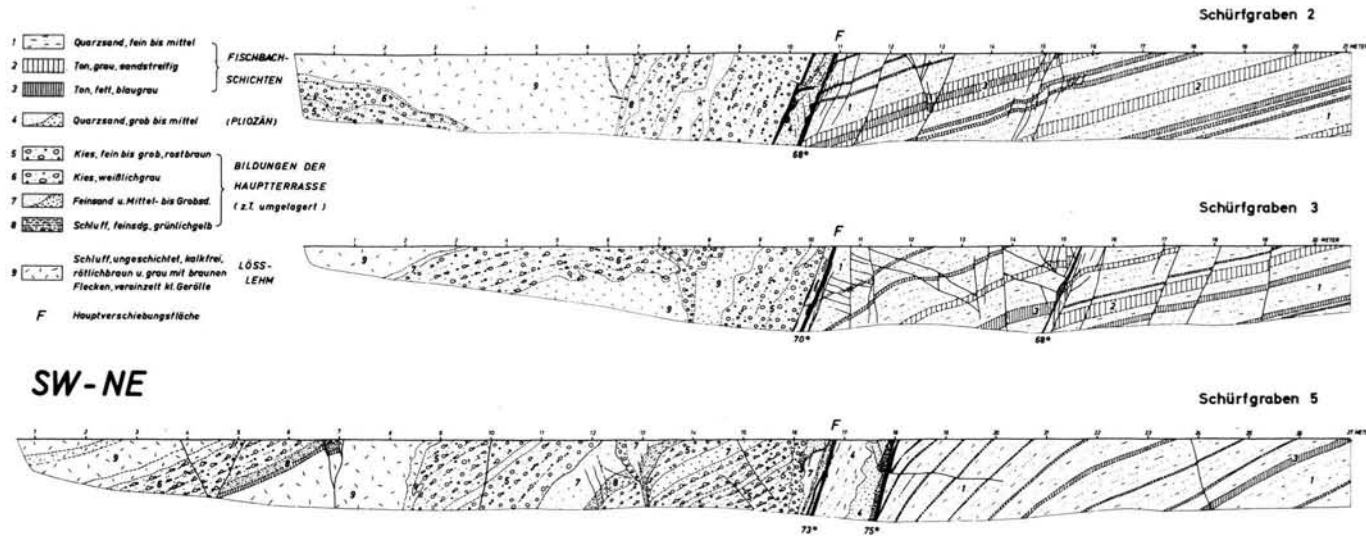


Abb. 14. Feintektonische Aufnahmen am Horremer Sprung. NW-Ecke der Beisselsgrube bei Ichendorf (M.-Bl. Frechen, r 4880, h 4530). Die Schürfgräben wurden auf einem Baggerplanum bei etwa 80 m + NN (25—45 m unter der ehemaligen Geländeoberfläche) angelegt; Abstand zwischen Graben 2 und 3 etwa 25 m, zwischen Graben 3 und 5 etwa 50 m. - Der quartäre Gesamtverwurf der aufgeschlossenen Sprungzone beträgt etwas über 100 m. Auf dem gehobenen Verwerfungsflügel (rechts) lag die Oberfläche der Hauptterrassenkiese des Rheins vor dem Abbau bei 122-125 m + NN, die Basis bei 109-112 m + NN; auf dem gesunkenen Flügel ist die Oberfläche der entsprechenden Kiese nur wenig unterhalb des Niveaus der Schürfgräben anzunehmen, ihre Basis wurde hier bei 5-10 m + NN erhoben. Weitere Erläuterungen s. Text.

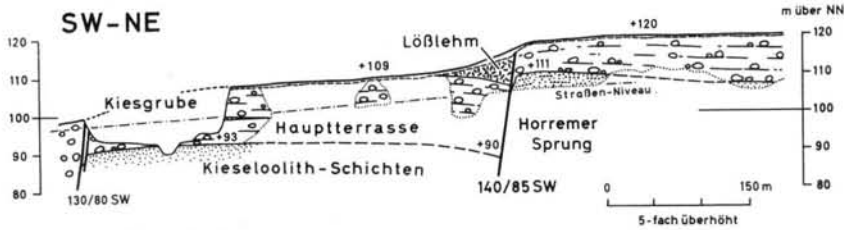


Abb. 15. Querprofil durch den quartären Horremer Sprung in der Gegend nordöstlich Bergheim (Forsthaus Bethlehem). - Gezeichnet auf Grund von Aufschlüssen an der neuen Chaussee Bergheim-Niederaußem.

bestehen, daß sowohl der Horremer Sprung als auch der Quadrather Sprung noch während der Anwehung (oder Umlagerung!) eines älteren Lösses beträchtliche Bruchverschiebungen erlebten, die stellenweise in der Größenordnung von mindestens 10-20 m liegen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Eine zusammenfassende Darstellung ist wegen des z. T. lückenhaften Beobachtungsmaterials schwierig. Auch wirkt erschwerend, daß sich häufig bei ein und derselben Störung im Fortstreichen des Wechsel im Bewegungsablauf feststellen lassen, die auf den vielgestaltigen Bewegungsmechanismus innerhalb der großen Verwerfungstreppe am Westrand der mittleren Ville zurückzuführen sind.

Wie H. HAGER (1957) zeigen konnte, macht sich der Horremer Sprung während der Wachstumszeit des Hauptflözes nicht weiter bemerkbar. Dasselbe ist wohl auch vom Quadrather Sprung anzunehmen. Die ersten sicheren post-hauptflöz-zeitlichen Schollenverschiebungen setzen am Horremer Sprung während und kurz nach Sedimentation der Fischbach-Schichten ein, wo bis zu 50% des heutigen Kohleverwurfes entstanden sein mögen. Der Quadrather Sprung war zum gleichen Zeitraum kaum in Bewegung, wenigstens nicht in der Gegend östlich von Bergheim, wo die Bruchverschiebungen mehr die benachbarten Staffelsprünge betrafen (vgl. Abb. 16). An beiden Verwerfungslinien verbreitet sind dann aber recht kräftige Krustenverstellungen, welche sich in den Mächtigkeitsverhältnissen der Hauptkies-Serie abzeichnen (d. h. in den unteren Kieseloolith-Schichten i. e. S.). Diese vor Ablagerung des Rot-Tones eingetretenen Verschiebungen umfassen annähernd ein Drittel des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes. Am Horremer Sprung setzt sich die heftige Bodenunruhe der älteren Kieseloolith-Zeit auch noch in die Sedimen-

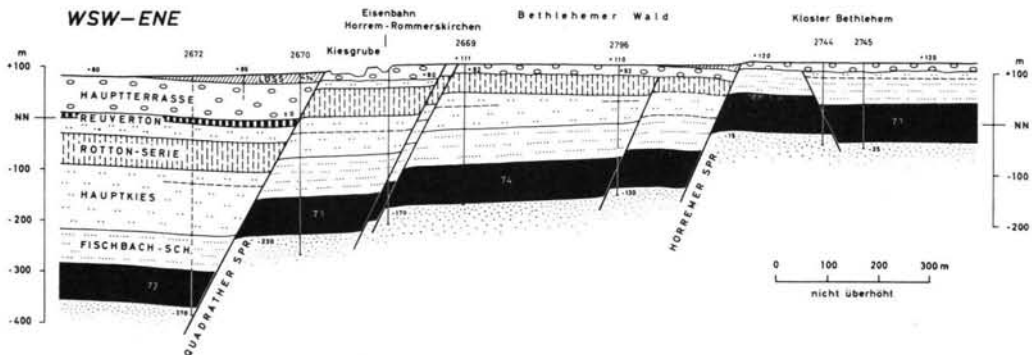


Abb. 16. Querprofil durch den Westrand der Ville in der Gegend östlich Bergheim (M.-Bl. Bergheim). Nicht überhöht.

Das mittelmiozäne Hauptbraunkohlenflöz wird in seiner Mächtigkeit (eingeschriebene Zahlenwerte) nicht durch synsedimentäre Bruchbewegungen beeinflusst. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen, geoelektrische Messungen und Tiefbohrungen, deren Ergebnisse von der Rheinische Braunkohlenwerke A.G. freundlich zur Verfügung gestellt wurden.

tationszeit der Rot-Ton-Serie hinein fort, wo wiederum etwa ein Drittel des heutigen Gesamtverwurfes aufriß. Daß die Bewegung keineswegs über die gesamte Rot-Ton-Zeit hinweg kontinuierlich verlaufen ist, sondern Perioden schwächerer Bruchtätigkeit und vielleicht sogar Ruhepausen aufgetreten sind, beweist die Mächtigkeitsentwicklung des Kiesmittels zwischen den beiden Rot-Tonen bei Götzenkirchen (Abb. 13). Am Quadrather Sprung macht sich die rotton-zeitliche Bewegungsphase in der Bergheimer Gegend nur wenig bemerkbar. Vielleicht lag dieser Sprung infolge einer Verlagerung der Abwärtsbewegung auf benachbarte Fugen gänzlich still. Erst im Zeitraum zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Älteren Hauptterrasse lebt letzterer bei Bergheim wieder kräftig auf (es entstanden 20% des heutigen Verwurfes), während sich am Horremer Sprung zur gleichen Zeit ein Teilverwurf von rund 10% abzeichnet.

Auf die bedeutsamen syndementären und intersedimentären Bruchverschiebungen während der Hauptterrassen-Zeit wurde bereits hingewiesen. Es ist anzunehmen, daß sie sich — mit einigen Unterbrechungen — fast über den ganzen Zeitraum der Hauptterrassen-Entstehung erstreckten, denn beide Schotterstufen (die Ältere und die jüngere Hauptterrasse) sind in ihrer Mächtigkeit beeinflusst. Der Horremer Sprung läßt in seinem südlichen Teilstück (zwischen Mödrath und Ichendorf) hauptterrassen-zeitliche Bewegungsbeträge von 15-20% des heutigen Kohle-Verwurfes erkennen, in seinem nördlichen (am Bethlehemem Wald) nur etwa 5%. Das liegt daran, daß sich die Abwärtsbewegung in diesem nördlichen Gebietsteil nun sehr stark auf den vorgelagerten Quadrather Sprung konzentriert, wo wir hauptterrassen-zeitliche Bewegungsanteile bis zu 30% vorfinden. Die Schollenbewegungen jener Zeit gehören zu den kräftigsten, die den Quadrather Sprung überhaupt jemals heimgesucht haben. Während sich die Verschiebungen nach der Hauptterrassen-Zeit am Horremer Sprung auf 10-15% des Gesamtverwurfes belaufen, stellt man am Quadrather Sprung örtlich bis zu 20% fest. Wann diese jüngsten Verstellungen im einzelnen eingetreten sind, läßt sich schwer sagen. Ein erheblicher Teil — an manchen Stellen mehr als die Hälfte — dürfte erst gleichzeitig mit der Anwehung (oder Umlagerung?) eines älteren Lösses (Riß-Löß?) vor sich gegangen sein. Der Würm-Löß dagegen ist jünger als die Bewegung, da er — wenn überhaupt — nur noch sehr untergeordnet beeinflusst wird. Seine Anwehung fand die Geländekanten der „fortlebenden“ Brüche bereits in ungefähr der heutigen Gestalt vor, also in einem durch längere rückschreitende Erosion stark verflachten und ummodulierten Zustand.

Kentener Störung

In der Gegend von Bergheim und nördlich davon ist dem Quadrather Sprung auf seiner Westseite eine schmale Staffel-Scholle vorgelagert, welche bereits so tief liegt, daß man im Zweifel ist, ob man sie noch der Ville oder bereits der Erft-Scholle zurechnen soll. Diese *Bergheimer Randstaffel* — wie sie nachfolgend bezeichnet werden soll — wird vom eigentlichen Erft-Becken durch die Kentener Störung abgegrenzt. Letztere spaltet sich vermutlich in der Gegend von Quadrath vom Quadrather Sprung ab und verläuft über Kenten—Bergheim—Paffendorf auf Glesch zu. Es handelt sich um den gleichen Sprung, der in der Karte von PELTZ & QUITZOW (1954) als „Erft-Sprung“ bezeichnet wird. Diese irreführende Bezeichnung sollte aber vermieden werden, denn ein Zusammenhang mit dem eigentlichen Erft-Sprung im S ist mit ziemlicher Sicherheit auszuschließen.

Der Verwurf der Kentener Störung ist nicht übermäßig groß. Am Wasserwerk Kenten (südl. Bergheim), wo die Störung bei Brunnenbau-Arbeiten gut abgebohrt wurde, erweist sich die Unterkante des Haupt-Rot-Tones um annähernd 55 m, die Hauptterrassen-Basis 10-12 m versetzt (vgl. Taf. V, Profil D-D'). Die Hauptabnahme der Sprunghöhen erfolgt innerhalb der Rot-Ton-Serie und der Oberen Kies-Serie, jedoch nicht im Horizont des Reuver-Tones. Mit dem Höhersteigen der Bergheimer Randstaffel in nordwestlicher Richtung nimmt die Sprunghöhe der Kentener Störung zu. Bei Paffendorf und Glesch ist die Basis der Hauptterrasse um rund 20 m versetzt. Die Oberfläche der altpleistozänen Auf-

schüttung dürfte im Durchschnitt um die Hälfte weniger verworfen sein. Nur ganz im S ist die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe am Ort ihrer Entstehung erhalten. Sonst wurde sie überall von der Seitenerosion der Erft erfaßt und z. T. um mehrere hundert Meter nach E zurückverlegt.

d) Die nördliche Ville

Das nördlich der Linie Bergheim-Niederaußem liegende Teilstück der Ville unterscheidet sich in seinem tektonischen Bau grundlegend von dem der südlichen Gebiete (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954, H. HAGER 1958). Die großen westfallenden Sprünge, bis dahin Hauptträger der Abwärtsbewegung zum Erft-Becken, verklingen nach wenigen Kilometern. An ihre Stelle tritt eine Überwindung der Niveau-Unterschiede durch kräftige südwestwärtige Schollenneigung (im Tertiär bis zu 22°). Die auch weiterhin wirkende Krustendehnung äußert sich nun in zahlreichen antithetischen Brüchen meist geringer Verwurfshöhe. Das Abtauchen der Schichten zum Erft-Becken betrifft vor allem die tertiären Sedimentserien. Die Jüngere Hauptterrasse macht die Schollenneigung nur in stark abgeschwächtem Maße mit. Sie kappt den tertiären Untergrund und greift nacheinander auf immer ältere Schichtglieder über. In den tiefer versenkten Teilen des Gebietes — namentlich am SW-Rand — schiebt sich unter die Jüngere Hauptterrasse auch noch die Ältere Hauptterrasse ein.

Die Mächtigkeitszunahme des jungtertiären Deckgebirges der Kohle in Richtung des Schollenabtauchens läßt sich nicht allein durch die Diskordanz der Hauptterrasse erklären; denn nicht nur das Jungtertiär als Ganzes gewinnt nach SW an Mächtigkeit, sondern gleichermaßen auch jede gut charakterisierte Einzelschicht. Ja, selbst einzelne Abschnitte des Hauptflözes zeigen deutlich dieses Anwachsen der Mächtigkeit (H. HAGER 1954, 1958). Die Schrägstellung der nördlichen Ville-Scholle setzt danach schon sehr früh ein — zumindestens während der Ablagerung des Hauptflözes — und sie war über sehr lange Zeiträume wirksam, wenn auch sicherlich nicht immer in der gleichen Intensität. Neben syndimentären Bewegungen sind intersedimentäre anzunehmen, die sich in Diskordanzen äußern, etwa in einem Übergreifen der Neurather Sande über tiefere Teile des Hauptflözes (H. HAGER 1958), oder in einer örtlichen Unkonformität zwischen dem Hauptflöz und dem pliozänen Deckgebirge (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954, dagegen H. BREDDIN 1958).

Antithetische Brüche

Der großräumigen Schollendrehung zum Erft-Becken überlagern sich schon sehr früh kleinräumige Absenkungsvorgänge an meist antithetischen Brüchen. Wo immer innerhalb des Gebietes Teilschollen an solchen Brüchen stärker eingebrochen sind, schwillt die Mächtigkeit des gesamten jungtertiären Deckgebirges und seiner einzelnen Glieder sogleich beträchtlich an.

Die bedeutendste antithetische Störung ist der Wiedenfelder Sprung, welcher in der Gegend nördlich von Bergheim vom Horremer Sprung abspaltet und über Buchholz-Winkelheim bis westlich von Morken zu verfolgen ist. Der Tertiär-Verwurf wächst stellenweise auf 100 m an (bezogen auf das Hauptflöz). Die Störung versetzt auch noch die Unterkante der Hauptterrasse (um 10-15 m), und zwar im gleichen Bewegungssinn wie das Tertiär (Ostscholle abgesunken). Auch die Oberfläche der Hauptterrasse mag noch von einer Nachbewegung betroffen sein, denn das Ausgehende der Störung wird von einer bis zu 5 m tiefen lehmgefüllten Rinne begleitet (vgl. H. KARRENBURG & H. W. QUITZOW 1956). In der heutigen Geländegestalt zeichnet sich der Verwurf aber nicht ab. Der Wiedenfelder Sprung war in den letzten Jahren sehr gut im Erft-Tal bei Morken-Harff (Tagebau Frimmersdorf-Süd) aufgeschlossen. Junge Talkiese der Erft (vermutlich aus der Würm-Eiszeit) griffen hier gleichförmig und ungestört über die tertiäre Sprungzone hinweg.

Nach H. HAGER (1954, 1958) war der Wiedenfelder Sprung bereits während der Hauptflöz-Sedimentation — womöglich auch schon etwas früher — deutlich in Bewegung. Auch an einigen anderen antithetischen Bruchlinien läßt sich das beweisen. Hierdurch unterscheiden sich die antithetischen Sprünge der Ville deutlich von den synthetischen, bei denen wir das bisher in gesichertem Maße noch nirgends feststellen konnten.

Synthetische Brüche

Es hat überhaupt den Anschein, daß sich im Bereich der nördlichen Ville zwei in ihren Ausdrucksformen verschiedene und zeitlich etwas gegeneinander verschobene Bewegungsvorgänge abgespielt haben. Einerseits die bereits während der Hauptflöz-Zeit einsetzende Kippung der Gesamtscholle gegen das Erft-Becken, die sich eng mit einem ebenso frühzeitig angelegten antithetischen Bruchbau verbindet; zum anderen ein Absinken einzelner Staffelschollen an relativ wenigen, synthetisch zur Gesamtrotation am Rande der Ville aufreißenden Verwerfungsfugen. Der zuletzt erwähnte Vorgang kommt später in Gang und läuft lange Zeit untergeordnet neben dem ersteren her. Erst im jüngsten Abschnitt der tektonischen Entwicklung, im ausgehenden Pliozän und vor allem im Pleistozän, wo sich die großräumige Schollenkipplung verlangsamt und abschwächt, gewinnt die synthetische Bruchzerlegung stärker an Raum und nimmt schließlich sogar überhand (vgl. hierzu auch die Querprofile HAGER's in W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954).

Die aufgezeigte Entwicklungstendenz kommt in den morphologischen Verhältnissen des Gebietes gut zum Ausdruck. Die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse dacht sich keineswegs gleichmäßig nach SW zur Erft-Niederung hin ab, sondern sie überwindet diesen Niveauunterschied an mehreren treppenförmigen Absätzen, die sich trotz der Lößüberdeckung im Gelände gut verfolgen lassen (der rein erosiv geprägte randliche Steilabfall gegen das Erft-Tal bleibt hier außer Betracht). Es handelt sich um die post-hauptterrasse-zeitlichen Bruchstufen westwärts fallender Verwerfungen, die erst verhältnismäßig spät aufgerissen sind und das Hauptflöz nicht viel mehr verwerfen als die eiszeitlichen Terrassenkiese. Sie machen sich deshalb auf den tektonischen Karten der Kohleoberfläche nur undeutlich bemerkbar und werden vom älteren, antithetischen Bruchbau übertönt. Einer dieser jungen Brüche ist vom Giersberg bei Glesch in westnordwestlicher Richtung bis in die Nähe der Landstraße Bedburg—Wiedenfeld zu verfolgen; ein anderer zweigt in der Nähe von Gut Harfereiche (nordwestlich von Bergheim) vom Quadrather Sprung ab und streicht am Dorfe Wiedenfeld vorbei in Richtung Tannenhof, wo H. HAGER auf seiner Karte (in PELTZ & QUITZOW 1954) ein synthetisches Abschiebungspaar mit 40 bzw. 60 m Hauptflöz-Verwurf verzeichnet hat. Die letztgenannte Störungslinie begrenzt zusammen mit dem entgegengesetzt einfallenden Wiedenfelder Sprung ein schmales quartäres Horstgebiet (Winkelheimer Horst), welches später zwischen den Orten Kaster und Harff das Erft-Tal quert und schließlich im intensiv herausgehobenen Jackerather Horst seine Fortsetzung findet.

Der oben erwähnte Sprung vom Giersberg stellt vermutlich die Fortsetzung des großen Quadrather Sprunges dar, der sich nach der HAGER'schen Karte mit rasch abnehmendem Tertiär-Verwurf noch ein Stück in die nördliche Ville hineinverfolgen läßt.

Von der Kentener Störung glaubten PELTZ & QUITZOW (1954), daß sie im Gebiet von Glesch scharf nach W umbiegt und fortan am Nordrand des Finkelbach-Tales entlangstreicht. Aber weder für das westliche Umlenken, noch für die Existenz einer quartären Verwerfung längs des Finkelbach-Tales erbrachten die Untersuchungen des Verfassers Hinweise. Vielmehr scheint die Kentener Störung unter Beibehaltung ihrer Richtung bis in die Gegend südlich von Bedburg durchzuziehen, wo sie sich in mehrere Teiläste zerschlägt, welche erst jetzt nach W umschwenken.

Auf das nördlichste Teilstück der Ville in der Gegend von Neurath soll erst bei der Besprechung des Venloer Grabens eingegangen werden.

e) Der Jackerather Horst

Die große Abbiegungs- und Bruchzone am Rande der Ville verläßt in der Gegend nördlich von Bedburg die bis dahin innegehaltene NW—SE-Richtung und schwenkt ziemlich unvermittelt in einen nahezu westlichen Verlauf ein. Sie findet ihre Fortsetzung im Südfall des Jackerather Horstes. Das Einlenken in W. WUNSTORF's (1910) E—W-streichende „Gürtelzone des Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebietes“ ist mit einem örtlich erheblich verstärkten Schichtabtauchen und einer intensiven Zerstückelung an fiederförmig absetzenden Brüchen verbunden, was sich besonders in der Gelenkzone bei Kaster bemerkbar macht. Weiter im W in der Umgebung von Kirchherten—Jackerath—Titz nähert sich die Tektonik wieder mehr dem Bild eines normalen gestaffelten Treppenbaues. Auch in den nördlichen Gebietsteilen bei Neurath—Garzweiler—Grevenbroich, welche sich bereits außerhalb der großen Randflexur zum Erft-Becken befinden und zum Venloer Graben überleiten, wird der Gebirgsbau ruhiger. Die Schichten lagern hier größtenteils wieder horizontal oder fallen sanft gegen N oder NW ein.

Mit dem Einschwenken der randlichen Abbiegungszone der nördlichen Ville in die westliche Richtung konzentriert sich der antithetische Bruchbau hauptsächlich auf die nördliche Hälfte dieses mobilen Schollenstreifens, während im S und SW neben dem kräftigen Schichtabtauchen vorwiegend synthetische Brüche zu finden sind. Als Folge davon tritt im mittleren Teil ein schmales Horstgebiet (Winkelheimer Horst) heraus, dessen erste Anfänge wir bereits in der nördlichen Ville kennenlernten, das nun aber bei Oberschlag-Tollhaus viel deutlicher in Erscheinung tritt. Es setzt sich späterhin fort im eigentlichen Jackerather Horst.

Südliche Bruchbegrenzung

Die Südbegrenzung des Winkelheimer Horstes wird in der Gegend nördlich von Bedburg vor allem durch die Störung von Kaster gebildet, welche sich aus einem der beiden synthetischen Brüche vom Tannenhof entwickelt (s. o.). Auch diese Störung war im Quartär noch deutlich bewegt; die Unterfläche der Hauptterrassen-Kiese geht an ihr um durchschnittlich 10–15 m in die Tiefe. Eine charakteristische Geländestufe von 6 m Höhe ist südwestlich von Winkelheim zu beobachten. Wo die Störung zwischen den Orten Geddenberg und Kaster das Erft-Tal quert, blieb der Lauf dieses Flusses durch die plötzlich auftauchende Barriere anscheinend nicht unbeeinflusst; denn das Tal weicht eben an jener Stelle scharf nach W aus, um erst weiter flußabwärts wieder in die ursprüngliche Richtung zurückzukehren. Im Gebiet westlich der Erft zieht die Störung am Gut Hohenholz vorbei bis in die Nähe von Gut Bettgenhausen, wo sie eine der südlichen Randverwerfungen des Jackerather Horstes i. e. S. abgibt. Die im Vorfeld der Störung eingebrochene Scholle weist eine kräftige Einkippung gegen das Erft-Becken auf. Die Querverkantung macht an der Unterfläche der altpleistozänen Hauptterrasse rund 30 m (auf 2 km Schollenbreite) aus, an deren Oberfläche rund 10 m.

Etwa von Kirchherten an nach W reißen parallel zur Störung von Kaster und dieser im S vorgelagert mehrere Vorstaffelbrüche auf, von denen die Kirchhertener Störung und der Lövenicher Sprung als südliche Randbrüche des Jackerather Horstes große Bedeutung erlangen. Der Lövenicher Sprung ist nach W bis in die Gegend von Baal—Doveren—Hückelhoven zu verfolgen, wo er sich mit dem Rurrand-Sprung vereinigt¹⁰⁾. Er schafft so eine durchgehende E—W-Verbindung zwischen den

¹⁰⁾ Es handelt sich um dieselbe Störung, die nach W. WUNSTORF (1914, Erl. Bl. Erkelenz) bei Lövenich die Oberkante des Steinkohlengebirges um nahezu 200 m verwirft. Ein guter Tagesaufschluß des Lövenicher Sprunges war im Jahre 1958 in einer kleinen Kiesgrube nahe Doverhahn (M.-Bl. Erkelenz, r 1800, h 5725) entblößt, wo die 135/60° SW streichende Verwerfungsfläche Kieseloolith-Schichten gegen Rheinschotter der jüngeren Hauptterrasse abschneidet. Der in der Grube überblickbare Mindestverwurf der quartären Schichten beträgt 6 m; tatsächlich wird man aber nach der allgemeinen Lagerung mit mehr als 25 m Verwurf der jüngeren Hauptterrasse zu rechnen haben.

Abbruchzonen am Rande der Ville bzw. des Jackerather Horstes und dem Rurrand-System.

Die Schichten der Hauptflöz-Gruppe sind am Südabfall des Jackerather Horstes um mehrere hundert Meter verworfen. Im zentralen Horstbereich war die Heraushebung so stark, daß unter dem fluviatilen Altpleistozän gewöhnlich nur noch die Liegendschichten der Kohle erhalten sind. Der Verwurf der Hauptterrassen-Basis bezieht sich auf insgesamt 50-60 m, der der Oberfläche auf 10-20 m. Annähernd die Hälfte des quartären Versatzes geht auf das Konto der Kirchhertener Störung; der Lövenicher Sprung und die Störung von Kaster teilen sich zu etwa gleichen Beträgen in den Rest. Aus der Mächtigkeitsentwicklung der Pleistozän-Schotter ist zu schließen, daß sich die jungen Bruchbewegungen zu einem beträchtlichen Teil während der Hauptterrassen-Zeit vollzogen. Die Schotterdecke der zentralen Horstschole ist nur etwa 6-13 m mächtig (wohl ausschließlich Jüngere Hauptterrasse), die des angrenzenden Teilstückes der Erft-Schole 40-50 m (Jüngere und Ältere Hauptterrasse übereinander).

Nördliche Bruchbegrenzung

Der Nordabfall des Jackerather Horstes wird in der Gegend nordöstlich von Jackerath hauptsächlich durch eine einzige große Verwerfung bestimmt, an welcher die Liegendgrenze der Hauptflöz-Gruppe um wenigstens 150 m in die Tiefe geht, — sehr wahrscheinlich aber erheblich mehr¹¹⁾. Die Hauptterrassen-Basis ist an der gleichen Stelle annähernd 25 m, ihre Oberfläche 12 m versetzt. Einige schwächere Begleitbrüche der großen Störung machen sich zwar in der Braunkohle, nicht aber in der überlagernden Hauptterrasse bemerkbar. Der einheitliche Randbruch spaltet in westlicher und in östlicher Richtung auf. Stärkere Seitenäste zweigen einmal nach WSW, zum anderen nach SE ab und bewirken so eine eigentümlich länglich ovale Umgrenzung der zentralen Horstschole. Die Hauptfuge selbst läßt sich mit abnehmender Sprunghöhe bis über Holzweiler hinaus nach W verfolgen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am Jackerather Horst. Wie aus dem Gesagten hervorgeht, erweist sich der spezielle Jackerather Horst auf allen Seiten von jungen, noch im Eiszeit-Alter in Bewegung befindlichen Brüchen umgeben. Dabei deckt sich der im Quartär am stärksten emporgestiegene Schollenbereich genau mit jenem, welcher auch schon im Tertiär die kräftigsten Hebungen erlebte.

Bereits im älteren Tertiär müssen sich am Jackerather Horst Krustenbewegungen ereignet haben; denn die prä-hauptflöz-zeitliche tertiäre Schichtfolge ist im Kern des Horstes deutlich geringmächtiger als in seiner nördlichen und südlichen Umgebung (vgl. H. J. DÜRBAUM & W. WOLFF 1958). Späterhin macht sich die Hebungszone während der Bildungszeit der Hauptflöz-Gruppe bemerkbar, u. a. als flache submarine Schwelle, welche die Sedimentation der Neurather Sande beeinflusst (W. HOHOFF & H. KARRENBERG 1958). Es ist allerdings ungewiß, ob die (relative) Aufwärtsbewegung sich bereits damals entlang lokalisierter Einzelflächen abgespielt hat. Vielleicht liegt nur eine weitgespannte Aufwölbung im Zuge der späteren Horstbildung vor. Die heute bekannten großen Randstörungen sind womöglich erst im ausgehenden Miozän aufgerissen (oder besser wiederaufgerissen). An ihnen müssen sich insbesondere während und nach Ablagerung der Kieselloolith-Schichten heftige Schollenverschiebungen ereignet haben, welche im Verein mit bedeutenden hauptterrassen-zeitlichen und schwächeren post-hauptterrassen-zeitlichen Bewegungen dem Horst zu seiner heutigen Gestalt verhalfen.

¹¹⁾ H. J. DÜRBAUM & W. WOLFF (1958) rechnen auf Grund geophysikalischer Daten mit einer Sprunghöhe der Tertiär-Basis von rund 300 m.

IV. Die Erft-Scholle

Eine sehr wichtige Baueinheit der Niederrheinischen Bucht ist die Erft-Scholle, bedeutungsvoll vor allem durch die ungewöhnlich kräftige nordostwärtige Einkippung, die sie erfahren hat. Das Ausmaß der Querverkantung seit der Hauptflöz-Zeit macht annähernd 400 m aus. Auf den emporgekippten Schollenteilen im SW nehmen die Ablagerungen der Braunkohlen-Formation ein fast ebenso hohes Niveau ein wie auf der Ville, im NE-Teil — dem Zentrum des eigentlichen Erft-Beckens — sind sie außerordentlich tief versenkt. Die Bewegungstendenz ist seit Beginn der Sedimentation wirksam. Das mächtige jungtertiäre Deckgebirge und die sich aus seiner Ausbildung abzuleitenden syndementären Kippbewegungen im Obermiozän und Pliozän hat H. VÖGLER (1959) genauer untersucht. Neben Hinweisen auf eine mehr oder weniger kontinuierlich verlaufende Kippbewegung während des gesamten Jungtertiärs fanden sich „intraformationelle Diskordanzen“, die auf eine Steigerung der Bewegung in vergleichsweise kurzen Zeitspannen hindeuten, z. B. zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Reuver-Ton-Serie. Die kräftigste Kipp Tendenz scheint aber an der Wende Pliozän/Pleistozän wirksam gewesen zu sein. An der Basis der Hauptterrasse beobachtet man das stärkste Übergreifen über ältere Schichtglieder (bis herab zur Hauptkies-Serie am südwestlichen Schollenrand).

Auch im Quartär dauert die Kippbewegung der Erft-Scholle an. Die Hauptdiskordanz-Fläche an der Basis der altpleistozänen Schotter wurde nachträglich wiederum erheblich verstellt (um max. 120-130 m auf der Linie Düren-Kerpen). Ein großer Teil dieser Verkantung ist während der Hauptterrassen-Zeit eingetreten (70-80 m), was sich an den beträchtlichen Mächtigkeitsgegensätzen der altpleistozänen Kiesaufschüttung am nordwestlichen Schollenrand einerseits, und am SW-Rand andererseits erweist (vgl. Taf. IV). Auch zeichnet sich eine deutliche Diskordanz zwischen der Jüngeren und der Älteren Hauptterrasse ab. Letztere ist auf den am stärksten emporgekippten Schollenteilen meist nur noch unvollständig erhalten. Das Ausmaß der nach der Hauptterrassen-Aufschüttung eingetretenen Schrägstellung beträgt etwa 50-60 m. Diese erst nach der Günz-Eiszeit vor sich gegangene Verstellung ist unmittelbar am Verlauf der Höhenlinien der Geländeroberfläche abzulesen (vgl. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Daß die Bewegungstendenz auch in der jüngsten geologischen Vergangenheit fortwirkte, zeigen die Gefällsverhältnisse des untersten, in seiner Anlage wohl würm-eiszeitlichen bis post-glazialen Talbodens der Erft (vgl. Abb. 17 und G. FLIEGEL 1937). Wo der Fluß die Randzonen der sich fortwährend stärker eintiefenden Kippscholle quert, finden sich Abschnitte erhöhten (zwischen Lommersum und Weilerswist) oder erniedrigten Talgefälles (zwischen Bergheim und Frimmersdorf). Ja, selbst an vereinzelten Stellen im Innern des Senkungsfeldes, wo die Hauptterrassen-Lagerung eine lokale Modifikation der tektonischen Abwärtsbewegung erkennen läßt, scheint der jüngste Talboden der Erft diesen Vorgang nachzuzeichnen (etwa die kleine „Aufwölbung“ der Hauptterrassen-Basis abwärts Mödrath).

Vollständig ist die Übereinstimmung freilich nicht. Am nördlichen Rand der Erft-Scholle in der Gegend von Bedburg-Kaster z. B. beobachtet man die stärkste Verflachung, denn erst mehrere Kilometer flußabwärts etwa in der Gegend von Frimmersdorf, also weit des Talgefälles nicht im sofortigen Anschluß an die wichtigsten Randverwerfungen, sondern innerhalb des schmalen Durchbruchstaes durch den Riegel des Vorgebirges. Ob man dies durch nachträgliche erosive Zurückverlegung der tektonischen Gefällsunstetigkeit, oder durch eine Verlagerung der jüngsten Bewegungsimpulse auf mehr rückwärtige — weiter vom Haupt-Abbruch entfernt liegende — Strukturelemente deuten soll, ist vorerst nicht klar zu entscheiden.

Wiederholungs-Nivellements hoher Genauigkeit scheinen ein Fortdauern der Kippbewegung der Erft-Scholle selbst bis in unsere Zeit anzudeuten (H. W. QUITZOW & VAHLENSIECK 1955).

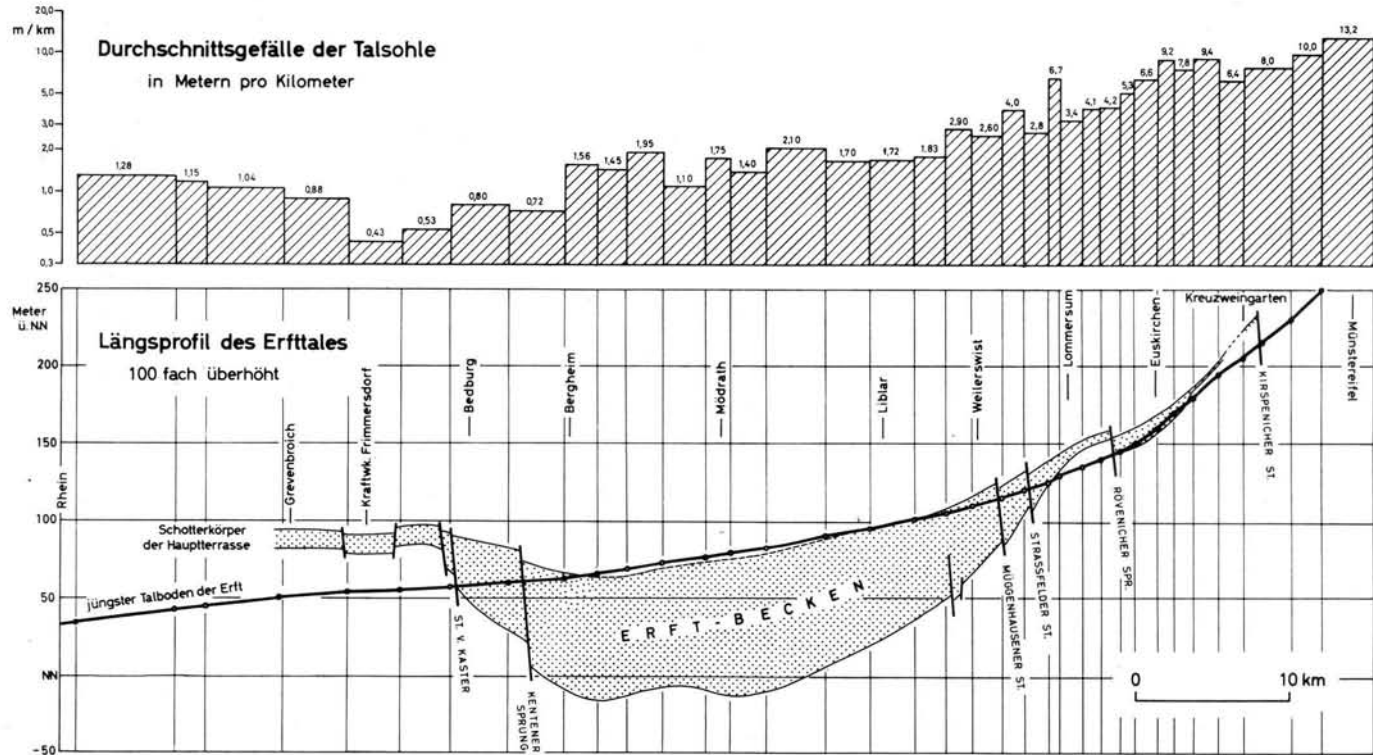


Abb. 17. Die Verstellung des untersten (würm-eiszeitlichen ?) Talbodens der Erft durch junge Krustenbewegungen im Bereich des Erft-Beckens und der angrenzenden Gebiete. Zum Vergleich dient ein Profil der altpleistozänen Hauptterrassen-Aufschüttung mit annähernd der gleichen Linienführung. Weitere Erläuterungen s. Text.

a) Der Bruchbau der südlichen Erft-Scholle

Antithetische Störungen im Vorfeld des Swist-Sprunges

Im westlichen Vorfeld des Swist-Sprung-Systems wird die Erft-Scholle von mehreren antithetischen Brüchen durchsetzt, die das auf die Ville zu gerichtete Einfallen der Schichten zum Teil wieder rückgängig machen. Drei Bruchlinien treten besonders hervor: die Morenhovener, Müggenhausener und Straßfelder Störung.

Die Morenhovener Störung reißt in Verlängerung des Lüftelberger Swist-Sprung-Astes auf (vgl. auch H. W. SCHÜNEMANN 1958). Sie verwirft in der Gegend östlich von Miel die Basisfläche der Kieseloolith-Schichten um 25 m, die Oberkante der Jüngeren Hauptterrasse um annähernd 10 m. Der Hauptverwurf ist prä-rotton-zeitlich. Im ganzen oberen Pliozän und im älteren Pleistozän war die Störung unbewegt. Erst nach Ablagerung der Hauptterrasse kam es erneut zu Verschiebungen, die die heute im Gelände gut sichtbare Bruchstufe schufen. Jüngste Verstellungen an der Morenhovener Störung mögen mit Schuld daran sein, daß der Swist-Bach einen alten, an Buschhoven vorbeiführenden Lauf verließ und seinen heutigen Umweg über Morenhoven-Miel einschlug (L. AHORNER 1960).

Auch die Müggenhausener Störung und die Straßfelder Störung verwerfen noch deutlich das Quartär. Ihre oberflächlichen Bruchstufen treten in der Geländegestalt als auffallende Rinnen mit flachem SW-Hang und steilem NE-Hang hervor. Bei der Ausgestaltung war fließendes Wasser wohl nicht ganz unbeteiligt; heute freilich tragen die Hohlformen den Charakter von Trockentälern. Die Straßfelder Störung setzt sich über fiederförmig gestaffelte Äste bis in die Nähe des Bruchrandes von Erp fort.

Bruchrand von Erp

Der Bruchrand von Erp stellt die einzige bedeutende synthetische Bruchstruktur der Erft-Scholle dar. Das an die Verwerfung nach SW anschließende, ziemlich hoch gelegene Teilstück der Erft-Scholle bezeichnet man als Lommersumer Horst¹²⁾. Der Bruchrand von Erp setzt in der Gegend östlich von Wichterich ein und zieht in NNW-Richtung über Borr—Erp bis in die Gegend von Pingsheim. Der stärkste Verwurf wird südöstlich von Erp erreicht, wo der Hauptflöz-Horizont 100-110 m verstellt ist, die Rot-Ton-Serie rund 80 m (vgl. H. VOGLER 1959) und die Unterfläche der Hauptterrasse 40 m. Die Sprunghöhe an der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse macht hier etwas über 15 m aus. Im Fortstreichen nach N und nach S gehen die Verwurfsbeträge zurück. Die oberflächliche Bruchstufe der Störung ist in der Landschaft weithin sichtbar, wenn auch die Schärfe ihrer Form durch eine im Windschatten verstärkt erfolgende Löß-Anwehung gemildert wird.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Der Bruchrand von Erp hat wohl schon während oder kurz nach Ablagerung der Fischbach-Schichten Bewegungen erlebt (vgl. H. VOGLER 1959). Später lassen sich etwas stärkere Schollen-Verschiebungen während oder kurz nach Ausbildung der Hauptkies-Serie — vor Beginn der Rot-Ton-Sedimentation — nachweisen. Die Rot-Ton-Zeit selbst ist eine Periode ziemlich schwacher Bruchtätigkeit. Erst im Zeitabschnitt zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Reuver-Ton-Serie und dann vor allem vor Beginn der Hauptterrassen-Aufschüttung kam es zu erneuten und diesmal sehr heftigen Bewegungen, die insgesamt etwa 40% des heutigen Hauptflöz-Verwurfes herbeiführten. Im Quartär sind insbesondere jene Verschiebungsphasen bedeutsam, die während der Hauptterrassen-Zeit wirksam waren, da sie für die einschneidenden Mächtigkeitsgegensätze der altpleistozänen Kiesfolge auf dem

¹²⁾ Eine von FLIEGEL eingeführte Bezeichnung, die nicht sehr glücklich ist, denn der Ort Lommersum selbst liegt schon außerhalb des besonders herausgehobenen Schollenstreifens.

Horst (oft nur eine Kiesbestreuung von wenigern Metern Mächtigkeit) und dem östlichen Vorland (mit 20-50 m Älterer und Jüngerer Hauptterrasse) verantwortlich sind. Der Horst von Lommersum war anscheinend zur Zeit der altpleistozänen Kiesaufschüttung in anhaltender langsamer Hebung begriffen, so daß der Rhein überwiegend zur Erosion gezwungen war und wenig Möglichkeit zu einer normalen Akkumulation fand. Wann sich die noch heute an der Tagesoberfläche erkennbaren Schollenverstellungen ereignet haben, läßt sich am Bruchrand von Erp nicht genauer entscheiden. Die Verschiebungen müssen jedoch älter sein als der jüngste Talboden des Roth-Bach-Tales.

Wissersheimer Störung

Ziemlich genau in der nördlichen Verlängerung des Bruchrandes von Erp reißt eine entgegengesetzt einfallende Verwerfung auf, die Wissersheimer Störung. Sie ist auf der Strecke zwischen Wissersheim und Kerpen auch morphologisch gut zu erkennen (als östlicher Steilhang der Wissersheimer Trockenrinne). Die Hauptterrassen-Basis ist an ihr um max. 15 m, die Oberfläche um 6 m versetzt. Da die gesamte post-hauptflöz-zeitliche Sprunghöhe nur etwa 20-30 m ausmacht, handelt es sich hier um ein sehr junges Bruchelement, das wohl als antithetische Bruchreaktion auf jene nordostwärtige intensive Schichtabiegung aufzufassen ist, welche die Hauptterrassen-Sedimente in der nördlichen Verlängerung des Bruchrandes von Erp erlitten haben (vgl. die auffallende Abknickung der Höhenlinien der Hauptterrassen-Basis in diesem Gebiet; Taf. III).

Neffel-Bach-Störung und Störung von Buir

Die Hochscholle des Lommersumer Horstes wird von einigen kleineren Brüchen durchsetzt, welche zumeist nach W einfallen und z. T. auch noch das Quartär verwerfen. Einer davon geht nach NW in die Störung längs des Neffel-Bach-Tales über (Neffel-Bach-Störung). Bei Blatzheim zweigt davon in annähernd westöstlicher Richtung die Störung von Buir ab. Beide Verwerfungen schließen eine Dreiecks-Scholle ein, die an ihrer stumpfwinkligen Ostecke bei Blatzheim am stärksten eingesunken ist. Die Hauptterrassen-Basis liegt hier um rund 15-20 m tiefer als in den östlich und nördlich anschließenden Gebiets teilen. Auch die Schotter-Oberfläche läßt eine Verstellung erkennen; die begrenzenden Brüche treten als Geländekanten heraus. Die Stufe der Neffel-Bach-Störung ist allerdings durch die Erosion des Neffel-Baches stark verändert. Für die von H. VOGLER (1959) innerhalb dieser Dreiecks-Scholle angenommene — vorwiegend fischbach-zeitliche — Querstörung fanden sich im Quartär keine Hinweise.

b) Der Bruchbau der nördlichen Erft-Scholle

H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) haben auf ihrer Kartenskizze in der nördlichen Hälfte der Erft-Scholle eine Reihe von annähernd WSW—ENE verlaufenden Querstörungen verzeichnet, die zumeist irgendwelchen Wasserläufen folgen, wie etwa dem Finkel-Bach bei Oberembt-Niederembt. Nach H. W. QUITZOW (1954, Taf. 36) soll die Unterfläche der Hauptterrassen-Schotter noch um einige Meter bis max. 5 m versetzt sein. Ein zuverlässiger Nachweis so geringer Sprungeträge ist unter den gegebenen Umständen aber wohl sehr schwierig, denn man ist in jenem Gebiet mangels geeigneter Tagesaufschlüsse ausschließlich auf Bohrungen angewiesen, die in der Regel mehrere hundert Meter bis einige Kilometer auseinander liegen. Es ist wohl besser, wenn man sich hier ganz freimacht von dem — durchaus fraglichen — Oberflächenbild und diese Störungen weg läßt¹³⁾.

¹³⁾ Auch im Tertiär sind in diesem Gebiet keine eindeutigen Verwürfe nachzuweisen, wie die Strukturkarten H. VOGLER's (1959) zeigen. Dieser Autor hat die Querstörungen QUITZOW's zwar übernommen, aber die Konstruktion der Tiefenlinien seiner Bezugshorizonte ist in diesem Falle nicht sehr überzeugend. Es ist ohne Schwierigkeiten auch ein Durchverbinden ohne die Annahme solcher kleiner Verwerfungen möglich.

Störung von Steinstraß

Die einzige wirklich bedeutsame Verwerfung der nördlichen Hälfte der Erft-Scholle ist die Störung von Steinstraß, welche von Rödingen im N über Steinstraß bis in die Gegend östlich von Niederzier zu verfolgen ist. Möglicherweise hängt dieses zur Erft-Schollen-Kippung antithetische Bruchsystem auch über einen schwachen südlichen Ausläufer mit dem Rurrand-Bruch in der Gegend von Ellen zusammen. Die stärksten Versetzungsbeträge werden nördlich von Steinstraß erreicht. Hier ist die Oberfläche von Flöz Frimmersdorf nahezu 100 m verworfen, diejenige von Flöz Garzweiler hingegen nur knapp 60 m. Es zeichnen sich also deutlich Bruchbewegungen während der Hauptflöz-Zeit ab. An der Unterfläche der Hauptterrassen-Schichten liegt ein Versatz von 20-25 m vor, an deren Oberfläche ein solcher von rund 10 m. Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchkante ist im Gelände sehr schön zu verfolgen („Rinne von Steinstraß“). Nach S und nach N ermäßigen sich die Sprunghöhen verhältnismäßig rasch. Südlich von Steinstraß scheint von der NNW—SSE verlaufenden Hauptstörung ein südöstlicher Seitenast abzuspalten, der einen Teil des Verwurfes übernimmt.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Die Störung war sowohl während der Hauptflöz-Zeit als auch in der nachfolgenden Fischbach-Zeit (oder kurz hinterher) in Bewegung (vgl. auch H. VOGLER 1959). Dagegen ist in den tieferen Teilen der Kieseloolith-Schichten (Hauptkies-Serie) keine Beeinflussung durch synsedimentäre Krustenverschiebungen nachzuweisen. Bruchbewegungen werden sich wohl erst wieder während und nach Ablagerung der höheren Kieseloolith-Schichten eingestellt haben, wenn gleich die Verhältnisse hier höchst unklar sind, weil geeignete Leithorizonte fehlen¹⁴). Im Quartär fanden Bewegungen während der Hauptterrassen-Zeit (Verwurf 10-15 m) und hinterher statt. Möglicherweise ist die Struktur auch in der Gegenwart noch nicht zur Ruhe gekommen, wie die in jenem Gebiet gelegentlich auftretenden stärkeren Erdbeben vermuten lassen¹⁵).

V. Der Venloer Graben und seine Randgebiete

Der Venloer Graben ist wie viele der großen Baueinheiten der Niederrheinischen Bucht ausgesprochen asymmetrisch gebaut. Am NE-Rand wird die hier am tiefsten eingekippte Grabenscholle von einer großen und sehr bedeutsamen Bruchstruktur abgeschnitten, an welcher die Schichten des tieferen Untergrundes um viele hundert Meter nach oben kommen. Der SW-Rand hingegen ist weniger scharf ausgeprägt; hier genügen Brüche kleineren und mittleren Ausmaßes, um die nicht sehr erheblichen Höhenunterschiede zwischen der emporgekippten Grabenscholle und den angrenzenden Hochgebieten zu überwinden. An manchen Stellen läßt sich auch ein bruchloser Übergang beobachten.

a) Die östliche Grabenbegrenzung

Viersener Störung

Von Viersen aus nach Norden wird die östliche Bruchbegrenzung des Venloer Grabens durch die Viersener Störung (Grenzstörung) gebildet. Der Verlauf dieser wichtigen Struktur geht in großen Zügen bereits aus der WUNSTORF'schen Übersichtskarte von 1910 hervor. Der Verwurf tritt im Stadtgebiet von Viersen aus dem Bereich der jüngeren Rhein-Terrassen in das Hauptterrassen-Gebiet ein und verläuft hier, stets dem westlichen Fuß der Viersener Höhen folgend, über Dornbusch—Hinsbeck—Herongen nach NNW bis in

¹⁴) Die charakteristischen Rot-Töne des zentralen Erft-Beckens sind in der Gegend von Steinstraß nur noch wenig mächtig und sehr lückenhaft entwickelt (vgl. H. VOGLER 1959).

¹⁵) So lag z. B. das mikroseismisch ermittelte Epizentrum des rheinischen Bebens vom 13. Dezember 1928 nach B. GUTENBERG (1929) dicht südöstlich des Ortes Rödingen, d. h. in unmittelbarer Nähe der Störung von Steinstraß.

die Gegend westlich von Straelen, wo sie wiederum unter jungen Talbildungen, diesmal der Maas, untertaucht und verschwindet. Durch die Störung werden Schollenbereiche getrennt, die sich in ihrem geologischen Bau wesentlich unterscheiden. Im östlichen Hochgebiet von Geldern-Krefeld bildet stets das Oligozän und nur im N etwas marines Mittelmiozän die Unterlage der pleistozänen Schichten (vgl. R. TEICHMÜLLER 1958, Taf. 1). Im W dagegen führt die tief eingesunkene Venloer Graben-Scholle unter dem Pleistozän noch mehr als 200 m Pliozän und Miozän, bevor sich hier das Oligozän einstellt. Der Gesamtverwurf der Viersener Störung (seit Ablagerung des Alttertiärs) ist also bedeutend. In der Gegend nördlich von Viersen bei Schirik-Süchteln erweist sich der Asterigerina-Horizont des Eochatt um nicht weniger als 400-450 m verworfen (Abb. 18).

Daß an dieser großen Verwerfung auch noch in quartärer Zeit Bewegungen vor sich gingen, hat bereits W. WUNSTORF (1910) erkannt. Er deutete die hochliegenden Schotter der Viersener Höhen als tektonisch herausgehobene jüngere (eigentliche) Hauptterrasse. Auch als A. STEEGER (1928) und H. BREDDIN (1930) auf Grund einer erneuten Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der altpleistozänen Terrassen zu einer etwas anderen zeitlichen Einstufung gelangten (Terrasse der Viersener Höhen = Ältere Hauptterrasse bzw. Drüfelterrasse), blieb die Tatsache junger Krustenbewegungen bestehen; denn die Äquivalente der Viersener Höhen Schotter waren nun westlich der Störung in den tief unter der Jüngeren Hauptterrasse begraben „Ältesten Diluvialschotter“ (Ältere Hauptterrasse) zu vermuten. Neuerdings hat nun W. MONREAL (1959) die Terrassen-Absätze des Gebietes bearbeitet, und zwar hauptsächlich auf Grund ihrer Schwermineral-Führung. Er kommt zu dem Ergebnis, daß es sich bei den Viersener Höhen Schottern vermutlich doch um Jüngere Hauptterrasse handelt, und daß andererseits die von STEEGER und BREDDIN als Jüngere Hauptterrasse eingestuft Schottervorkommen am Ostabfall des Höhenrückens der Oberen Mittelterrasse gleichzusetzen sind. Die Neu-Einstufung der Viersener Höhen Schotter führt jedoch zu manchen Widersprüchen hinsichtlich der Ter-

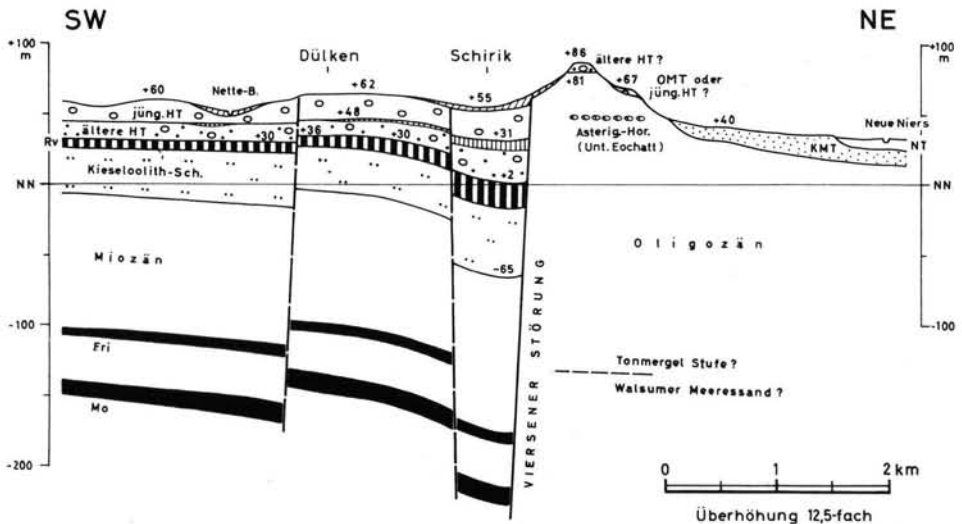


Abb. 18. Querprofil durch die Viersener Störung. Gegend von Schirik nordwestlich Viersen (M.-Bl. Viersen).

Die genaue stratigraphische Zuordnung der Viersener Höhen Terrassen (östlich der Verwerfung) ist noch unsicher (vgl. hierzu Angaben im Text). - NT = Niederterrasse, KMT = Krefelder Mittelterrasse, OMT = Obere Mittelterrasse, HT = Hauptterrassen (Altpleistozän), Rv = Reuver-Ton (Oberpliozän), Fri u. Mo = Teilflöze Frimmersdorf und Morken der Hauptflöz-Gruppe (Mittelmiozän).

rasen-Lagerung, auf die W. MONREAL nicht eingeht¹⁶⁾. Man wird daher besser noch weitere Untersuchungen abwarten, bevor man seine Deutung als gesichert hinnimmt.

Da die Zurechnung der Viersener Höhen Schotter zum Altpleistozän bisher noch von keinem Bearbeiter angefochten wurde, läßt sich für die Viersener Störung ungeachtet der oben angeführten Unsicherheiten in der genauen stratigraphischen Eingliederung auf jeden Fall ein quartärer Mindestverwurf seit Beginn der altpleistozänen Aufschotterung angeben. Dieser Wert liegt im Durchschnitt bei 70-80 m, stellenweise macht er auch bis 85 m aus (vgl. Tab. 6 und Abb. 18). Die starke Sprungaktivität zur Hauptterrassen-Zeit hat zur Folge, daß sich die altpleistozänen Talstufen an der Verwerfung in normaler Hochlage und in begrabener Lage gegenüber stehen. Die Angaben über den nach der Hauptterrassen-Zeit eingetretenen Verwurf hängen wesentlich von der jeweiligen Einstufung der altersmäßig umstrittenen Viersener Höhen Terrasse ab. Legt man die Auffassung von STEEGER-BREDDIN zugrunde, so kommt man zu Verschiebungsbeträgen von 10-15 m; nach der Einstufung von MONREAL dagegen zu solchen von 30-35 m (vgl. Tab. 6). Besonders hervorzuheben ist, daß sich an der Viersener Störung auch noch ganz junge, vielleicht erst nach der Würm-Eiszeit eingetretene Schollenverstellungen nachweisen lassen. Dies wurde erstmals von H. BREDDIN (1930) erkannt. Der Talboden des Nette-Tales, der vermutlich der Rhein-Niederterrasse gleichkommt, erweist sich nördlich Hinsbeck um annähernd 3 m verworfen. Durch die Schollenverschiebung wurden im westlichen Vorfeld der Störung die Kriekenbecker Seen aufgestaut. Auch in der Gegend westlich von Straelen zeigt sich in einer jüngeren Maas-Terrasse ein möglicher Versatz.

Tabelle 6
Zusammenstellung der Verwürfe an der Viersener Störung

Gebiet	Ober- oligozän	Sprunghöhen		
		Pleistozän- Basis	Jüngere Hauptterrasse Oberfläche	
			Terrassen-Einstufung nach	
			BREDDIN- STEEGER 1928/30	MONREAL 1959
Brücken-Dam	?	?	(30 m)	?
Niederdorf-Herongen	?	80-85 m	20 m	35 m
Hombergen-Kriekenbeck	?	70-80 m	10-14 m	35 m
Lobberich-Oberbocholt	?	60-70 m	10-13 m	30 m
Dornbusch	?	?	10-13 m	30 m
Schirik-Süchteln	400-450 m	80 m	10 m	30 m
Viersen	?	40-50 m	?	?

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Die Viersener Störung gehört vermutlich zu jenen Bruchstrukturen des Niederrheingebietes, die bereits im ersten (prä-zechstein-zeitlichen) Zerblockungsstadium des Varistischen Gebirges eine bedeutende Rolle gespielt haben. Das auffallende Zurückspringen der Südgrenze des produktiven

¹⁶⁾ So besitzt z. B. die als Jüngere Hauptterrasse aufgefaßte Viersener Höhen Terrasse ein nahezu 30 m höheres Niveau als das nur etwa 10 km flußabwärts befindliche und gleichfalls als Jüngere Hauptterrasse angesehene Plateau von Walbeck, welches auch östlich der Viersener Störung liegt, so daß eine tektonische Beeinflussung nicht anzunehmen ist.

Karbons von südlich Geldern bis auf die Höhe von Erkelenz Hückelhoven ist wohl zu einem guten Teil auf frühe Bewegungen entlang dieser Bruchlinie zurückzuführen (vgl. G. FLIEGEL 1922). Weitere wichtige Bruchverschiebungen fanden in der Zeit zwischen der Ablagerung des Buntsandsteins und der Oberen Kreide statt, wie sich an der nördlichen Fortsetzung der Viersener Störung zeigen läßt (L. U. DE SITTER 1949). Für den Zeitraum Oberkreide/Eozän rechnet H. BREDDIN (1930) mit einem Stillstand, wenn nicht mit einer Umkehr der Bewegung. Erst nach Ablagerung des Oligozäns, jedoch vor Beginn der mittelmiozänen Sedimentation, kann es zu erneuten starken Schollenverschiebungen im früheren Bewegungssinn. Der in dieser Zeit entstandene Verwurf dürfte bei 50-100 m liegen (vgl. H. BREDDIN 1930). Wann der übrige tertiäre Verwurf eingetreten ist (bei Schirik annähernd 300 m), läßt sich wegen der einseitigen Erhaltung der jungtertiären Schichten nicht entscheiden. Vermutlich spielen aber auch an der Viersener Störung, wie an vielen anderen Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht, die pliozänen Bruchbewegungen die größte Rolle. Im Pleistozän fanden kräftige Bewegungen vor allem während der Hauptterrassen-Zeit statt. Die nach dieser Zeit wirksamen Verschiebungen sind im wesentlichen prä-würmeiszeitlich; schwächere Impulse reichen aber noch bis in die letzte Eiszeit — womöglich sogar bis in die Nach-Eiszeit — hinein (E. ZIMMERMANN 1928, H. BREDDIN 1930).

Dülkener Störung und Rheindahlener Störung

Südlich Viersen im Gebiet von Rheydt und Mönchen-Gladbach vollzieht sich der Anstieg vom Venloer Graben zum Hochgebiet von Geldern—Krefeld in Form einer breiten Verwerfungstreppe, deren Teilstaffeln antithetisch nach NE gekippt sind. Wichtige Staffelbrüche sind neben der im Untergrund des Rheintales entlang streichenden und vermutlich abgeschwächten Viersener Störung die Dülkener Störung und die Rheindahlener Störung. Beide Verwerfungen machen sich auch im Quartär bemerkbar (vgl. H. BREDDIN 1930).

Die Dülkener Störung begrenzt die Mönchen-Gladbacher Staffel nach W gegen die tiefer liegende Rheydter Staffel. Bei Rasseln (nordwestlich Mönchen-Gladbach) sind die Braunkohlen-Flöze Frimmersdorf und Morken an der Störung rund 70 m, die Basis der Hauptterrasse 30 m, ihre Oberfläche knapp 10 m versetzt. Die post-hauptterrassenzeitliche Bruchstufe prägt sich gut im Gelände aus. Es fanden nur geringe Bewegungen während des Miozäns statt. Die Hauptbruchbildung ist kieseloolith-zeitlich, doch ist der quartäre Bewegungsanteil beträchtlich (bis zu 40% des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes). Kräftige Bewegungen erfolgten u. a. während der Hauptterrassen-Zeit.

Die Rheindahlener Störung trennt die Rheydter Staffel von der eigentlichen zentralen Grabenscholle des Venloer Grabens, welche gegen diese Störung stark eingekippt ist. Die größte Verwurfshöhe wird südwestlich von Rheydt erreicht, wo das Flözpaar Frimmersdorf-Morken 110-130 m, die Basis der Hauptterrasse 38 m, und die Oberfläche 12 m in die Tiefe geht. Die tektonische Geländekante ist hier unter einer mächtigen Lößdecke verborgen. Auffallend ist das plötzliche Einschwenken der Struktur in die EW-Richtung auf der Strecke zwischen Odenkirchen und Rheindahlen. Auch bei der Rheindahlener Störung dürfte ein Großteil der Bewegung kieseloolith-zeitlich sein, jedoch zeichnen sich hier deutliche Bruchverschiebungen schon während des Miozäns ab. Ein schwacher nordwestlicher Ausläufer der Störung in der Nähe von Waldniel war zwar während oder kurz nach der Aufschüttung der Älteren Hauptterrasse in Bewegung, aber nicht mehr nach dem Beginn der Tegelen-Zeit. An den übrigen Teilstücken der Verwerfungslinie sind dagegen überall noch kräftige post-hauptterrassen-zeitliche Schollenverschiebungen nachweisbar.

Das von Rheindahlener Störung, Wegberger Störung und Jackerather Horst eingeschlossene Teilstück der Venloer Graben-Scholle hebt sich nach SE allmählich heraus und verschmilzt zuletzt mit dem nördlichsten Teil der Ville-Scholle. Nördlich von Neurath und bei Elfgen scheinen sich in der Übergangszone schwache quartäre Sprünge abzuzeichnen.

b) Die westliche Grabenbegrenzung

Wegberger Störung

Eine vergleichsweise scharfe westliche Bruchbegrenzung des Venloer Grabens ist in der Gegend von Wegberg—Erkelenz gegeben, wo die Wegberger Störung die Oberkante von Flöz Frimmersdorf maximal 110-120 m verwirft. Die Basisfläche der Kieseloolith-Schichten geht an der gleichen Linie 50-60 m, die Unterfläche der Hauptterrasse rund 25 m, ihre Oberfläche rund 12 m in die Tiefe. Die Geländestufe der Störung tritt wegen der mächtigen Löß-Überdeckung nur wenig deutlich in Erscheinung; erst nach Entfernung der äolischen Hülle wird sie klar kenntlich (vgl. Taf. II). Die quartäre Wegberger Störung läßt sich nach NW mit abnehmender Sprunghöhe nur wenig über Wegberg hinaus, nach S bis in die Gegend von Kückhoven (südöstl. Erkelenz) verfolgen. Eine unmittelbare Verbindung mit der großen Verwerfung am Nordrand des Jackerather Horstes ist nicht gegeben. Westlich der Verwerfung besitzt die Hauptterrasse auf der Horstscholle von Brügg—Erkelenz eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit (5-12 m), im Venloer Graben dagegen schwellen die altpleistozänen Absätze auf 25 m Stärke und mehr an (vgl. Taf. IV).

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Es ist ziemlich sicher, daß die Wegberger Störung bereits während der Hauptflöz-Zeit beträchtliche Schollenverschiebungen erlebte. Die Mächtigkeit des Sand-Ton-Mittels zwischen den Flözen Frimmersdorf und Morken sowie die Mächtigkeit der Kohle ist im Venloer Graben größer als im westlich der Störung gelegenen Hochgebiet (vgl. auch H. BREDDIN 1950, 1952). Beim präkieseloolith-zeitlichen Deckgebirge über Flöz Frimmersdorf (Neurather Sand) stellt man dasselbe fest, obgleich hier natürlich Abtragungen eine Rolle spielen. Es ist aber kaum ein Zweifel darüber möglich, daß bereits vor Ausbildung der Basisfläche der Kieseloolith-Schichten an der Störung ein miozäner Verwurf von örtlich bis zu 70 m bestand; das ist mehr als die Hälfte des heute beobachtbaren Gesamtverwurfes. Während und nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten — vor Ausbildung der Älteren Hauptterrasse — rissen maximal 25—35 m auf, zur Hauptterrassen-Zeit selbst 10-15 m. Die an der Tagesoberfläche abzulesenden post-hauptterrassen-zeitlichen Schollenverschiebungen machen bis zu 12 m aus.

Störung von Belfeld

In der nördlichen Verlängerung der Wegberger Störung und gegenüber dieser seitlich etwas versetzt reißt die Störung von Belfeld auf. Sie unterscheidet sich von anderen Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht dadurch, daß an ihr seit Sedimentation der Tegelen-Schichten kaum noch Bruchbewegungen erfolgten. Lediglich eine weiträumige Verbiegung der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse scheint sich in der Topographie abzuzeichnen (vgl. Taf. II). Ob diese schwache Schichtabbiegung noch in jüngster geologischer Vergangenheit — nach der Würm-Eiszeit — wirksam war, läßt sich nicht sicher entscheiden¹⁷⁾. Die Ältere Hauptterrasse ist an der Störung von Belfeld überall noch deutlich mitverworfen; im Durchschnitt um Beträge von 10-15 m (vgl. auch J. I. S. ZONNEVELD 1947, und R. WOLTERS 1955). Die entsprechende Bruchverschiebung muß vorwiegend prätegelen-zeitlich sein.

Begleitende und z. T. vertretende Strukturen zur Störung von Belfeld sind die Icksb—Berg—Störung (13 m Verwurf der Älteren Hauptterrasse) und die besonders in den anschließenden Niederlanden bedeutsame Störung von Tegelen (J. I. S. ZONNEVELD 1947, N. A. DE RIDDER 1959).

c) Der Bruchbau des nördlichen Venloer Grabens

Der nördliche Venloer Graben wird von verschiedenen Brüchen durchsetzt, die sich auf deutschem Gebiet vor allem an seiner Ostseite im Vorfeld der Viersener Störung in der

¹⁷⁾ E. ZIMMERMANN (1928) und H. BREDDIN (1930) glauben auf Grund der Verbreitung holozäner Flachmoortorfe im Schwalm-Tal jüngste Bewegungsimpulse am Westrand des Venloer Grabens annehmen zu können.

Gegend von Lobberich-Breyell häufen. Sie prägen sich z. T. auch schwach in der Morphologie aus. Die quartären Verwurfsbeträge sind nicht sehr bedeutend und die Störungen halten im Streichen nur wenig aus. Bei Flothend (südl. Lobberich) wird ein schmaler Spezialgraben eingeschlossen. Hier hat man die Basisfläche der Hauptterrassen-Schichten etwa 10-20 m tiefer erbohrt als in den umgebenden Gebieten (vgl. Taf. V, Profil A-A').

Eine auffallende Depression der Hauptterrassen-Oberfläche besteht in der Gegend westlich von Herongen bei Niederdorf (vgl. Taf. II). Auf Grund der Morphologie entsteht dort der Eindruck, daß die Kiesdecke der jüngeren Hauptterrasse an einer spitzwinkelig von der Viersener Störung abzweigenden und über Louisenburg-Neuenhof nach NW laufenden Linie um 10-15 m flexurartig gegen NE abgesunken ist. Leider mangelt es in diesem Gebiet an hinreichend tiefen Bohrungen, um den morphologischen Befund zu unterbauen. Für eine tektonische Deutung spricht aber, daß sich in der Verlängerung der Linie Louisenburg-Neuhof auf holländischem Gebiet eine „fortlebende“ Verwerfung nachweisen läßt, deren Verwurf ebenfalls nach NE gerichtet ist (Störung von Velden; vgl. J. I. S. ZONNEVELD 1947, L. U. DE SITTER 1949, N. A. DE RIDDER 1959). Sie soll in der Gegend von Wanssum (nördlich Venlo) noch würm-eiszeitliche Maas-Absätze der Zone von Grubbenvorst in ihrer Lagerung beeinflussen (L. F. ERNST und N. A. DE RIDDER 1960).

VI. Der Rurrand-Peelrand-Abbruch

Der hochgekippte südwestliche Teil der Erft-Scholle wird durch die Störung des Rurrandes bzw. in deren südöstlicher Verlängerung durch den Rövenicher Sprung abgeschnitten. Nach NW setzt sich dieses Sprungsystem in den Abbrüchen am Westrand des Horstes von Brüggel-Erkelenz und im niederländischen Raum im Peel-Randbruch fort. Es liegt hier das wohl bedeutendste Bruchsystem der Niederrheinischen Bucht vor.

Rövenicher Sprung

Diese Störung begrenzt mit mehr als 100 m Hauptflöz-Verwurf den Lommersumer Horst auf seiner SW-Seite gegen den sich in südöstlicher Richtung auf Euskirchen zu allmählich heraushebenden Rurtal-Graben. Die Hauptterrassenkiese sind deutlich mitversetzt (die Basis um max. 15 m in der Gegend östlich von Rövenich). Eine oberflächliche Bruchstufe tritt namentlich im Gebiet nördlich von Rövenich hervor (Höhe bis zu 8 m). Der quartäre Rövenicher Sprung läßt sich über fiederförmig gestaffelten Teiläste nach SE bis zum Erft-Tal bei Großbüllesheim verfolgen; nach NW reicht er bis in die Gegend östlich von Kelz.

Rurrand

Der Rurrand-Sprung macht sich erstmals im Gebiet nordwestlich von Kelz bemerkbar, wo er den verklingenden Rövenicher Sprung ablöst. Von da an ist die Abbruchzone auf mehr als 50 km streichender Länge bis zum Maas-Tal nordöstlich von Vlodrop (Meinweg-Gebiet) zu verfolgen. Es liegt keine durchgehende Einzelfuge vor, sondern ein ganzes System von sich einander ablösenden und gegeneinander versetzten Teilstörungen. Merkwürdige Aufsplünderungs- und Versprungszonen bestehen in der Gegend von Ellen-Oberzier (nördlich von Düren) und bei Jülich. Auch im Gebiet von Rurich-Baal-Hückelhoven, wo sich die Struktur mit den WNW-ESE gerichteten Ausläufern der Abbruchzone am Rande der Ville und des Jackerather Horstes (vertreten vor allem durch den Lövenicher Sprung) vereinigt, kommt es zu einer Aufspaltung in mehrere Teilstaffeln und zu einer scharfen Richtungsänderung. Der Tertiär-Verwurf der Rurrand-Störung ist im S zunächst gering (zwischen Kelz und Frauwüllesheim nur wenig mehr als 100 m); im Fortstreichen nach NW wächst die Sprunghöhe aber gleichlaufend mit der zunehmenden Eintiefung der Rur-Scholle rasch an (vgl. Tab. 7). Bei Hambach gehen die älteren Horizonte der Hauptflözgruppe bereits mehr als 300 m in die Tiefe und ein ähnlich hoher

Verstellungsbetrag ist nordwestlich Jülich festzustellen. Mit dem Einmünden der vom Südrand des Jackerather Horstes kommenden Diagonalstrukturen schwillt der Verwurf des Rurrandes nochmals beträchtlich an. An der Spitze des sehr hoch herausgehobenen nasenförmigen Vorsprunges an der Westseite des Horstes von Brüggens-Erkelenz (Wassenberger Spezialhorst) muß die Basis des Tertiärs um wenigstens 1000—1100 m verworfen sein (H. DÜRBAUM & W. WOLFF 1958, G. HERBST 1958).

Tabelle 7

Zusammenstellung der Verwürfe am Rurrand-Peelrand-Abbruch

Gebiet	Hauptflöz-Gruppe Basis	Sprunghöhen		
		Ältere Hauptterrasse Basis	Jüngere Hauptterrasse Basis	Oberfläche
Rövenicher Sprung östlich Rövenich	110-120 m	?	15 m	8 m
Rurrand-Sprung südlich Frauwüllesheim	100-150 m	?	15 m	5 m
westlich Girkelsrath	?	30 m	?	(17 m)
östlich Arnoldsweiler	150-200 m	30 m	?	(15 m)
Hambach	> 300 m	45 m	?	(20 m)
Jülich	?	(50 m)	(30 m)	(25 m)
Körrenzig	300-400 m	75 m	45 m	(25 m)
Hückelhoven	400-500 m	100 m	50 m	(30 m)
Ratheim	(1000-1100m) ¹	140 m	60 m	(40 m)
östlich Herkenbosch	?	(50 m)	30-35 m	20-25 m
Peel-Randbruch östlich Herkenbosch	?	120-130 m	45 m	?
östlich Roermond	(800-1200m) ¹	170-180 m	80 m	?
südlich Meijel	?	?	(80 m)	(30 m) ²

1) Ungefäher Verwurf der Karbonoberfläche nach geophysikalischen Messungen.

2) Verwurf an der Oberkante der früh-riß-eiszeitlichen Zone von Veghel.

Auch für die Lagerung der quartären Schichten spielt der Rurrand eine überaus wichtige Rolle. Von Kelz im S bis zum Meinweg-Gebiet im N läßt sich sein Charakter als „fortlebende“ Bruchzone im Sinne FLIEGEL's vielfältig belegen (Abb. 19). Die Unterfläche der altpleistozänen Hauptterrasse ist im S zunächst nur wenig (annähernd 15 m) versetzt, bei Merzenich östlich von Düren geht sie an der Störung aber schon etwa 30 m in die Tiefe, zwischen Hambach und Stetternich 40-50 m, und nordwestlich von Jülich zwischen Broich und Körrenzig 50-70 m (vgl. Tab. 7). Der größte quartäre Verwurf im deutschen Teilstück der Niederrheinischen Bucht wird aber am Rurrand unterhalb Ratheim erreicht, wo die Basis des Altpleistozäns wenigstens 140 m verworfen ist.

Von beträchtlichen nach-hauptterrassen-zeitlichen Verschiebungen zeugt die als Geländekante hervortretende oberflächliche Bruchstufe. Diese ist auf der Strecke zwischen Kelz und Stetternich ziemlich unversehrt in einer Höhe bis max. 17 m erhalten; es besteht hier ein zuverlässiger morphologischer Anhalt zur Fixierung des genauen Störungsverlaufes.

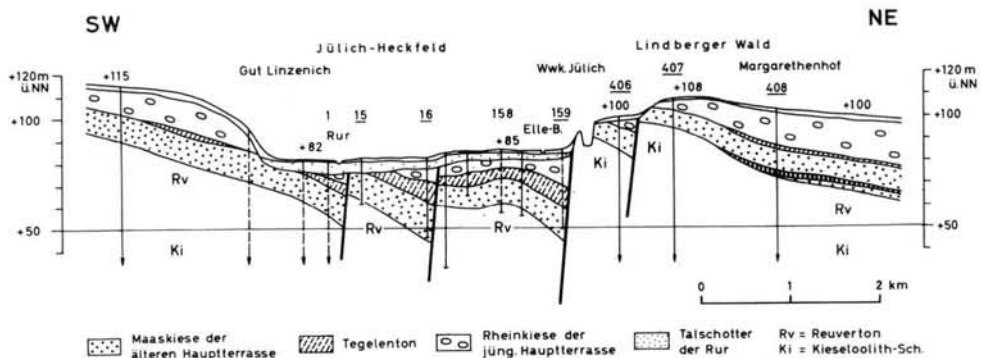


Abb. 19. Querprofil durch den quartären Rurrand bei Jülich (M.-Bl. Jülich).

Die Verwerfungszone ist in eine Reihe von Teilsprüngen aufgelöst, welche stark antithetisch verkippte Staffelschollen einschließen. Syndimentäre Bruchbewegungen während der Tegelen-Zeit drücken sich durch die erhöhte Tonmächtigkeit auf den Tiefschollen aus. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen und Bohrungen (zumeist des Landesgrundwasserdienstes). Bohrungen mit unterstrichenen Nummern wurden vom Verf. geröllpetrographisch untersucht (vgl. Abb.3).

Abwärts Jülich hingegen wurde die tektonische Geländestufe von der Seitenerosion der Rur erfaßt und stellenweise mehr als 500 m nach E zurück verlegt¹⁸⁾. Der Ausbiß der Verwerfung ist in diesem Gebiet unter offenbar ungestörten Niederterrassen-Ablagerungen der Rur verborgen. Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe des Rurrandes dürfte am Westabfall des Wassenberger Horstes einst zwischen 35 und 40 m hoch gewesen sein. Heute noch am Ort ihrer Entstehung erhalten ist sie in der Gegend nördlich von Birgelen und im Meinweg-Gebiet, wo sie von S nach N abnehmend zwischen 20 und 40 m hoch wird¹⁹⁾. Ein Teil des Rurrand-Verwurfes wird in diesem Gebiet bereits von dem im westlichen Vorfeld neu aufreißenden Peel-Randbruch übernommen, in welchen der Rurrand späterhin nach einer scharfen Westwendung mündet.

Sehr augenfällig ist der große Mächtigkeits-Unterschied der altpleistozänen Hauptterrassen-Sedimente zu beiden Seiten der Rurrand-Verwerfung (vgl. Taf. IV). Während auf den hochgekippten Rändern der Erft-Scholle sowie auf dem Horst von Brüggel-Erkelenz selten mehr als 5-10 m Altpleistozän-Kies anzutreffen sind (vornehmlich jüngere Hauptterrasse, Ältere Hauptterrasse nur zwischen Stetternich und Baal in einiger Mächtigkeit erhalten), weist die Rur-Scholle in ihren östlichen Teilen einen ungleich stärkeren Schichtstapel aus Älterer und Jüngerer Hauptterrasse auf, der von 20 m im S auf über 120 m Mächtigkeit im N anschwillt. Es zeichnen sich am Rurrand also erhebliche Schollenverstellungen während der Hauptterrassen-Zeit ab. Da die beiden Hauptterrassen-Stufen an der unteren Rur verhältnismäßig gut auseinander zu halten sind (die ältere wurde von der Maas, die jüngere vom Rhein abgelagert), läßt sich der zeitliche und räumliche Ablauf dieser Bewegungen im einzelnen verfolgen.

Tagesaufschlüsse. Ein direkter Anschnitt der Rurrand-Verwerfung über Tage besteht zur Zeit offenbar nicht²⁰⁾. Frühere Aufschlüsse wurden von E. HOLZAPFEL (1910) aus der Gegend südöstlich Niederzier, W. WUNSTORF (1921) aus dem Gebiet von Birgelen, und H. WORIES (1942) aus dem Meinweg-Gebiet beschrieben.

¹⁸⁾ Ein Umstand, der von H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955, Taf. 1) beim Entwurf ihrer Karte nicht gebührend berücksichtigt wurde.

¹⁹⁾ Der verklingende Rurrand-Sprung wird in der niederländischen Literatur auch als Störung von Meinweg bezeichnet.

²⁰⁾ Wenigstens konnte Verf. trotz eingehender Geländeuntersuchungen nichts dergleichen entdecken.

Östliche Begleitbrüche des Rurrandes. In der Gegend nördlich von Birgelen spaltet vom Rurrand ein östlicher Vorstaffelbruch ab, die sog. Zandberg-Störung (J. I. S. ZONNEVELD 1947, L. U. DE SITTER 1949), welche die Basisfläche der Hauptterrassen-Kiese max. 17 m verwirft. Auch nach der Hauptterrassen-Zeit sind an diesem Sprung noch Bewegungen vor sich gegangen, wie eine vor allem im Elmpter Wald gut zu erkennende Geländestufe von 8-9 m Höhe beweist.

Gleichfalls im Zusammenhang mit dem Rurrand soll die Klein-Gladbacher Störung erwähnt werden. Sie begrenzt den Wassenberger Spezialhorst gegen den nach E anschließenden Hauptteil des Horstes von Brüggen-Erkelenz. Die Störung wurde im tieferen Untergrund durch den Bergbau der Steinkohlenzeche „Sophia Jacoba“ und durch eine Reihe von gut untersuchten Tiefbohrungen bekannt (G. KNETSCH 1955, G. HERBST 1954, 1958). An der Tagesoberfläche zeichnet sich eine deutliche Bruchstufe ab, an der die Hauptterrassen-Kiese in östlicher Richtung 5-7 m in die Tiefe gehen.

Peel-Randbruch

Die Abbruchzone am Westrand des Peel-Horstes gehört zum gleichen Sprungsystem wie der Rurrand. Eine Abtrennung von diesem und eine besondere Namensgebung ist eigentlich nicht gerechtfertigt. Man kann aber, um der nun einmal gebräuchlichen unterschiedlichen Bezeichnungsweise nachzugeben, mit einiger Berechtigung einen etwa von Wassenberg an westlich vor dem Rurrand-Sprung neu aufreißenden Störungssast als Peel-Randbruch bezeichnen. Vom Rurrand der deutschen Gebietsteile unterscheidet sich dieser Störungssast dadurch, daß er wegen der Überdeckung durch jungpleistozäne Absätze morphologisch i. allg. nicht oder nur unbedeutend in Erscheinung tritt. Eine stärkere Vorstaffelstörung des Peel-Randbruches ist die Störung von Veghel (J. I. S. ZONNEVELD 1947).

Über die genaue tertiäre Sprunghöhe des Peel-Randbruches lassen sich bislang nur Vermutungen anstellen, denn die außerordentlich mächtige Tertiär-Schichtfolge des Holländischen Zentralgrabens ist an dessen tiefster Stelle noch von keiner Bohrung durchteuft worden (L. U. DE SITTER 1947). Es dürfte aber kaum Zweifel darüber geben, daß es sich dabei um Verschiebungsbeträge handelt, die ähnlich hoch — wenn auch wohl nicht ganz so hoch — wie die des Rurrandes am Wassenberger Horst sind²¹⁾.

Auch über die Höhe des seit Beginn der Quartär-Zeit eingetretenen Verwurfes wissen wir wenig Bescheid. Die entsprechenden Ablagerungen stehen im Holländischen Zentralgraben in großer Tiefe an und sind in ihren Lagerungsverhältnissen (z. T. auch in ihrer Stratigraphie) noch nicht genau genug erforscht. Östlich von Roermond dürfte der Grenzhorizont Pliozän/Pleistozän (Meinweg-Ton; vgl. W. H. ZAGWIJN 1959) am Peel-Randbruch aber zwischen 170 und 180 m versetzt sein. Weiter im NW liegen die Verwurfsbeträge vermutlich in etwa der gleichen Größenordnung; zuverlässige Zahlenangaben lassen sich aber nicht machen. Aus der Lagerung der einigermaßen gut abgebohrten Serie von Sterksel, die zeitlich dem oberen (Haupt-)Teil der Jüngeren Hauptterrasse entspricht, geht gleichfalls hervor, daß die quartäre Bedeutung des Peel-Randbruches der des Rurrandes abwärts Hückelhoven zumindestens gleichkommt. Während der Verwurf der Basisfläche der Jüngeren Hauptterrasse am Rurrand bei Ratheim auf annähernd 60 m zu beziffern ist, findet man für die Unterkante der Serie von Sterksel am südlichen Peel-Randbruch (Gegend zwischen Roermond und Meijel) einen Versetzungsbetrag von nahezu 80 m²²⁾.

²¹⁾ L. U. DE SITTER (1949) rechnet nach dem Ergebnis von gravimetrischen Untersuchungen beim Peel-Randbruch mit einem Verwurf der Karbon-Oberfläche von 800—1200 m.

²²⁾ Die Serie von Sterksel ist in diesem Gebiet gewöhnlich nur auf der Tiefscholle erhalten; auf der Hochscholle unmittelbar östlich der Randverwerfung fiel sie der Ausräumung vor Sedimentation der Zone von Veghel (= ungefähr Untere Mittelterrasse des Rheins) zum Opfer. Man kann ihre einstige Höhenlage aber auf Grund der Lagerung der Hauptterrasse am östlichen Maas-Tal-Rand abschätzen.

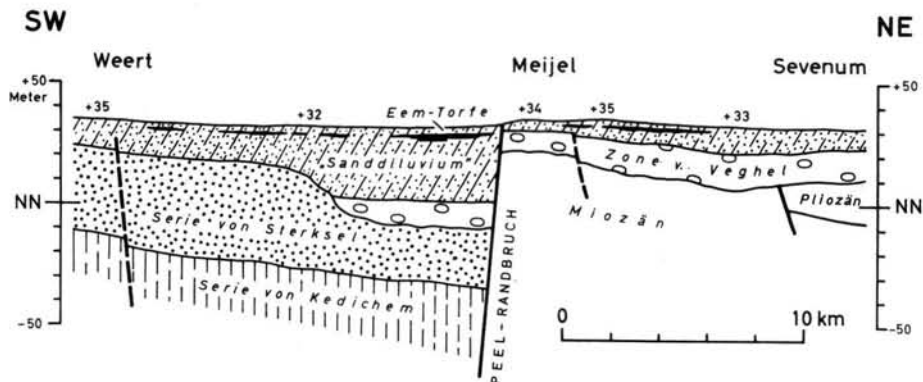


Abb. 20. Jungpleistozäne Bewegungen am Peel-Randbruch. Querprofil in der Gegend von Meijel (nordwestl. Roermond). Schematisch in Anlehnung an J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1956), H. D. M. BURCK (1957), N. A. DE RIDDER (1959).

Eine (früh-) riß-eiszeitliche Maas-Terrasse (Zone von Veghel) ist an der Störung ca. 30 m verstellt, die überlagernden Eem-Torfe (Riß/Würm-Interglazial) dagegen nur noch sehr untergeordnet.

Aber nicht nur das Altpleistozän ist am Peel-Randbruch versetzt, sondern in ziemlich erheblichen Maße auch noch das Jungpleistozän. Namentlich für die (früh-)riß-eiszeitliche Zone von Veghel trifft dies zu. Sie wurde im Anschluß an ihre Aufschüttung stellenweise — etwa zwischen Neer und Meijel — bis zu 30 m verworfen (vgl. Abb. 20, ferner die Höhenzahlen für die Oberkante dieser Talstufe in Taf. II; sowie ZONNEVELD 1947, DE RIDDER 1959). Sehr beachtenswert ist, daß der Peel-Randbruch während der Sedimentation der Veghel-Kiese nachweislich in Ruhe war, denn weder die Schottermächtigkeit noch der damalige Lauf der Maas zeigen eine Beeinflussung. Auf der anderen Seite erweisen sich eem-interglaziale Torfe, welche dem die Bruchstufe überdeckenden „Sanddilatium“ zwischengeschaltet sind, durch die jungpleistozäne Schollenverstellung nur noch sehr untergeordnet betroffen (nach H. D. M. BURCK 1957 in der Gegend von Meijel im Höchstfalle 3–4 m; vgl. Abb. 20). Das gleiche gilt für die Talschotter der Zone von Horn, die vermutlich würm-eiszeitlich sind. Wir sind am Peel-Randbruch somit in der Lage, eine kräftige jungpleistozäne Bruchphase zeitlich ziemlich genau festlegen zu können: Die Bewegung, welche den 30 m Verwurf der Veghel-Kiese herbei geführt hat, muß sich in der Hauptsache in einem jüngeren Abschnitt der Riß-Eiszeit ereignet haben. Diese Datierung stimmt gut mit Beobachtungen überein, welche wir an den großen Randbrüchen am Westabfall der Ville, beispielsweise am Erft-Sprung und am Horremer Sprung, machen konnten, wo ein vermutlich riß-eiszeitlicher älterer Löß gewöhnlich noch kräftig durch z. T. synsedimentäre Bruchbewegungen beeinflusst wird, während der hangende Würm-Löß weitgehend ungestört bleibt.

Das Vorkommen stärkerer riß-eiszeitlicher Schollenverschiebungen am Peel-Randbruch läßt vermuten, daß sich zeitlich entsprechende Bewegungen auch am Rurrand-Sprung ereignet haben. Sie lassen sich jedoch hier vorläufig noch nirgends sicher belegen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am Rurrand-Peelrand-System

Es soll nur der Zeitabschnitt von der oberen Kreide an behandelt werden, da für die älteren Bruchphasen zu wenig gesichertes Material vorliegt.

Wie namentlich G. HERBST (1954, 1958) betont, müssen sich am Rurrand bei Hückelhoven zur Zeit der Ablagerung von Oberkreide, Paleozän und unter Umständen Unteroligozän beträchtliche Schollenverschiebungen ereignet haben, die denen der späteren Zeiten gerade entgegengesetzt gerichtet waren. Der heute hoch herausragende Wassenberger Horst ging damals im Verhältnis zu den Nachbarschollen in die Tiefe. Erst mit dem

Mitteloligozän setzt ein Wandel in der Bewegungstendenz ein. Nun plötzlich beginnt der heutige Rurtal-Graben (wie vielleicht schon früher bei der jungkimmerischen Bruchbildungsperiode; vgl. L. U. DE SITTER 1949) gegenüber den östlichen Gebieten stärker abzusinken (G. HERBST 1958)²³). Insbesondere im Oberen Oligozän oder unmittelbar danach dürfte die Abwärtsbewegung einen ersten Höhepunkt erreicht haben, wie die bedeutend größere Mächtigkeit der entsprechenden Schichten im Rurtal-Graben beweist (H. J. FABIAN 1958). Im Miozän ging die normal gerichtete Schollenverschiebung am Rurrand weiter. Besonders hervorzuheben ist, daß das Bruchsystem (im Gegensatz zu den Abbrüchen am Rande der Ville) auch während der Bildungszeit der Hauptflöz-Gruppe kräftige Bewegungen erlebte. Je stärker die Tiefscholle abwärts kippte, desto häufiger wurde die Flözbildung hier von Sand- und Ton-Sedimentation unterbrochen — desto mehr spalteten die Teilflöze auf (F. PERSCH 1956, R. TEICHMÜLLER 1958). So kommt es, daß der gesamte Schichtenkomplex der Hauptflöz-Gruppe auf der Tiefscholle um das Zwei- bis Dreifache mächtiger ist als auf der Hochscholle. Weiterhin ereigneten sich heftige Bruchverschiebungen während und im Anschluß an die Kieseloolith-Zeit. Dieser Zeitabschnitt ist am Niederrhein ja allgemein als die Periode der bedeutsamsten Bruchtätigkeit anzusprechen. Die genaue zeitliche Analyse der pliozänen Bewegungen stößt beim Rurrand allerdings auf Schwierigkeiten, weil sich die einzelnen Horizonte der Kieseloolith-Schichten beiderseits der Verwerfung bislang noch nicht genügend zuverlässig parallelisieren lassen.

Im Pleistozän fanden stärkere Krustenverschiebungen während und sogleich nach Ablagerung der Älteren Hauptterrasse statt; 40-50% des quartären Gesamtverwurfes mögen in diesem Zeitraum entstanden sein. Syntektonische Verschiebungen während der Tegelen-Zeit zeichnen sich z. B. bei Jülich ab (Abb. 19). Erheblich durch Bruchtektonik beeinflusst wird auch die Sedimentation der Jüngeren Hauptterrasse. 20-30% des quartären Gesamtverwurfes sind gleichzeitig mit ihrer Aufschotterung entstanden. Bei den nach der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit (Günz-Eiszeit) erfolgten Bewegungen (20-30%) ist ein Teil vor-riß-eiszeitlich, ein anderer Teil hingegen — wie sich vor allem am Peel-Randbruch erweisen läßt — erst in einem jüngeren Abschnitt der Riß-Eiszeit wirksam geworden. Die Bruchtätigkeit nach der Würm-Eiszeit scheint nicht mehr sehr beträchtlich gewesen zu sein, zumindestens lassen sich bisher keine eindeutigen Spuren hiervon auffinden.

Für die historische Zeit und für die Gegenwart ist möglicherweise mit einem schwachen Weiterwirken oder einem Wiederaufleben der Bruchverschiebungen zu rechnen, wie Erdbeben (M. SCHWARZBACH 1951, J. W. VISSER 1942)²⁴) und geodätische Messungen (T. EDELMANN 1954) zeigen.

VII. Die Rur-Scholle

Die Rur-Scholle bzw. der Rurtal-Graben hat in känozoischer Zeit eine ähnlich kräftige Einkippung gegen NE erfahren wie die Erft-Scholle. Die Kippbewegung macht sich erstmals deutlich im Mittel-Oligozän bemerkbar; von da an ist sie an fast allen Schichtgliedern des Tertiärs und Altpleistozäns nachzuweisen. Auf der Linie Eschweiler—Hambach (nördl. Düren) beläuft sich die Schrägstellung seit Beginn der Hauptflöz-Zeit auf annähernd 550 m, seit dem Ende derselben auf 350 m; die Grenzfläche Kieseloolith-Schichten/Hauptterrasse ist noch 80-90 m verstellt, die Oberfläche des fluviatilen Altplei-

²³) Eine oberkretazisch-paleozäne „Ur-Anlage“ des Rurtal-Grabens, wie H. PFLUG (1958) sie auf Grund der Verbreitung von Oberkreide, Paleozän und tiefem Eozän ableitet, dürfte wohl eher als eine epirogene Eindellung aufzufassen sein, welche ganz allgemein die westliche Hälfte der Niederrheinischen Bucht erfaßt, ohne daß sich eine spezielle Beschränkung auf den Rurtal-Graben in seiner späteren Bruchumgrenzung erkennen ließe.

²⁴) Der Rurrand östlich Düren z. B. soll nach A. SIEBERG (1926) Ausgangspunkt eines der schwersten, wenn nicht überhaupt des schwersten, jemals auf deutschem Boden in historischer Zeit gespürten Erdbebens vom 18. Februar 1756 gewesen sein.

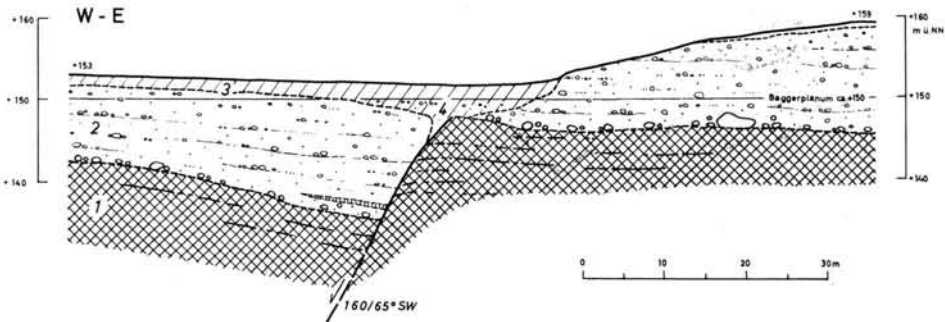


Abb. 21. Tagesaufschluß der Hirschberg-Störung. NE-Teil des Braunkohlen-Tagebaus Zukunft-West zwischen Dürwiß und Kinzweiler (M.-Bl. Eschweiler, r 1818, h 3438).

3 = Schwemmlöß und Tallem (greift bei 4 an der Verwerfungsfläche keilförmig nach unten), 2 = Maas-Schotter der Älteren Hauptterrasse (Altpleistozän), 1 = Braunkohle der Hauptflöz-Gruppe (Mittelmiozän). - Sprunghöhe an der Basisfläche der Schotter 13 m; an der Unterkante der Kohle 35 m.

stozäns 60-70 m²⁵). Durch synsedimentäre und intersedimentäre Schollenkippen wird die Mächtigkeit der Hauptterrassen-Aufschüttungen in erheblichem Maße beeinflusst (vgl. Taf. IV).

Neben der Schrägstellung der Rur-Scholle in der Quer-Richtung existiert eine deutliche Abdachung in der Längsachse, die rurabwärts zu einem immer stärkeren Anschwellen der Schichtstärken führt. Im SE läßt sich ein Rurtal-Graben erstmals in der Gegend von Euskirchen von der Erft-Scholle (Lommersumer Horst) abscheiden. Weiter südostwärts gehen beiden Einheiten ohne eine klare Grenze ineinander über. Von Euskirchen bis Roermond auf rund 80 km Entfernung sinkt in der Längsrichtung des Rurtal-Grabens die Basisfläche des fluviatilen Altpleistozäns um fast 300 m ab²⁶).

a) Der Bruchbau der südlichen Rur-Scholle

Die Bruchzerlegung der Rur-Scholle ist ebenso wie die der Erft-Scholle (s. o.) vorwiegend antithetischer Art. Namentlich in der südlichen Schollenhälfte findet man zahlreiche Verwerfungen kleineren bis mittleren Ausmaßes, die dem nordostwärtigen Schichtabtauchen entgegenwirken und es stellenweise fast völlig aufheben. Gut ist der antithetische Bruchbau aus dem Braunkohlenfeld „Victor“ bei Zülpich bekannt (G. SCHULTZ 1961). Einige der Sprünge versetzen hier noch deutlich das Altpleistozän, manche sogar den Löß (vgl. W. PRANGE 1958, Abb. 20). Auch das in der Gegend von Jakobwüllesheim zwischen Stockheimer Störung und Rurrand gelegene Teilstück der Rurscholle wird von „fortlebenden“ antithetischen Brüchen durchzogen, die sich trotz der geringen Sprunghöhe (weniger als 5 m) vorzüglich in der Topographie abzeichnen (Abb. 2).

Eine auffallende Häufung von westfallenden Verwerfungen beobachtet man schließlich im Raum zwischen Düren, Eschweiler, Siersdorf und Jülich. Vermutlich hängt diese intensive Bruchzerstückelung mit der gerade dort sehr kräftigen Quereinkippung der Rur-Scholle zusammen (s. oben). Im östlichen Vorfeld der Sandgewand verwirft die Hirschberg-Störung die Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse bis zu 14 m (Abb. 21); die Bewegung ist zum größten Teil post-sedimentär. Weiterhin haben sich am westlichen Randbruch des Weisweiler Horstes (Weisweiler Störung) beträchtliche junger-

²⁵) Der Einfluß des der Schichtneigung entgegenwirkenden antithetischen Bruchbaues blieb bei diesen Zahlenwerten unberücksichtigt.

²⁶) Das Gefälle des gegenwärtigen Rheins macht auf einer entsprechend langen Strecke nur etwa 20 m aus. Demnach dürfte die nachträgliche tektonische Überhöhung des Längsgefälles beim Rurtal-Graben seit Beginn des Quartärs schätzungsweise 250—300 m betragen.

tiäre und quartäre Schollenverschiebungen ereignet. Die morphologische Bruchstufe läßt sich im Flachland bis in die Gegend nördlich Fronhoven verfolgen. Zwischen Dürwiß und Pützlohn ist die Tertiär-Basis an der Störung annähernd 150 m versetzt, die Unterkante von Flöz Frimmersdorf 100–110 m, die Basisfläche der Älteren Hauptterrasse 20 m und deren Oberfläche 8–9 m. Der östliche Randbruch des Weisweiler Horstes prägt sich dagegen im Tertiär nur schwach und im Quartär überhaupt nicht aus. Beim Siersdorfer Horst, welcher im Steinkohlengebirge durch die Grubenbaue der Zeche „Emil Mayrisch“ erschlossen wurde, ist es ähnlich. Auch hier nimmt die westliche Begrenzungsstörung (Siersdorfer Störung) im jungtertiär-quartären Bewegungszyklus die bei weitem wichtigere Rolle ein. Die Basis der Älteren Hauptterrasse ist an ihr 15–20 m, die Oberfläche rund 7 m verworfen. Ein seiner Ausgestaltung nach ziemlich junges antithetisches Bruchelement tritt uns in der Frauenrather Störung (im Gebiet nördlich Aldenhoven) entgegen, bei welcher der quartäre Anteil am känozoischen Gesamtverwurf 40–50% ausmacht (Sprunghöhe bei Frauenrath an der Basis des Tertiärs 65 m, an der Basis der Älteren Hauptterrasse 29 m). Die bis zu 5 m hohe Bruchkante an der Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse wird von einer mächtigen Lößdecke verhüllt.

Einige andere noch im Eiszeit-Alter wirksam gewordene antithetische Brüche hat man in der Gegend von Inden und im Untergrund des Rurtales östlich Schophoven und bei Jülich erbohrt.

b) Der Bruchbau der nördlichen Rur-Scholle

Die Bruchzerlegung der nördlichen Schollenhälfte der Rur-Scholle ist weniger intensiv; auch treten hier neben den antithetischen wichtige synthetische Bruchelemente auf. Bedeutsam sind im deutschen Anteil des nördlichen Rurtal-Grabens die Störungen von Gangelt und Heinsberg-Montfort, da sie inmitten der Grabenzone eine flache Horst-Scholle einschließen.

Die Störung von Gangelt durchstreicht auf der Linie Gangelt—Höngen—Havert das Selfkant-Gebiet und begrenzt den Horst auf seiner Westseite²⁷⁾. Mittelmiozäne Braunkohlenflöze (nach H. BREDDIN 1952 das Flözpaar Frimmersdorf-Morken) gehen an der Verwerfung um wenigstens 200 m in die Tiefe, der oberpliozäne Brunsum-Ton 50–70 m (W. H. ZAGWIJN 1959) und die Unterkante der jüngeren Hauptterrasse 15–20 m²⁸⁾. Der post-hauptterrassen-zeitliche Sprungetrag ist auf annähernd 10 m zu veranschlagen.

Bei der Störung von Heinsberg-Montfort, der östlichen Begrenzung des Spezialhorstes, ist es nicht ganz sicher, ob es sich tatsächlich um eine echte Bruchstruktur handelt, oder ob nur eine kräftige flexurartige Abbiegung der Schichten zum Tiefsten des Rurtal-Grabens vorliegt. In der Gegend von Heinsberg begleitet die Struktur auf längere Erstreckung den morphologisch stark hervortretenden Erosionsrand der Hauptterrasse gegen das Rur-Tal, welcher hier zweifellos tektonisch vorgezeichnet ist. Auf holländischem Boden konnte die Störung unter der Überdeckung von jungen Talschottern der Zone von Veghel bis über Montfort hinaus nach W verfolgt werden (N. A. DE RIDDER 1959), wobei sich kein eindeutiger Hinweis auf eine tektonische Beeinflussung dieser früh-riß-eiszeitlichen Deckschichten ergab. Die jüngere Hauptterrasse (Sterksel-Serie) ist dagegen überall noch deutlich verworfen bzw. verbogen; nördlich von Heinsberg erscheint ihre Basisfläche rund 20 m versetzt, an der Landesgrenze bei Haaren mehr als 30 m und in der

²⁷⁾ Die Bruchlinie steht womöglich jenseits der Maas auf belgischem Gebiet mit der von A. GROSJEAN (1937) angegebenen „Faille de Ven“ in Verbindung (vgl. auch L. U. DE SITTER 1949). Ein nordwestlicher Abzweig auf holländischem Gebiet wurde von N. A. DE RIDDER (1959) als Störung von Koningsbosch bezeichnet.

²⁸⁾ Für die Unterfläche der Älteren Hauptterrasse (Prätiglien) kann vorerst noch kein Verwurfsbetrag genannt werden; denn die exakte Festlegung dieser Grenze ist im Selfkant-Gebiet mit großen Schwierigkeiten verbunden.

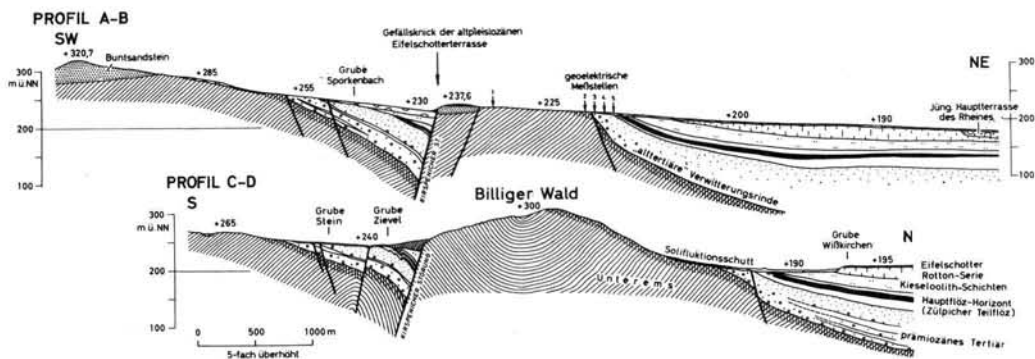


Abb. 22. Zwei Querprofile durch die Tertiärsenke von Antweiler und den nach NE anschließenden Devon-„Horst“ des Billiger Waldes.

In der Gegend nordöstlich von Satzvey (oberes Profil) erweist sich die Devon-Aufragung durch eine Verebnungsfläche gekappt, welche gegen Ende der jüngeren Hauptterrassen-Zeit (Günz) durch Eifelbäche überschottert wurde. „Fortlebende“ Bruchverschiebungen entlang der Kirspenicher Störung haben diese Terrassenfläche nachträglich um 10–15 m verstellt.

Gegend von Montfort 15 m. Die Unterkante der Älteren Hauptterrasse geht noch weit stärker in die Tiefe.

Von J. I. S. ZONNEVELD (1947) u. a. wird im östlichen Vorfeld der Störung von Heinsberg-Montfort noch eine weitere synthetische Bruchstruktur vermutet: die Störung von Beegden. Der Nachweis dieser Verwerfung, welcher sich lediglich auf geringe Unterschiede in der Höhenlage der Zone von Veghel gründet, ist m. E. aber wenig zwingend.

VIII. Der Eifelrand

Der Abfall des alten Gebirges von der Eifel zur Erft-Scholle und zum Rurtal-Graben vollzieht sich auf der Strecke zwischen Rheinbach und Zülpich entgegen früherer Ansichten nicht so sehr längs großer Staffelbrüche, sondern vielmehr in der Hauptsache bruchlos in Form eines kräftigen Schichtabtauchens (vgl. auch H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Namentlich in der Randzone der Bucht zeigen die tertiären Schichtserien sowie die altpleistozänen Flußterrassen ein ungewöhnlich starkes Einfallen, so daß man hier fast von einer Randflexur sprechen kann. Wo aber eine Zerbrechung des Schichtverbandes vorliegt, handelt es sich meist um antithetische Verwerfungen.

Kirspenicher Störung

Die bekannteste dieser dem Schichteinfallen entgegen wirkenden Bruchstrukturen ist die Kirspenicher Störung²⁹; sie begrenzt die tertiärerfüllte Senke von Antweiler („Antweiler Graben“) gegen das im NE noch einmal bis zur Tagesoberfläche durchstoßende Devon des Billiger Waldes („Billiger Horst“) (Abb. 22; vgl. auch W. MÜLLER 1949). Von Arloff-Kirspenich im SE läßt sich die Verwerfungslinie über Obergartzem-Enzen bis in die Gegend westlich Zülpich verfolgen. Der Tertiär-Verwurf ist am Südfall des Billiger Waldes auf 100–150 m zu beziffern. Durch die tektonische Verstellung werden vor allem Schichten des Alttertiärs, der Braunkohlen-Formation und des Pliozäns betroffen³⁰. Aber

²⁹ Die Bezeichnung Kirspenicher Störung stammt von H. QUIRING (1913); sie ist eindeutiger als einige später vorgeschlagene Benennungen, wie z. B. „Billiger Wald Verwerfung“ (W. MÜLLER 1949).

³⁰ Ein guter Tagesaufschluß der Kirspenicher Störung befindet sich seit langem am südlichen Ausgang des Dorfes Kreuzweingarten in einer der dortigen Kies- bzw. Tongruben (M.-Bl. Euskirchen, r 5565, h 0827). Die tertiären Schichten fallen mit 20–30° gegen die aus mitteldevischen Mergelschiefen und Kalken aufgebaute Verwerfungswand (Streichen 115/60° SW) ein, wobei die Verkipfung der älteren tertiären Horizonte deutlich stärker ist als die der jüngeren. Es hat den Anschein, daß auch ein pleistozäner Hangschutt mit 8–10° gegen die Störung gekippt ist.

auch in quartärer Zeit müssen sich noch Schollenverschiebungen ereignet haben. In der Tongrube Zievel (bei Lessenich) sind altpleistozäne Eifelschotter deutlich gegen die unmittelbar östlich der Grube vorbeiziehende Kirspenicher Störung eingekippt. Nördlich von Satzvey erweist sich eine alte Talverebnung des Vey-(Blei-?)Baches, welche im Altpleistozän (Günz-Eiszeit) überschottet wurde und ursprünglich glatt über die tertiäre Verwerfungsstufe hinweggriff, in späterer Zeit um wenigstens 10-15 m verstellt (Abb. 22, oberes Profil). Ähnliche Beobachtungen lassen sich am Schievels-Berg bei Enzen (Verstellungsbetrag ungefähr 8 m) und in der Gegend südwestlich Zülrich (3 m) machen. Möglicherweise hängt sogar die Entstehung des Kalkarer Bruches, eines ausgedehnten Flachmoor-Komplexes im Raum südwestlich von Kreuzweingarten, mit jüngsten, bis in die Nach-Eiszeit hineinreichenden Bewegungsimpulsen an der Kirspenicher Störung zusammen. Daß solche vorhanden sind, scheinen ja auch die Euskirchener Erdbeben der Jahre 1950, 1951, 1957 anzudeuten (vgl. M. SCHWARZBACH 1951, F. ROBEL & L. AHORNER 1958).

Stockheimer Störung

Etwa vom Neffel-Bach-Tal (bei Zülrich) an nach N bildet sich auf der Westseite des Rurtal-Grabens eine synthetische Bruchbegrenzung aus. Der Abstieg vom alten Gebirge zur Bucht vollzieht sich nun gestaffelt. Dabei werden die einzelnen schräg gestellten Treppenschollen in demselben Maße, wie sie nach NW untertauchen, von benachbarten, am Eifelrand neu einbrechenden Teilstaffeln ersetzt.

Südlich von Düren in der Gegend von Froitzheim—Soller—Stockheim ist als hauptsächlicher Randbruch zunächst die Stockheimer Störung bestimmend, welche die Staffelscholle von Stockheim gegenüber dem Rurtal-Graben begrenzt. Die Störung ruft namentlich in ihrem südlichen Teilstück einen beträchtlichen Pleistozän-Verwurf hervor, der als post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe im Gelände ausgezeichnet sichtbar ist. Ob allerdings der gesamte Höhenunterschied längs dieser Geländekante tektonischer Entstehung ist, erscheint zweifelhaft, denn die von der altpleistozänen Rur abgesetzte Schotterdecke der Stockheimer Scholle dürfte an deren Südrand ein höheres stratigraphisches Alter aufweisen und ein dementsprechend höheres primäres Niveau als die nach E und N angrenzenden Schotterflächen³¹⁾.

Randbruch von Birgel und Abbruch von Merode

Nach NW hin wird die Stockheimer Störung abgelöst vom Randbruch von Birgel („Rur-Sprung“) und vom Abbruch von Merode. An beiden Sprüngen zusammen sinkt das prä-tertiäre Gebirge um mehrere hundert Meter in die Tiefe (am Randbruch von Birgel südlich Lendersdorf um wenigstens 250 m). Die altpleistozänen Rurterrassen sind vermutlich schwach mitverworfen (vgl. auch H. W. QUITZOW 1956; dagegen R. STICKEL 1922); in der Gegend von Birgel dürfte der quartäre Verwurf im Maximum 15-20 m ausmachen.

Der Randbruch von Birgel setzt sich nicht etwa, wie G. FLIEGEL (1922) u. a. es vermutet haben, als sog. „Rur-Sprung“ weit ins nördliche Flachland hinaus fort, sondern er verklingt, ebenso wie der Abbruch von Merode, im wesentlichen bereits in der Nähe des Ortes Langerwehe noch vor Durchquerung des Inde-Tales. Eine dem „Rur-Sprung“ FLIEGEL's entsprechende große Störung ließ sich im Flachland, wenigstens im jüngeren Tertiär und im Quartär, nicht auffinden.

IX. Die Westlichen Randstaffeln

Mit dem Verklingen der großen synthetischen Sprünge in der Gegend von Langerwehe verlagert sich der Bruchrand des Rurtal-Grabens auf die Westlichen Randstaffeln FLIEGEL's (1922), einer breit angelegten Verwerfungstreppe, die vom Gebirgsrand bei Eschweiler-

³¹⁾ Eine Feststellung, die sich bei einer genauen Verfolgung der altpleistozänen Terrassen der Rur aus dem Gebirgsngental ins Vorland hinaus ergibt.

Stolberg-Aachen bis weit nach Belgien hinein die eigentliche tektonische Westbegrenzung der Niederrheinischen Bucht bildet. Die wichtigsten Staffelsprünge sind die Sandgewand, der Feldbiß und die Heerlerheide bzw. Richtericher Störung.

Sandgewand

Der Verlauf dieser bedeutsamen Bruchstruktur ist seit langem bekannt (vgl. u. a. H. JACOB 1902), ebenso ihr „fortlebender“ Charakter (E. HOLZAPFEL 1904). Im S gibt sie sich erstmals bei Gressenich zu erkennen; von da an nimmt ihr känozoischer Verwurf außerordentlich rasch zu. Bereits südlich von Eschweiler macht die Sprunghöhe an der Basis des Tertiärs mehr als 200 m aus, bei Hehlrath (nördlich Eschweiler) 250 m, und bei Höngen-Mariadorf gar 300-350 m. Von Höngen an spaltet die große Störung auf. Ein schwächerer Ast, der Beggendorfer Sprung, ist mit rund 60 m Tertiär-Verwurf bis in die Gegend westlich von Geilenkirchen zu verfolgen. Der stärkere Teilsprung jedoch schwenkt im Raume Schaufenberg-Alsdorf scharf nach W um und erreicht bei Übach-Palenberg das Wurm-Tal, wo er die Tertiärbasis annähernd 200 m verwirft. Jenseits der Wurm auf holländischem Gebiet geht die Sprunghöhe schnell zurück, und bei Waubach verklängt die Sandgewand. Das fluviatile Altleistozän besteht im Bereich der Sandgewand, wie auch sonst im Aachener Raum, in der Hauptsache aus Maas-Kiesen der Älteren Hauptterrasse³²). Bei Hehlrath sind diese Schichten an der Störung 25-30 m, bei Höngen 30-35 m, bei Übach 20 m und westlich der Wurm 10 m verworfen³³). Während der Kiesaufschüttung (Brüggen-Kaltzeit) war die Sandgewand nicht oder nur unwesentlich bewegt. Der heute feststellbare Pleistozän-Verwurf, der in einer mächtigen Geländestufe auch morphologisch augenfällig zum Ausdruck kommt, ist ganz überwiegend post-sedimentärer Entstehung. Wann die quartären Schollenverschiebungen im einzelnen eingetreten sind, läßt sich an der Sandgewand nicht genauer entscheiden. Sie müssen jedenfalls älter sein als der jüngste (würmeiszeitliche?) Talboden von Inde und Wurm, welcher glatt über die Bruchstufe hinwegzieht. Das schließt nicht aus, daß schwächere Bewegungsimpulse noch bis in die Jetztzeit hinreichen, wie geodätische Messungen anzudeuten scheinen (K. HAUSSMANN 1910, H. PAUS 1932)³⁴).

Der Beggendorfer Sprung versetzt gleichfalls noch deutlich das Quartär. Die Basisfläche der Älteren Hauptterrasse geht an ihm um durchschnittlich 10 m, die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse um 7-9 m in die Tiefe. Ein mächtiger Lössschleier verhüllt die post-hauptterrassenzeitliche Bruchstufe und läßt sie morphologisch nur verschwommen in Erscheinung treten.

Die zwischen der Sandgewand und dem Feldbiß gelegene Staffel wird durch die Westliche Hauptstörung und in deren südöstlicher Verlängerung durch die Ewige Wand zweigeteilt. Beide Teilschollen, welche auf die Karbon-Oberfläche bezogen einen Höhenunterschied von 50-100 m aufweisen, haben sich noch nach der Älteren Hauptterrassen-Zeit um rund 6-10 m gegeneinander verschoben. Der Bewegungssinn war der gleiche wie im Tertiär, d. h. das westliche Schollenstück (Stolberger- bzw. Herzogenrather Graben) sank gegenüber dem östlichen (Alsdorfer Horst) ab.

³²) Die Jüngere Hauptterrasse, welche vom Rhein abgesetzt wurde, meidet das Gebiet. Ihr südwestlicher Außenrand verläuft etwa entlang der Linie Inden—Aldenhoven—Geilenkirchen (vgl. H. BREDDIN 1955 b, H. W. QUITZOW 1956).

³³) Ein direkter Anschnitt der quartären Sandgewand über Tage besteht z. Zt. offenbar nicht. Der Braunkohlen-Tagebau Zukunft-West bei Eschweiler reicht allerdings mit einem Ausläufer südlich Hehlrath bis auf wenige Meter an die Störungslinie heran. Im Frühjahr 1958 war dort gut zu beobachten, daß die altleistozänen Maaskiese der Tiefscholle in Nähe der Bewegungszone kräftig (mit etwa 15°) gegen dieselbe eingekippt sind.

³⁴) Verschiedentlich wurde gegen diese Messungen der Einwand vorgebracht, daß sich die Möglichkeit einer bergbaulichen Beeinflussung nicht ganz ausschließen ließe.

Feldbiß

Eine fast noch wichtigere Rolle als die Sandgewand spielt im Aachener Raum die Störung des Feldbiß. Diese Verwerfung gibt auf mehr als 30 km streichende Erstreckung die hauptsächlich westliche Bruchbegrenzung der Niederrheinischen Bucht an. Im SE greift das Bruchsystem über einen seitlich etwas versetzten Teilst (Münstergewand) weit ins Schiefergebirge hinein; nach NW setzt es sich über die Maas hinweg bis nach Belgien fort. Der Verwurf nimmt vom Gebirge nach dem Vorland zu. In der Gegend von Herzogenrath macht die Sprunghöhe bezogen auf die Basis des Tertiärs rund 150 m aus, bei Eygelshoven 130 m, bei Brunssum 300 m, und bei Sittard mehr als 400 m. Weiter im NW ermäßigen sich die Sprunghöhen wieder. Die Absenkbewegung am Rande des Rurtal-Grabens verlagert sich nun mehr auf begleitende Bruchstrukturen (Geleen-Störung und Heerlerheide Störung; vgl. L. U. DE SITTER 1942, 1949).

Auch beim Feldbiß wurde das Bestehen eines Quartär-Verwurfes seinerzeit bereits von E. HOLZAPFEL (1904) erkannt. Im Gebiet südöstlich des terrassenfreien Pliozän-Rückens vom Ubagsberg (bei Heerlen) läßt sich überall ein deutlicher Versatz der hier weit verbreiteten Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse feststellen. Bei Würselen und Bardenberg gehen diese Kiese am Feldbiß 20-25 m, nordwestlich Herzogenrath 30 m, und bei Eygelshoven nach J. W. R. BRUEREN (1945) knapp 20 m in die Tiefe. Die Mächtigkeit der altpleistozänen Kiesaufschüttung erweist sich, genau wie an der Sandgewand (s. o.), durch die quartäre Schollenverschiebung nicht beeinflusst; die Bewegung ist eindeutig post-sedimentär. Nordwestlich des Pliozän-Rückens vom Ubagsberg sind etwas jüngere Maas-Kiese des Talniveaus von St. Geertruid (etwa der Jüngeren Hauptterrasse entsprechend) am Feldbiß bei Bingelrade-Hillensberg 30-40 m verstellt. Bildungen der Älteren Hauptterrasse kennt man in diesem Gebiet auf dem gehobenen Verwerfungsflügel nicht; auf dem gesunkenen Flügel kommen aber wahrscheinlich Schichten vom Alter des Praetiglien (Brüggen-Kaltzeit) im Untergrund der Jüngeren Hauptterrasse vor (H. BREDIN 1955 b, W. H. ZAGWIJN 1959). Das älteste Pleistozän dürfte demnach erheblich stärker verworfen sein als das Niveau von St. Geertruid. Westlich von Sittard, wo der Feldbiß in das jungpleistozäne Tal der Maas eintritt, kann man nach J. I. S. ZONNEVELD (1949) längs der Verwerfungslinie eine tektonische Terrassenkreuzung zwischen den Maas-Niveaus von Caberg-Lutterade (entspricht etwa Zone von Veghel) und Gronsveld-Amby (Zone von Horn) beobachten, welche auf ein spät-riß-eiszeitliches oder eem-interglaziales Absinken der Nordscholle um maximal 15 m hinweist.

Daß der Feldbiß zu den noch in jüngster Zeit in Bewegung befindlichen Bruchstrukturen der Niederrheinischen Bucht gehört, muß man aus dem Auftreten der beiden Herzogenrather Erdbeben vom Jahre 1873 und 1877 schließen, die ihren Herd nach A. V. LASAULX (1874, 1878), F. NENNSTIEL (1930) u. a. ziemlich eindeutig an dieser großen Verwerfung hatten.

Heerlerheide (Richtericher) Störung

Im SW ist dem Feldbiß im Abstand von 3-5 km ein wichtiger Parallelbruch vorgeklagert, den man im Aachener Raum als Richtericher (auch Horbacher) Störung, in Süd-Limburg als Störung von Heerlerheide bezeichnet. Die Struktur erlangt besonders im Untergrund des Maas-Tales und westlich davon große Bedeutung, wo sie den Verwurf des hier auskeilenden Feldbiß übernimmt. Im belgischen Gebiet trägt die Verwerfung den Namen „Faille de Rothem“ (A. GROSJEAN 1937).

Seit langem beachtet und in zahlreichen Veröffentlichungen diskutiert (z. B. bei J. E. MULLER 1945, L. U. DE SITTER 1942) wurde die besondere Rolle, welche die Heerlerheide Störung für die Lagerung und Verbreitung der Oberen Kreide und des ältesten Tertiärs im Aachener Gebiet und in Süd-Limburg spielt. Sie stellt für diese Formationen eine bedeutsame Begrenzungsstörung dar: Bildungen des Senons, Paleozäns und z. T. auch Unter-

Oligozäns sind lediglich auf dem heute hochliegenden südwestlichen Verwerfungsflügel in größerer Mächtigkeit vorhanden; auf dem tiefliegenden nordöstlichen Flügel fehlen sie oder erreichen nur eine höchst unbedeutende Stärke. Eine befriedigende Erklärung dieses Tatbestandes ist nur dann möglich, wenn man für die Zeit der Oberen Kreide und des älteren Tertiärs an der Heerlerheide Störung Aufschiebungs-Bewegungen annimmt, die ein (relatives) Aufsteigen der heutigen Tiefscholle (im NE) bzw. ein Absinken der heutigen Hochscholle (im SW) um 100-150 m mit sich brachten, also einen typischen „Umkehrverwurf“. Erst mit dem Mittleren und insbesondere dem Oberen Oligozän kommt es zu „normal“ gerichteten Abschiebungs-Bewegungen, welche in der Folgezeit, örtlich bis ins Quartär hinein, andauerten und mit einem stetigen Absinken der dem Rurtal-Graben zugewandten nordöstlichen Scholle das heute gewohnte Bild schufen. Die gegenwärtige Sprunghöhe an der Basis des Oligozäns macht bei Horbach mindestens 60 m aus, bei Heerlen 70-100 m, und bei Oirsbeek-Amstenrade 170-190 m (vgl. J. E. MULLER 1945).

Im Vergleich zu dem beträchtlichen Tertiär-Verwurf ist der Quartär-Verwurf der Heerlerheide Störung nicht sehr bedeutend. Nordwestlich von Aachen bei Richterich und Horbach erweisen sich die Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse durch post-sedimentäre Bruchbewegungen um 10-15 m verstellt, im anschließenden niederländischen Gebiet bei Heerlerbaan (südöstlich Heerlen) maximal 18 m (vgl. J. W. R. BRUEREN 1945). Jenseits des terrassenfreien Pliozän-Rückens vom Ubagsberg, im Raume Oirsbeek-Amsterade, wo die tertiäre Heerlerheide Störung ihren größten Verwurf erreicht (s. o.), sind die Maas-Kiese des Niveaus von St. Geertruid (Jüngere Hauptterrasse) merkwürdigerweise überhaupt nicht oder nur wenige Meter versetzt. Die quartäre Krustenbewegung muß sich hier weitgehend auf benachbarte Sprünge, vor allem wohl auf den Feldbiß, verlagert haben. Im weiteren Fortstreichen nach NW kehrt die Bewegung allerdings wieder auf die ursprüngliche Fuge zurück; denn im Maas-Tal ist längs der Heerlerheide Störung nach J. I. S. ZONEVELD (1949) ein undeutlicher Verwurf des riß-eiszeitlichen Schotterniveaus von Caberg zu erkennen (max. 7 m) und auf belgischem Gebiet bedingt die „Faille de Rothem“ überall einen ganz erheblichen Versatz des Altpleistozäns (A. GROSJEAN 1942).

Mit dem Feldbiß und der Heerlerheide Störung ist die westliche Begrenzung des känozoischen Hauptsenkungsfeldes der Niederrheinischen Bucht erreicht. Bezeichnenderweise findet man jenseits dieses wichtigen Randbruch-Systems in Süd-Limburg nur noch höchst unbedeutende und meist auf den lokalen Rahmen beschränkte quartäre Schollenzerbrechungen. Die Sprunghöhen der vereinzelt auftretenden „fortlebenden“ Verwerfungen übersteigen an keiner Stelle den Betrag von 5-10 m, wie vor allem die Untersuchungen J. W. R. BRUEREN's (1945) zeigen. In der Regel erweisen sich besonders die Schotterterrassen des Altpleistozäns von der Bruchverstellung betroffen. Nach Beobachtungen BRUEREN's dürften einige dieser Brüche syndementär während der Kiesaufschüttung entstanden sein.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen an den Westlichen Randstaffeln. Die großen Querstörungen des Aachener und Süd-Limburger Steinkohlengbietes waren schon sehr früh bewegt, vermutlich bereits im ersten, unmittelbar auf die asturische Faltung folgenden Zerblockungsstadium. Vielleicht reichen lokale Bewegungsimpulse an den Sprüngen auch noch weiter zurück, denn schon die Schüttung unternamurischer Konglomerate erfolgte nach C. HAHNE & G. SEIDEL (1937) bevorzugt in solche Gebiete, die später als Grabenzonen hervortraten.

Genauer weiß man freilich erst über die post-varistische Bruchtektonik. Vor allem in Süd-Limburg wurden hierüber eingehende Untersuchungen angestellt, besonders von L. U. DE SITTER (1942) und J. E. MULLER (1945). Am Feldbiß und an der Heerlerheide Störung läßt sich in der Gegend von Sittard und westlich davon ein Verwurf von einigen hundert Metern Höhe feststellen, der während und nach Ablagerung der Trias und des Lias, aber vor Ausbildung der Oberkreide eingetreten sein muß, d. h. vermutlich im Zusammenhang mit der jung-kimmerischen Gebirgsbildung STILLE's. Man

darf annehmen, daß sich zeitlich entsprechende Schollenverschiebungen auch in anderen Teilbereichen der Westlichen Randstaffeln ereignet haben, so z. B. im Aachener Gebiet; wegen des Fehlens der triassischen Deckschichten lassen sie sich dort aber nicht sicher belegen. Die jungkimmerischen Bewegungen brachten an den Staffelstörungen allgemein ein Absinken der nordöstlichen Schollen mit sich und damit ein treppenförmiges Absteigen des Gebirges zum Rurtal-Graben in ähnlicher Weise, wie wir es vom heutigen tektonischen Bild gewöhnt sind.

Im auffallenden Gegensatz hierzu kam es im Zeitraum der Oberen Kreide und des ältesten Tertiärs (Untersenon bis Eozän) während der laramischen Gebirgsbildung zu einer völligen Umkehr der Bewegungstendenz: In dieser Epoche stieg der Rurtal-Graben im Verhältnis zu seinen südöstlichen Randgebieten empor. Längs den präexistenten Störungsflächen bildeten sich Aufschiebungen von teilweise beträchtlicher Sprunghöhe aus, insbesondere an der Heerlerheide Störung (s. o.) und an der Störung von Benzenrade. Am Feldbiß sind aus jener Zeit keine größeren Deckgebirgsverwürfe nachzuweisen, aber im Karbon findet man in der Sprunzone kleintektonische Aufschiebungen und Schleppungserscheinungen (F. HEYBROEK 1947), die auch hier auf eine zeitweilige Aufwärtsbewegung der heutigen Tiefscholle infolge NE-SW gerichteter Druckbeanspruchung schließen lassen.

Die laramischen Bewegungen werden von einer bruchtektonisch verhältnismäßig ruhigen Periode gefolgt, welche nach J. E. MÜLLER (1945) bis in das Untere und wahrscheinlich auch noch bis in das Mittlere Oligozän reicht.

Erst im Oberen Oligozän und ganz besonders an der Wende zum Miozän stellen sich erneut kräftige Verschiebungen an den Sprüngen ein, welche jetzt wieder den alten, kimmerischen Bewegungssinn aufweisen. Am Feldbiß ging der nordwestliche Verwerfungsflügel auf der Strecke zwischen Brunssum und Sittard noch vor Ablagerung des Miozäns um rund 200 m in die Tiefe, an der Heerlerheide Störung um mindestens 50 m.

Im Miozän setzt sich die Bewegung im gleichen Stil fort, wenn auch in stark abgeschwächtem Maße, denn der in dieser Zeitspanne aufgerissene Verwurf dürfte am Feldbiß nicht den Betrag von 50 m überschreiten. Vermutlich ist die Verschiebung vor allem im höheren Miozän erfolgt. Zwei Braunkohlenflöze im unteren Teil der miozänen Schichtfolge (nach H. BREDDIN 1950, 1952 und W. H. ZAGWIJN 1959 die Teilflöze Frimmersdorf und Morken der Hauptflözgruppe) zeigen zu beiden Seiten der Verwerfung ungefähr den gleichen Abstand und die gleiche Mächtigkeit, so daß während ihrer Ablagerung kaum Bruchverschiebungen anzunehmen sind.

Erst das Pliozän bringt eine wesentliche Aktivierung der Bruchtätigkeit. Da die pliozäne Kieseloolith-Formation nur auf den stärker abgesunkenen Schollenteilen nordöstlich von Feldbiß und Sandgewand in einiger Vollständigkeit erhalten ist, lassen sich die an sie geknüpften Bruchbewegungen hinsichtlich ihrer Stärke und Zeitlichkeit nur abschätzen. Am Feldbiß dürfte der während und sogleich nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten eingetretene Verwurf stellenweise mehr als 100-150 m betragen.

Die pleistozänen Bruchverschiebungen entsprechen im Bewegungssinn den jungtertiären. Zeiten tektonischer Ruhe wechseln mit solchen erheblich gesteigerter Bruchtätigkeit. Besonders hervorzuheben ist, daß die Westlichen Randstörungen im Gegensatz zu anderen „fortlebenden“ Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht während der Aufschüttung der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse (genauer der Maas-Niveaus von Noorbeek-Margraten und St. Geertruid-Pietersberg) keine stärkeren Bewegungen erlebten. Die Schollenverschiebungen vollzogen sich vielmehr in der Hauptsache intersedimentär zwischen den beiden altpleistozänen Akkumulationsphasen³⁵⁾ und post-

³⁵⁾ Vermutlich sind die hier angeführten intersedimentären Schollenverstellungen mit Schuldaran, daß die Maas in der Zeit zwischen der Aufschotterung der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse ihren alten, südöstlich am Ubagsberg bei Heerlen vorbeiführenden Lauf verließ und den auch heute noch beibehaltenen nördlichen Weg einschlug.

sedimentär nach Bildung der jüngeren (günz-eiszeitlichen) Kiesstufe. Die letzteren Bewegungen besitzen wohl größtenteils ein prä-riß-eiszeitliches Alter, jedoch sind am Feldbiß und an der Heerlerheide Störungen auch noch Verstellungen von riß-eiszeitlichen Maas-Terrassen nachzuweisen.

Geodätische Messungen, etwa die von H. PAUS (1932) an der Sandgewand ausgeführten Nivellements, und Erdbeben deuten an, daß die Verschiebungen an den Westlichen Randschaffeln auch in der Gegenwart noch nicht voll zur Ruhe gekommen sind.

E. Allgemeines tektonisches Bild

I. Der Formenschatz der jungen Tektonik

Die im Quartär „fortlebende“ germanotype Gebirgsbildung der Niederrheinischen Bucht hinterließ tektonische Bauformen, die in genetischer Hinsicht enge Beziehungen aufweisen, deren äußeres Bild aber unter Umständen erheblich voneinander abweicht. Einerseits finden wir weiträumige Schichtverbiegungen, Schollenschragstellungen und trogförmige Einmündungen, die überwiegend bruchlos vor sich gingen; zum anderen räumlich eng begrenzte, an einer oder mehreren lokalisierten Einzelflächen sich abspielende Bruchverschiebungen.

Vor allem die letzteren, die Schichtzerbrechungen, sollen uns hier beschäftigen. Schon jetzt sei vorausgeschickt, daß es sich bei den echten (endogen-tektonischen) quartären Brüchen unseres Gebietes ausnahmslos³⁶⁾ um normale Verwerfungen (Sprünge) mit vertikaler oder sehr steil abschiebender Komponente, d. h. um Elemente einer Ausweitungstektonik handelt.

Wo der Bau der Sprungzone in Tagesaufschlüssen genauer zu beobachten ist, stellt sich diese gewöhnlich als ein scharfer Schnitt mit eng begrenztem Salband und deutlich erkennbarer Bewegungsfläche dar. Die Gleitbahn fällt steil in Richtung der abgesunkenen Scholle ein, zumeist mit 60–70°³⁷⁾, also kaum anders als die Sprungflächen im älteren, vorquartären Gebirge auch (vgl. H. G. J. SAX 1946, A. PILGER 1956, W. PRANGE 1958). Weiter ausgedehnte Schleppungszonen oder flexurartig ausgebildete Bewegungsformen kommen verhältnismäßig selten vor, was wohl z. T. auf die Materialzusammensetzung der quartären Sedimente (vorherrschend grobe Sande und Kiese) zurückzuführen ist. Bei größeren Sprüngen ist die Bewegungsbahn oftmals mit plastischem Störungston verschmiert. Der Abschiebungsvorgang wird dadurch erleichtert und das Nebengestein weniger in Mitteleidenschaft gezogen. Auf den Ablösungsflächen des Störungstones finden sich nicht selten Harnischbildungen. Die Art der Riefung zeigt in allen bisher beobachteten Fällen ein eindeutiges Vorherrschen der vertikalen Bewegungskomponente an. In Nachbarschaft der Störzone sind die Sedimente gelegentlich durch Brauneisen-Inkrustationen verfestigt. Größere Gerölle lassen eine Einregelung in die Bewegungsrichtung erkennen. Sowohl auf der Liegend- als auch auf der Hangendseite wird die Hauptfuge von Kleinverwerfungen und Klüften begleitet. Auf seiten der abgesunkenen Scholle sind die Begleitflächen meist antithetisch angeordnet (in Form von sog. „Böschungssprüngen“). Es wird dadurch die Herausbildung schmaler asymmetrischer Muldengraben (Adventiv-Gräben) begünstigt, welche die Verwerfungsstufen oft auf kilometerweite Entfernung begleiten. Solche „Einmündungszonen“ auf den Rändern der Tiefschollen sind für die großen quartären Sprünge der Niederrheinischen Bucht besonders kennzeichnend (vgl. Abb. 12 u. 15). Ihre Genese ist

³⁶⁾ Vom kleintektonischen Bereich sei hier abgesehen, denn durch besondere Umstände wird es auch in einem Gebiet mit regional dehnender Krustenbeanspruchung örtlich zu mancherlei Presungserscheinungen kommen, welche sich im Bild der Kleintektonik niederschlagen.

³⁷⁾ Insgesamt 37 vom Verf. im Übertageaufschluß beobachtete größere quartäre Sprünge ordnen sich nach der Steilheit ihres Einfallens wie folgt: 0–57° = 0, 58–62° = 8, 63–67° = 10, 68–72° = 10, 73–77° = 4, 78–82° = 3, 83–90° = 2.

eng mit der Entstehung der Sprünge als tektonische Ausweitungsformen verknüpft. Offene Spalten und Hohlräume, welche an den Bruchflächen bei einem Stocken des Abschiebungsvorganges infolge der anhaltenden tangentialen Dehnungsbeanspruchung aufreißen, vermögen sich im Lockergebirge nicht zu halten, sondern sie werden im selben Maße, wie sie entstehen, durch ein Nachsacken der Hangendschichten geschlossen (vgl. auch W. PRANGE 1958). Die „Einmuldungszonen“ auf den Rändern der Tiefschollen sind nichts anderes als die Reaktion der überlagernden Gesteinsserien auf den unterirdischen Ausgleich solcher tektonisch bedingter Massendefizite. Man kann sie somit als einen Indikator für besonders lebhaft Krustendehnung auffassen.

Das Ausmaß der quartären Schollenverstellung ist recht unterschiedlich. Dies gilt sowohl für einen Vergleich der verschiedenen Verwerfungslinien untereinander als auch für ein und dieselbe Sprungzone, bei welcher sich der quartäre Verschiebungsbetrag im Streichen schnell ändern kann. Die größten quartären Sprunghöhen beobachtet man an den Störungen am Westabfall der Ville gegen das Erft-Becken (Horremer Sprung in der Gegend südlich Ichendorf: bis zu 120 m) und am Bruchrand des Horstes von Brüggens-Erkelenz (Peel-Horst) gegen den Rurtal-Graben (südlicher Peel-Randbruch in der Gegend von Roermond: mehr als 175 m). Daneben finden sich Verwerfungen aller Zwischengrößen bis zu Meterbeträgen herab und darunter. Ebenso uneinheitlich wie die Höhe des Verwurfes ist die streichende Ausdehnung der jungen Störungen. Manche, besonders die stärker verwerfenden, lassen sich auf Zehner von Kilometern verfolgen, andere hingegen heben sich bereits nach kurzer Wegstrecke wieder heraus. Bei den länger aushaltenden Verwerfungslinien ergibt die genauere Untersuchung vielfach, daß es sich hier nicht um eine durchgehende Einzelstörung handelt, sondern um ein System von sich einander ablösenden und gegeneinander fiederförmig versetzten Teilästen.

Im Streichen folgen die „fortlebenden“ Störungen des Niederrheingebietes immer wieder bestimmten Richtungen, die man nach der Reihenfolge ihrer Bedeutung zu nachstehenden Richtungssystemen ordnen kann:

System 1	NW-SE	(125-155°)	„niederrheinisch“
System 2	NNW-SSE	(165-175°)	„eggisch“
System 3	WNW-ESE	(95-120°)	„herzynisch“
System 4	NNE-SSW	(5-15°)	„rheinisch“
System 5	SW-NE	(50-80°)	„erzgebirgisch“

Die fünf Bruchsysteme sind zeitlich im wesentlichen gleichwertig; ein gegenseitiges Versetzen konnte bisher nicht beobachtet werden. Es handelt sich um dieselben Störungsrichtungen, die auch im Tertiär und Prätertiär eine wichtige Rolle spielen (vgl. G. SEIDEL 1938, H. G. J. SAX 1946, A. PILGER 1956, u. a.). Ganz offensichtlich liegt eine Vorzeichnung zugrunde. Wie Mauerrisse in ihrem zackigen Verlauf die unter Putz verborgene Backsteinstruktur zu erkennen geben, so schimmert in den Richtungen des jungen Verwerfungsnetzes der Gefügeplan des tieferen Untergrundes durch.

Das NW-SE System ist bei weitem am stärksten verbreitet („Niederrheinisches Hauptbruchsystem“). Es geht in seiner ersten Anlage wohl auf die Querrichtung (Reißfugen-Richtung) des varistischen Gebirges zurück (vgl. A. PILGER 1956), denn das maximale Streichen dieser Störungen liegt mit rund 140° ziemlich genau senkrecht auf der Richtung der varistischen Faltenzüge. Gelegentlich treten zwei oder mehr Nebenmaxima auf, die sich im spitzen Winkel schneiden.

Nur gebietsweise häufig sind dagegen das NNW-SSE System und das WNW-ESE System, z. B. in der Gegend westlich von Bonn oder im Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet. In anderen Teilbereichen der Bucht machen sich beide Systeme dadurch bemerkbar, daß Sprünge des Hauptbruchsystems oft recht unvermittelt und meist nur auf kürzere Erstreckung in eine „herzynische“ oder „eggische“ Streichrichtung einlenken. Be-

sonders deutlich beobachtet man dies am Rurrand-Peelrand-Bruch. Im varistischen Gefügeplan kommt den oben genannten Richtungen die Rolle des diagonalen Scherflächenpaares (MOHR'sches Flächenpaar) zu, an dessen großtektonischer Ausgestaltung sich im Ruhrkarbon vor allem die Blattverschiebungen beteiligen (A. PILGER 1956). Manche Autoren, so G. SEIDEL (1938), führen das gebietsweise häufigere Vorkommen von WNW-ESE Störungen in der Niederrheinischen Bucht auch auf eine Vorzeichnung durch Strukturen des kaledonisch konsolidierten Untergrundes zurück. Wo letzterer näher an die Oberfläche kommt, soll das „herzynische“ Richtungselement besonders ausgeprägt sein. Man schließt aus der auffallenden Häufung der WNW-ESE Störungen im Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet auf einen östlichen Ausläufer des Brabanter Massivs, welcher als unterirdische Schwelle bis in die Gegend von Düsseldorf durchzieht³⁸⁾.

Unerwartet schwach vertreten ist im Untersuchungsgebiet das NNE-SSW System. Namentlich im Kreuzungsbereich der Bucht mit der alten NS-Senke der Eifel sollte man eigentlich einen stärkeren Einfluß dieser „rheinischen“ Richtung i.e.S.³⁹⁾ erwarten. Wie ein Blick auf die beigefügte Übersichtskarte zeigt, beschränken sich die NNE-SSW gerichteten Bruchelemente jedoch hauptsächlich auf kurze Verbindungsstücke zwischen den großen NW-SE streichenden Staffelsprüngen, so etwa am Westabfall der südlichen und mittleren Vile. Entsprechendes gilt für das SW-NE System, welches in seiner ersten Anlage auf die streichende Störungsrichtung (hOl-Flächen nach SANDER) des varistischen Gebirges zurückgeht. Die beiden letztgenannten Richtungssysteme sind in der Feintektonik der tertiären und quartären Grabenfüllung der Niederrheinischen Bucht stellenweise ziemlich häufig (vgl. W. PRANGE 1958). Wenn eine Ausgestaltung zu größeren Brüchen trotzdem selten erfolgt ist, so kann das nur daran liegen, daß der allgemeine Beanspruchungsplan der jungen Gebirgsbildung hierfür wenig Möglichkeit bot (s. unten).

Wie bereits angedeutet, halten sich die einzelnen Verwerfungen nicht streng an eine bestimmte Hauptrichtung, sondern sie pendeln um dieselbe oder schwenken z. T. mehrfach hintereinander in ein neues Richtungssystem ein. Es entsteht dadurch ein geschlängelter Verlauf durch das Gebirge, oder, falls das Einlenken sehr plötzlich vor sich geht, ein Knick bzw. ein Hacken im Verlauf des Sprunges, der manchmal fast einen rechten Winkel einschließt. Für das Ruhrgebiet konnte A. PILGER (1956) zeigen, daß die Hackenbildung von Sprüngen oft in Nähe eines Sattelkernes oder einer anderen intensiv verfalteten varistischen Struktur auftritt. Auch das Aufsplittern oder Versetzen großer Querstörungen fällt häufig mit solchen Faltenstrukturen zusammen. Vielleicht darf man etwas Ähnliches bei den nach oben durchgepausten Bruchzonen der Niederrheinischen Bucht vermuten. Auffallend ist z. B., daß zwei wichtige Aufsplittungszonen des Rurrandes (bei Oberzier-Niederzier und Jülich) genau in Verlängerung der Venn-Überschiebung und der Aachener Überschiebung liegen (vgl. hierzu die Karte G. FLIEGEL's 1922 vom Untergrund der Niederrheinischen Bucht).

II. Der quartäre Beanspruchungsplan

Der Formenschatz der quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht deutet in seiner Gesamtheit auf eine regional dehnende Krustenbeanspruchung, wobei die größte Krustenausweitung in SW-NE Richtung (50°) anzunehmen ist, quer zum maximalen Störungstreichen (140°). Eine Abschätzung der Größenordnung dieser

³⁸⁾ Hierfür spricht z. B. auch das Vorkommen kambrosilurischer Gerölle in mitteldevonischen Konglomeraten des Schwarzbach-Tales östlich Düsseldorf (vgl. K. ROTHHAUSEN 1958, R. TEICHMÜLLER 1956) sowie die kräftige positive Anomalie des erdmagnetischen Feldes im Raume südwestlich Erkelenz (vgl. H. REICH 1926).

³⁹⁾ Man hat in der Niederrheinischen Bucht vielfach das NNW-SSE und das NNE-SSW System zu einer „rheinischen“ Richtung i.w.S. zusammengefaßt, was hier jedoch nicht geschehen soll; denn es handelt sich tatsächlich um etwas Verschiedenes.

Ausweitung nach den Lagerungsverhältnissen der Hauptterrassen-Schichten (entsprechend den Tafeln II-V) und bei Zugrundelegung eines mittleren Einfallwinkels der Sprünge von 65° (s. oben) führt zu nachstehenden Werten^{39a)}:

Endpunkte und Länge des betrachteten Krustenstreifens	Krusten-Ausweitung		
	seit Beginn der HT-Zeit	seit Ende der HT-Zeit	während der HT-Zeit
Maastricht—Viersen (67 km)	180 m	80 m	100 m
Aachen—Köln (65 km)	150 m	80 m	70 m
Nideggen—Sehtem (36 km)	90 m	50 m	40 m

Wenn man einen kontinuierlichen Ablauf des Ausweitungsvorganges voraussetzt (wofür allerdings wenig Anhaltspunkte bestehen), wären das umgerechnet etwa 0,1–0,3 mm pro Jahr, um welche die „Grabenschultern“ des Senkungsfeldes im Eiszeitalter auseinander wichen⁴⁰⁾. Es bedarf also — selbst wenn man längere Ruhepausen in Rechnung stellt — keiner ungewöhnlich hohen tangentialen Bewegungsbeträge, um das tektonische Geschehen zu erklären.

Neben der Krustenausweitung in SW-NE Richtung, die sich in ihren Wirkungen speziell auf das Einbruchgebiet der Niederrheinischen Bucht konzentriert, war in quartärer Zeit im gesamten westdeutschen Raum eine kräftige epirogene Heraushebung wirksam. Diese Hebung erweist sich am stärksten im zentralen Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. Nach NW zum Vorland hin schwächt sie sich ab und in den Niederlanden und im nordwestdeutschen Küstenbereich steht der Landhebung eine verbreitete Landsenkung gegenüber. Es resultiert daraus eine allgemeine Schrägstellung der „Westdeutschen Großscholle“ nach NW (H. QUIRING 1926), welche in erster Linie für die nachträgliche starke Überhöhung des Längsgefälles aller älteren Terrassen der quer zur Hebungsachse strömenden Flußläufe verantwortlich zu machen ist. Am Mittel- und Niederrhein (bis zur Mündung) beläuft sich das vertikale Ausmaß der quartären Verstellung insgesamt auf fast 800 m (H. W. QUITZOW 1959). Wie aus dem Längsprofil der Rheinterrassen hervorgeht, muß die großräumige Schollenkipfung ihren Höhepunkt in der Mindel-Eiszeit und im Mindel/Riß-Interglazial erreicht haben, vor Ablagerung der Unteren Mittelterrasse (vgl. K. KAISER 1956, 1957, 1961, H. W. QUITZOW 1959).

Im Einbruchgebiet der Niederrheinischen Bucht entwickelt sich im Zusammenhang mit der nach NW einkippenden Bucht-Großscholle eine zusätzliche NW-SE gerichtete Dehnungsbewegung, der die vor allem in der Feintektonik hervortretenden 50–80° streichenden Zugbrüche ihre Entstehung bzw. ihr Wiederaufleben verdanken. Diese zusätzliche Krustenausweitung steht jedoch der vorerwähnten Hauptausweitung in SW-NE Richtung im Ausmaß beträchtlich nach.

Für eine weiträumige Krusteneinengung finden sich im Quartär des untersuchten Gebietes keinerlei Hinweise. Auch die neuerdings von N. A. DE RIDDER & G. J. LENSEN (1960) geäußerte Ansicht, daß ein bedeutsamer Teil der Schollentektonik des Niederrheingebietes — insbesondere des Peel-Gebietes — auf horizontale Verschiebungen längs der Störungsflächen zurückgeht, findet in den Geländebeobachtungen keine Stütze. Gegen eine derartige Auffassung der „fortlebenden“ Brüche als Blattverschiebungen spricht schon ihr unregelmäßig-hackenförmiger Verlauf, noch eindeutiger aber die in den Störungsaufschlüssen immer wieder zu beobachtende $\pm$ vertikale Richtung der Harnischstriemung.

^{39a)} Bei den angegebenen Zahlenwerten handelt es sich um Mindestbeträge; denn man muß wohl annehmen, daß ein Teil der regionalen Krustendehnung schon innerhalb des Schichtverbandes durch eine allgemeine Lockerung des Sedimentgefüges aufgefangen wird.

⁴⁰⁾ Es wurde dabei ein Alter der jüngeren Hauptterrasse von rund 390 000 Jahren zugrunde gelegt (vgl. J. FRECHEN 1959, S. 364).

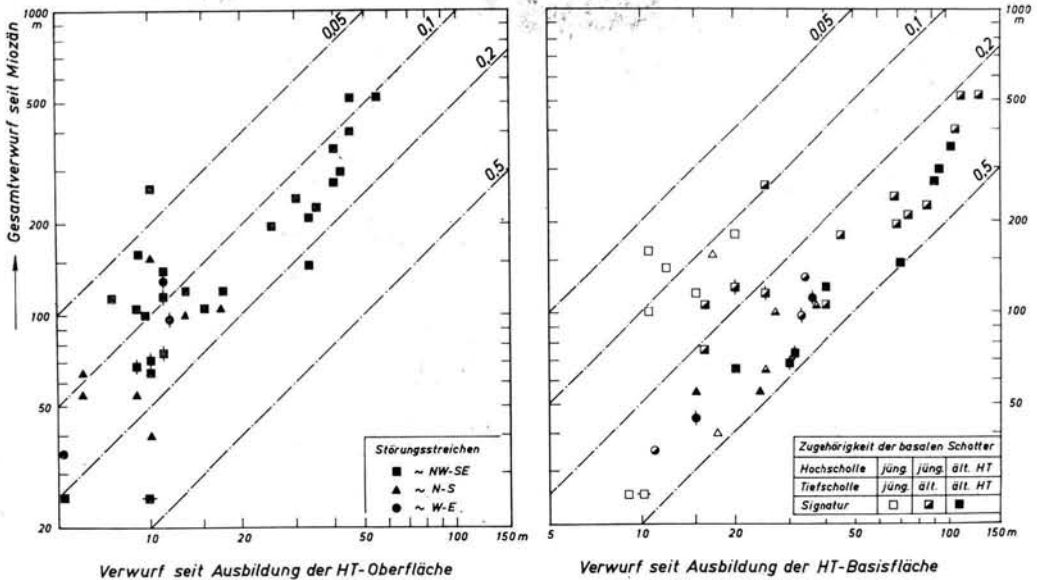


Abb. 23. Die Beziehung zwischen der quartären Sprunghöhe „fortlebender“ Verwerfungen und ihrem post-mittelmiozänen Gesamtverwurf. Störungen nach ihrer Streichrichtung und der stratigraphischen Zugehörigkeit der verworfenen Schotter aufgegliedert. (HT = Hauptterrasse).

Der quartäre Bewegungsanteil steigt mit dem Alter der verworfenen Bezugsfläche an und liegt i. allg. zwischen einem Zwanzigstel (0,05) und der Hälfte (0,5) des Gesamtverwurfes. Keine Abhängigkeit von der Störungsrichtung erkennbar.

Mit der Kenntnis der Kinematik der quartären Bruchbildung erhebt sich die Frage nach der Natur der Kräfte, die eine solche Spannungsverteilung herbeizuführen in der Lage waren. H. CLOOS (1939) hat den aufsteigenden Großraum als „Rheinischen Schild“ dargestellt, der sich zu einem weitgespannten Gewölbe aufbog und in seinem First infolge der hier wirksamen Zerrung die Niederrheinische Bucht einbrechen ließ. Demgegenüber hat H. QUIRING (1926) die Bucht als Zerrungsgelenk auf der Naht zweier Teilschollen der „Westdeutschen Großscholle“ mit etwas voneinander abweichenden Einzelbewegungen aufgefaßt. Welcher der beiden Deutungen der Vorzug zu geben ist, soll hier nicht entschieden werden.

Der oben skizzierte Beanspruchungsplan der quartären Bruchbildung stimmt in großen Zügen mit dem bereits während des Jungtertiärs am Niederrhein herrschenden Spannungszustand überein. Wie vielerorts festzustellen ist, zeichnet die „fortlebende“ Tektonik lediglich den in der Tiefe vorhandenen, zumeist wesentlich schärfer ausgeprägten Bruchbau des Jungtertiärs nach. Hierbei bleibt der generelle Baustil stets — manchmal sogar in allen Einzelheiten — gewahrt. Die quartären Bruchverschiebungen vollziehen sich im gleichen relativen Richtungssinn wie die tertiären und bedienen sich fast ausnahmslos bereits bestehender Gleitfugen. Auf diese Weise summiert sich an den Störungen der quartäre Verwurf zum schon vorhandenen tertiären Verschiebungsbetrag. Das Verhältnis beider kann als ein Maß für die Jugendlichkeit einer Verwerfung angesehen werden. Wie die Zusammenstellung in Abb. 23 zeigt, liegt der quartäre Bewegungsanteil in der Regel zwischen einem Zwanzigstel und der Hälfte des post-mittelmiozänen Gesamtverwurfes. Störungen, bei denen der quartäre Verwurfsbetrag mehr als die Hälfte des Gesamtverwurfes ausmacht, findet man verhältnismäßig selten; solche, bei denen gar der gesamte Verwurf erst in quartärer Zeit aufgerissen wäre, praktisch überhaupt nicht⁴¹⁾. Entgegen früheren Anschau-

41) Die Abschiebungen im kleintektonischen Bereich bleiben hier außer Betracht.

ten (vgl. z. B. G. FLIEGEL 1922) zeigt die quartäre Bruchtektonik im Vergleich zur tertiären auch keine Bevorzugung eines bestimmten Richtungssystems (vgl. Abb. 23).

Man ist nach allem also nicht berechtigt, am Niederrhein von einer selbständigen quartären Gebirgsbildung zu sprechen. Die jungtertiären und quartären Bruchbewegungen gehören kinematisch gesehen demselben einheitlichen Vorgang an. Auch in zeitlicher Hinsicht ist eine Trennung nicht so eindeutig durchzuführen, wie es bei einer flüchtigen Betrachtung zunächst den Anschein haben könnte (vgl. Abschnitt E IV). Man faßt beide darum am besten zu einem jungtertiär-quartären Bruchbildungszyklus zusammen. Diesem post-mittelmiozänen tektonischen Zyklus stehen in unserem Gebiet eine Reihe von älteren Bruchbildungszyklen gegenüber, denen teils ein ähnlicher, teils ein vom vorerwähnten stark abweichender Beanspruchungsplan zugrunde liegt. Wir werden auf sie in einem späteren Abschnitt (E IV) noch näher zu sprechen kommen.

III. Zur regionalen Verbreitung der „fortlebenden“ Verwerfungen im weiteren Niederrheingebiet

Die quartären Sprünge zeigen in ihrer regionalen Verbreitung eine auffallende Häufung im mittleren und westlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Namentlich jener langgestreckte Krustenabschnitt, der im W vom Feldbiss und der Heerlerheide Störung, im E von der Viersener Störung und deren struktureller Verlängerung im Kölner und Siegburger Raum („Köln-Viersener Bruchsystem“; vgl. Abschnitt D II) begrenzt wird, birgt praktisch alle wichtigen „fortlebenden“ Verwerfungen. Außerhalb dieser Zone findet man im weiteren Niederrheingebiet nur höchst unbedeutende und meist auf den lokalen Bereich beschränkte quartäre Schollenzerbrechungen. Man könnte die NW-SE streichende und offenbar recht labile Krustenzone als Niederrheinische Hauptbruchfurche bezeichnen. Sie macht sich nicht nur im Quartär bemerkbar. Auch alle größeren Verwerfungen der Tertiärzeit (mit Sprungbeträgen über 100-150 m) und die hauptsächlich kenozoischen Senkungsfelder fallen in das so gekennzeichnete Gebiet (vgl. Abb. 1). Ferner stellt die Furchenzone in historischer Zeit ein Häufungsgebiet von für deutsche Verhältnisse vergleichsweise kräftigen Erdbeben (maximal bis zum Stärkegrad VIII der MERCALLI-SIEBERG-Skala) dar, wie aus den Verbreitungskärtchen bekannter oder vermuteter Epizentren bei A. SIEBERG (1926) und M. SCHWARZBACH (1951) sowie aus eigenen Zusammenstellungen hervorgeht. Der Zusammenhang zwischen der Seismizität und der jungen Tektonik ist am Ostrand der Niederrheinischen Hauptbruchfurche schön zu belegen. Kein gesichertes Beben der Stärke VI oder darüber hat sich in geschichtlicher Zeit in unserem Gebiet östlich der Linie Viersen—Köln—Siegburg ereignet⁴²). Am westlichen Furchenrand sind die Verhältnisse nicht so eindeutig. Hier müssen die kräftigen belgischen Beben (z. B. der Gegend von Tongern und Bilsen) vermutlich auf andere, mehr westöstlich gerichtete Strukturzonen zurückgeführt werden. Diese Frage bedarf noch einer genaueren Untersuchung.

Dagegen darf man aus der erhöhten Seismizität fast des gesamten Mittelrhein-Tales zwischen Bonn und Bingen schließen, daß sich die Niederrheinische Hauptbruchfurche, wenn auch stark abgeschwächt und verflacht, längs des Rheines über das nachweislich noch jung bewegte Neuwieder Becken (vgl. H. W. QUITZOW 1959, K. KAISER 1961 u. a.) bis zum Oberrheintal-Graben fortsetzt. Wenn aus dem Zwischengebiet bisher nur wenig quartäre Bruchtektonik bekannt wurde, so mag das z. T. an der Ungunst der Verhältnisse liegen (geringe Ausdehnung der altpleistozänen Terrassen im Engtal des Rheins), zum anderen aber daran, daß die Bruchverstellungen am Mittelrhein sicherlich weit weniger kräftig waren als in der Niederrheinischen Bucht.

⁴²) Die einzige Ausnahme bildet ein bei A. SIEBERG (1940) angeführtes fragliches Erdbeben vom Jahre 1348, durch welches Kirche und Abtei Altenberg im Bergischen Land Schaden erlitten haben sollen.

IV. Die zeitliche Entwicklung des Bruchschollenbaues

Durch die quartären Bruchbewegungen erweisen sich in der Niederrheinischen Bucht vor allem die altpleistozänen und in geringerem Maße die mittelpleistozänen Ablagerungen betroffen, während man an jungpleistozänen Bildungen gewöhnlich nur in Ausnahmefällen und dann in viel schwächerem Maße als bei den älteren Sedimenten tektonische Lagerungsstörungen feststellt. Das zeigt, daß der „fortlebenden“ Bruchtektonik hauptsächlich ein alt- bis mittelpleistozänes Alter zukommt. Für eine genauere zeitliche Analyse erscheint es zweckmäßig, die quartären Bewegungsvorgänge nicht isoliert zu betrachten, sondern im Zusammenhang mit den kräftigen jungtertiären Schollenverschiebungen, zu denen enge Beziehungen bestehen (vgl. Abschnitt E II).

Vorher sei der jungtertiär-quartäre Bruchbildungszyklus jedoch einigen älteren Bruchphasen gegenübergestellt, die sich in unserem Gebiet an der Zerblockung des varistischen Faltengebirges beteiligen. In Anlehnung an H. BREDDIN (1931), L. U. DE SITTER (1942, 1949), J. E. MÜLLER (1945), A. PILGER (1956) u. a. lassen sich unterscheiden:

- 1) „Spätvaristische“ Bruchbildungsperiode: prä-zechstein-zeitlich, sogleich im Anschluß an die asturische Faltung; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Erstes Aufreißen der großen Querstörungen. Im Ruhrgebiet greift dieses frühe Zerblockungsstadium zeitlich noch etwas in das Faltungsstadium hinein (A. PILGER 1956).
- 2) „Jungkimmerische“ Bruchbildungsperiode: post-liassisch, prä-cenoman; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Kräftige Schollenverschiebungen an prä-existent Störflächen im alten („spätvaristischen“) Bewegungssinne. Aufreißen neuer Bruchstrukturen im Zuge der Eifeler NS-Zone.
- 3) „Laramische“ Bruchbildungsperiode: post-oberkretazisch, prä-mittelo-oligozän; Krusteneinengung in SSW-NNE Richtung. Aufhebungen an vorhandenen Sprungflächen, d. h. völlige Umkehr der früheren Bewegungsrichtung. Aufstieg des Krefelder Gewölbes.
- 4) „Savische“ Bruchbildungsperiode: oberoligozän und post-oligozän, prä-mittelmiozän; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Schollenverschiebungen wieder im ursprünglichen Bewegungssinne (wie unter 1 u. 2). Beginn des Einbruches der Niederrheinischen Bucht in ihrer heutigen Umgrenzung.
- 5) Jungtertiär-quartäre Bruchbildungsperiode: post-mittelmiozän, bis ins Pleistozän (stellenweise bis zur Gegenwart) andauernd; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Schollenverschiebung im gleichen Sinne wie unter 1, 2 u. 4. Höhepunkt und Vollendung des Einbruches der Niederrheinischen Bucht.

Zwischen der vorletzten und der letzten, d. h. der „savischen“ und der jungtertiär-quartären Bruchbildungsperiode ist manchmal kein scharfer zeitlicher Trennungsstrich zu ziehen; denn die Schollenverschiebungen setzen sich an bestimmten Störungen auch während des Mittelmiozäns in kaum verminderter Stärke fort. An den meisten Verwerfungen beobachtet man jedoch im Mittelmiozän eine deutliche Verzögerung, wenn nicht einen völligen Stillstand der Bruchbewegung. Ein gutes Beispiel bietet hier die zentrale südliche Niederrheinische Bucht, wo während der mittelmiozänen Hauptflöz-Zeit in einer sich stetig eintiefenden flachen Delle maximale Kohlemächtigkeiten zur Ablagerung kamen (vgl. R. TEICHMÜLLER 1958). Die antithetisch zu den Flanken dieser Flözdele angeordneten Sprünge (im E etwa der Wiedenfelder Sprung, im W die Störung von Steinstraß und der Rurrand) zeigen deutliche Spuren einer synsedimentären Bewegung zur Zeit der Flöz-bildung, die großen synthetischen Randsprünge am Westabfall der Ville (Horremer Sprung, Quadrather Sprung) dagegen nicht.

Im einzelnen stellt sich der zeitliche Ablauf der jungtertiär-quartären Bruchbildung wie folgt dar: Nach einer Periode verhältnismäßiger Ruhe

im Mittelmiozän (Hauptflöz-Zeit) kam es an vielen Verwerfungen erstmals wieder im höheren Miozän (vor, während und kurz nach Ablagerung der Fischbach-Schichten) zu nicht sehr kräftigen, aber verbreiteten Schollenverschiebungen. Dieselben verstärkten sich im Verlauf des Pliozäns noch während der Sedimentationszeit der Kieseloolith-Schichten und erreichen gegen deren Ende große Heftigkeit. Zieht man zu diesen synsedimentären und intersedimentären Bruchbewegungen der höheren Kieseloolith-Zeit die kräftigen postsedimentären Bewegungen an der Wende Pliozän/Pleistozän hinzu, so kann man hier mit gewissem Recht von der känozoischen Hauptbruchbildung der Niederrheinischen Bucht sprechen (vgl. auch H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955, W. PRANGE 1958); denn in dem genannten Zeitraum entstand an vielen Verwerfungen tatsächlich der Hauptanteil (mehr als die Hälfte) des heute zu beobachtenden känozoischen Gesamtverwurfes. Die Bruchtätigkeit an der Wende Pliozän/Pleistozän war verknüpft mit einer gesteigerten allgemeinen Heraushebung des Gebietes. Überall lagert in den tektonisch gestörten Gegenden das älteste Pleistozän mit kräftiger Diskordanz auf dem prä-quartären Untergrund.

Vielleicht nach einer kurzen Bewegungspause setzt sich dann im Altpleistozän die Differenzierung des Bruchschollenbaues im gleichen Stil wie früher fort. Die Bruchbewegungen dürften von ihrer Heftigkeit zunächst nicht viel eingebüßt haben. Im Gegenteil, wenn man die in der verhältnismäßig kurzen Zeitspanne des Altpleistozäns aufgerissenen Verwerfungsbeträge mit denen der früheren Epochen vergleicht, so gewinnt man sogar den Eindruck, daß bestimmte Teilschollen der Niederrheinischen Bucht ihre optimale Beweglichkeit überhaupt erst im frühen Eiszeitalter erreicht haben⁴³). Das vertikale Ausmaß der prä-mindel-eiszeitlichen quartären Schollenverstellung beziffert sich bei größeren Störungslinien — etwa am Erft-Sprung oder am Rurand abwärts Hückelhoven — auf maximal 80—110 m. Hiervon ist ein großer Teil während der Bildungszeit der Älteren Hauptterrasse (Brüggen-Kaltzeit) eingetreten. Andere wichtige Schollenbewegungen müssen sich kurz vor, schwächere während und vielleicht kurz nach Ablagerung der Tegelen-Schichten (Tegelen-Warmzeit) ereignet haben. Schließlich ist auch noch die Akkumulationszeit der Jüngeren Hauptterrasse (im wesentlichen die Günz-Eiszeit) eine Periode sehr lebhafter Bruchtätigkeit.

Mit dem Ende der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit scheint sich das bruchtektonische Geschehen vorübergehend etwas beruhigt zu haben. Andernfalls wäre es nur schwer verständlich, warum der Rhein sich bei der mit dem Mittelpleistozän beginnenden allgemeinen Talvertiefung ausgerechnet im tektonisch hoch gelegenen östlichen Buchtteil einschneidet. Auch die Maas wählte ihr künftiges Bett recht unabhängig von strukturellen Bau. Doch schon bald darauf, vermutlich erstmalig während der Mindel-Eiszeit, kam es wiederum zu deutlichen Bruchbewegungen. Sie dürften ihr Maximum gegen Ende der Mindel-Eiszeit und im Mindel/Riß-Interglazial erreicht haben, wo auch die regionale Kippbewegung der „WestdeutschenGroßscholle“ ihren Höhepunkt aufweist (vgl. Abschn. E II). Die vorerwähnten, erst nach der Hauptterrassen-Zeit erfolgten, d. h. post-günz-eiszeitlichen Bruchverschiebungen, welche die meisten der in der heutigen Geländegestalt erkennbaren Formen schufen, kann man ausgehend von der Lagerungsbeeinflussung der während des Drenthe-Stadiums der Riß-Eiszeit gebildeten Sedimente (Untere Mittelterrasse bzw. Zone

⁴³) Es wird hier deutlich, wie schwierig es mitunter sein kann, sich zeitlich auf eine bestimmte Hauptbruchbildung festzulegen. Betrachtet man lediglich den Meterbetrag des während einer bestimmten geologischen Epoche gebildeten Verwurfes ohne Berücksichtigung der absoluten Zeitdauer, die für sein Aufreißen zur Verfügung stand, so wird man die känozoische Hauptbruchbildung der Niederrheinischen Bucht mit Fug und Recht in das Obere Pliozän und die Wende Pliozän/Pleistozän einordnen können, wie das oben geschehen ist und auch von den meisten anderen Autoren so gehandhabt wird. Nimmt man dagegen die Geschwindigkeit der Schollenbewegung als Maß, d. h. rechnet man die Höhe des Verwurfes auf die Zahl der vermutlich zur Verfügung stehenden Jahre um, so ist der Höhepunkt der bruchtektonischen Aktivität eher im älteren Pleistozän zu suchen.

von Veghel, Alterer Löss) in einen prä-riß-eiszeitlichen, einen drenthe-zeitlichen und einen spät- oder post-riß-eiszeitlichen Anteil auflösen. Hiervon sind die beiden älteren Teilbewegungsphasen in der Regel die stärkeren.

Mit dem Beginn des Riß/Würm-Interglazials ist ein deutliches Abklingen der Bruch-
tätigkeit festzustellen. Bildungen des höheren Jungpleistozäns sind an den großen Sprüngen, so am Peel-Randbruch oder an den westlichen Randstörungen der Ville, gewöhnlich nur noch sehr untergeordnet verworfen (meist nur einige wenige Meter).

Möglicherweise gehören die sich hier abzeichnenden Bewegungsimpulse zeitlich zum Teil sogar schon in die Nacheiszeit, wo verschiedene Anzeichen auf ein — wenn auch vielleicht nur unbedeutendes — Wiederaufleben der Bruchtektonik hinweisen. An der Viersener Störung zum Beispiel läßt sich eine schwache, aber gut belegbare spät- oder postwürm-eiszeitliche Bewegungsphase nachweisen, an anderen großen Verwerfungen ist eine solche zu vermuten. Auch die enge Verknüpfung rezenter Erdbeben mit „fortlebenden“ Bruchstrukturen und die Ergebnisse von Feinnivellements sprechen für ein Fortbestehen der tektonischen Bodenunruhe bis in unsere Zeit.

Wie aus der obigen Zusammenstellung hervorgeht, hat es am Niederrhein seit dem höheren Miozän kaum je einen längeren Zeitraum mit völliger tektonischer Ruhe gegeben. Bei der Vielzahl der an den einzelnen Verwerfungen auftretenden Dislokationsphasen könnte man sogar den Eindruck gewinnen, daß es sich bei den jungtertiär-quartären Bruchbewegungen um einen über lange geologische Zeiträume hinweg mehr oder weniger stetig verlaufenden Vorgang handelt. Diese Vorstellung ist jedoch vermutlich nicht richtig; zumindest dann nicht, wenn man nur eine bestimmte Einzelverwerfung betrachtet und nicht die Niederrheinische Bucht als Ganzes. Bei jeder Einzelverwerfung liegt m. E. ein vielfältiger Wechsel zwischen durchschnittlich lebhafter, mehr gesteigerter und erlahmender Bruchaktivität vor. Der gegenwärtige Stand der Erforschung erlaubt es uns noch nicht, dieses Wechselspiel in allen seinen Details zu erfassen. In Einzelfällen läßt sich aber mehrfach erweisen, daß an bestimmten Bruchlinien zu bestimmten Zeiten des Pliozäns und Pleistozäns tatsächlich keinerlei merkliche Bewegungen vor sich gingen, obgleich kurz vorher und auch nachher sehr heftige Dislokationen zu verzeichnen sind. Es erscheint besonders bemerkenswert, daß die verschiedenen Einzelrucke bzw. die dazwischen liegenden Stillstandsphasen an den einzelnen Störungen zeitlich nicht immer übereinstimmen.

In diesem Zusammenhang erhebt sich die Frage, ob man am Niederrhein bei den jungen Krustenbewegungen zwischen epirogenen und orogenen Vorgängen unterscheiden kann bzw. soll. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) haben eine solche Unterscheidung getroffen. Sie fassen die Perioden lebhaft gesteigerter Bruch-
tätigkeit und kräftiger allgemeiner Heraushebung als „kurzfristige Paroxysmen“ einer echten, zeitlich scharf abzugrenzenden orogenen Gebirgsbildung auf, von der sie die „zum großen Teil kontinuierlich während der langen Sedimentationszeiten“ sich vollziehenden epirogenen Bewegungsvorgänge abtrennen. Der Verfasser vorliegender Zeilen ist aber in Anlehnung an J. E. MÜLLER (1945) eher geneigt, dem augenscheinlich aufs engste mit der lange anhaltenden, wenn auch wechselnd lebhaften epirogenen Heraushebung des Westdeutschen Großraumes verknüpften bruchtektonischen Geschehen insgesamt nur den Charakter eines Begleitvorganges dieser Epirogenese zuzuerkennen.

Überlegungen kann man schließlich auch darüber anstellen, ob den tektonischen Erdbeben der maximalen Stärke VIII MERCALLI-SIEBERG, welche in der Gegenwart in der Niederrheinischen Bucht nicht allzu selten sind, in früheren Zeiten der Erdgeschichte — so im älteren und mittleren Eiszeitalter, wo sich bei uns der größte Teil der quartären Bruchbildung vollzog — wesentlich stärkere seismische Erschütterungen vorausgingen. Oder mit anderen Worten, ob die Seismizität der Rheinlande im Eiszeitalter viel höher war als heute. Eine Aussage hierüber ist natürlich schwierig. Es erscheint aber jedenfalls keineswegs gewiß, daß sich die pleistozänen Bruchbewegungen mit erheblich höherer Geschwin-

digkeit vollzogen haben als jene Bodenbewegungen, die wir in der Nacheiszeit und in der Gegenwart in der Niederrheinischen Bucht feststellen können. In unserem Jahrhundert wurden gesicherte vertikale Verschiebungsraten von größenordnungsmäßig etwa 1,0 bis 1,5 mm pro Jahr gemessen (über einen Zeitraum von 20 bzw. 30 Jahren; vgl. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Aufschlußreich ist nun die Gegenüberstellung dieser Werte mit möglichen jährlichen Verschiebungsraten an Verwerfungen des Eiszeitalters. Wir wählen als Beispiel die Viersener Störung in der Gegend der Kriekenbecker Seen (vgl. Abschn. D Va). Dort standen für die Ausbildung des spät- bis post-glazialen 3 m-Verwurfes im Maximum rund 10 000 Jahre zur Verfügung (was einer theoretisch möglichen Verschiebungsrate von ca. 0,3 mm pro Jahr entspricht), für die Ausbildung des post-hauptterrassen-zeitlichen 35 m-Verwurfes im Maximum rund 400 000 Jahre (ca. 0,1 mm pro Jahr), und für die Entstehung des 70-80 m ausmachenden gesamten Quartärverwurfes im Maximum rund 1 Million Jahre (weniger als 0,1 mm pro Jahr)⁴⁴). Natürlich darf man den errechneten jährlichen Verschiebungsraten kein zu großes Gewicht beimessen, denn es ist noch weitgehend ungeklärt, in welcher Weise sich der Bewegungsvorgang über die gesamte, theoretisch zur Verfügung stehende Zeit verteilt. Ein stetiger Ablauf der Bewegung ist wenig wahrscheinlich. Vielmehr muß man neben Perioden gesteigerter Bruchaktivität mit solchen geringerer tektonischer Bewegung und sogar mit Ruhepausen rechnen. Aber selbst wenn man das Verhältnis der Dauer dieser Ruhezeiten zu den tatsächlichen Bewegungsphasen mit 10 : 1 sehr extrem ansetzt und dadurch in unserem Rechenbeispiel zu zehnmal höheren Verschiebungsbeträgen pro Jahr kommt als oben angegeben, überschreiten diese nicht wesentlich die für die Gegenwart geodätisch nachgewiesenen Verschiebungsraten. Das zeigt uns, daß der Einbruch der Niederrheinischen Bucht im Eiszeitalter nicht unbedingt ein „katastrophaler“ Vorgang verbunden mit zerstörenden Erdbeben gewesen sein muß. Denkbare menschliche Zeugen dieses wichtigen Ereignisses haben davon vielleicht nicht viel mehr bemerkt als wir von der tektonischen Bodenunruhe der Gegenwart.

F. Dank

Die Anregung zur Bearbeitung des Themas geht auf meinen Lehrer, Prof. Dr. M. SCHWARZBACH, Köln, zurück, dem ich zugleich für wertvolle Hinweise und das rege Interesse danke, das er meiner Arbeit entgegenbrachte. Ferner danke ich Prof. Dr. H. MURAWSKI, Prof. Dr. U. JUX und Dr. K. KAISER, alle in Köln, sowie Oberlandesgeologen Dr. H. W. QUITZOW, Krefeld, die mir in fruchtbaren Diskussionen manche Anregung gaben und mannigfache Unterstützung gewährten. Dr. R. SCHÜTRUMPF, Köln, besorgte dankenswerterweise die Auszählung von Pollenproben.

Die Beschaffung des umfangreichen Grundlagenmaterials wäre kaum möglich gewesen ohne die zuvorkommende Unterstützung von zahlreichen Behörden, Firmen und Privatpersonen. Ihnen allen schulde ich großen Dank. Ausdrücklich erwähnt sei das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld, wo mir auf Veranlassung seines damaligen Direktors Prof. Dr. W. AHRENS bereitwillig Einblick in das zentrale Bohrchiv gewährt wurde; ferner die Wasserwirtschaftsbehörden, speziell die Staatliche Wasserwirtschaftsstelle Erft beim Wasserwirtschaftsamt Bonn (Leitung Regierungsbaudirektor G. STADERMANN) sowie die Rheinische Braunkohlenwerke A.G. in Köln (Markscheider Dr. WILKE).

Der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Köln bin ich dankbar für die Gewährung eines namhaften Druckkostenzuschusses, welcher die Herculierung der vielen Tafeln und Abbildungen ermöglichte.

⁴⁴) Unser Rechenbeispiel dient lediglich der Abschätzung der Größenordnung der möglichen jährlichen Verschiebungsraten; eine genaue absolute Altersangabe der einzelnen Bezugshorizonte, die zur Zeit noch erhebliche Schwierigkeiten bereitet, ist deshalb gar nicht erforderlich. Für das Alter der jüngeren Hauptterrasse wurde der auf Grund der K-Ar-Methode ermittelte Wert von rund 390 000 Jahren benutzt (vgl. J. FRECHEN 1959).

G. Literatur

Nicht alle in der Arbeit erwähnten Veröffentlichungen konnten in das nachfolgende Schriftenverzeichnis aufgenommen werden. Man findet die fehlenden, meist älteren Arbeiten jedoch in den als Schlüssel-literatur (mit *) gekennzeichneten Schriften zitiert.

- AHORNER, L.: Untersuchungen über die quartäre Bruchtektonik im Westteil der Niederrheinischen Bucht (bei spezieller Berücksichtigung der Abbrüche am Rande der Ville und des Jackerather Horstes). - Diplomarbeit Univ. Köln 1960, 253 S. (unveröffentlicht).
- BREDDIN, H.: Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Nieder-rheingebiet. - Jb. preuß. geol. L.-A. 50, S. 806-845, Berlin 1930. - - Ein neuartiges hydro-geologisches Kartenwerk für die südliche Niederrheinische Bucht. - Z. deutsch. geol. Ges. 106, S. 94-112, Hannover 1955 [1955a]. - - Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. - Der Niederrhein 22, S. 76-79, Krefeld 1955 [1955b]. - - Die unterirdische Oxydation der Braunkohle im Kölner Revier während der Pleistozänzeit. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 683-720, Krefeld 1958.
- VON DER BRELIE, G.: Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 27-54, Krefeld 1959 [1959a]. - - * Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 371-388, Krefeld 1959 [1959b].
- * BRUEREN, J. W. R.: Het terrassenlandschap van Zuid-Limburg. - Meded. geol. Sticht., Ser. C, VI, 1, S. 1-93, Maastricht 1945.
- BURCK, H. D. M.: Het Jong-Kwartair op de Peelhorst en in de westelijk van de horst gelegen Grote Slenk. - Meded. geol. Sticht., N.S., 10, S. 44-81, Maastricht 1957.
- CLOOS, H.: Hebung - Spaltung - Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. - Geol. Rdsch. 30, S. 401-527, Bonn 1939.
- DIESEL, E.: Das Grundwasser der Talkiese des Rheines im linksrheinischen Kölner Wasserwirtschaftsraum. - Decheniana 111, S. 49-57, Bonn 1958.
- DÜRBAUM, H. J. & WOLFF, W.: Das Schwerebild des südlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 387-407, Krefeld 1958.
- EDELMANN, T.: Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 209-221, 's-Gravenhage 1954.
- ERNST, L. F. & DE RIDDER, N. A.: High resistance to horizontal ground-water flow in coarse sediments due to faulting. - Geol. en Mijnb., N.S. 22, S. 66-85, 's-Gravenhage 1960.
- FLIEGEL, G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. - Verh. Naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 68, S. 489-504, Bonn 1912. - - * Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 92, S. 1-155, Berlin 1922. - - Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. - Jb. preuß. geol. L.-A. 53, S. 397-407, Berlin 1932. - - * Erläuterungen zu den Blättern Frechen, Köln, Kerpen, Brühl der Geologischen Spezialkarte. - S. 1-132, Berlin 1937.
- * FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 363-370, Krefeld 1959.
- GROSJEAN, A.: Sur un prétendu schème d'ensemble du réseau de failles du Limburg. - Ann. Soc. géol. Belg. 60, S. 333-348, Liège 1937.
- * GURLITT, D.: Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. - Forsch. z. deutsch. Landeskunde 46, S. 1-159, Stuttgart 1949.
- GUTENBERG, B.: Das Rheinlandbeben vom 13. Dezember 1928. - Gerlands Beitr. Geophysik 23, S. 22-34, Leipzig 1929.
- HAGER, H.: Der Nachweis synsedimentärer Schollenkippen in Braunkohlenfeldern der nördlichen Ville mittels elektrischer Bohrlochmessungen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 633-640, Krefeld 1958.
- HAUSSMANN, K.: Messung einer rezenten Bodenbewegung. - Sber. niederrhein. geol. Ver. f. 1909, S. 68, Bonn 1910.
- HERBST, G.: Zur Entstehung des Erkelenzer Horstes. Ergebnisse neuerer Aufschlüsse. - Geol. Jb. 69, S. 349-360, Hannover 1954. - - Geröllzählungen in pliozänen und pleistozänen Kiesen am SW-Rand der Niederrheinischen Bucht bei Geilenkirchen. - N. Jb. f. Geol., Mh. f. 1956, S. 164-173, Stuttgart 1957. - - Das Alter der Bewegungen am Rurrand bei Hückelhoven. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 641-643, Krefeld 1958.
- HOLZAPFEL, E.: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. - Jb. preuß. geol. L.-A. 24, S. 483-502, Berlin 1904. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Düren. - Lieferung 141, S. 1-87, Berlin 1910.

- HOHOFF, W. & KARRENBURG, H.: Mächtigkeit und Faziesentwicklung des Mittels zwischen den Flözen Garzweiler und Frimmersdorf. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 1, S. 143-150, Krefeld 1958.
- * JUNGBLUTH, F. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. - Verh. naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 73, S. 1-103, Bonn 1917.
- * KAISER, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 1, S. 1-67, Köln 1956. - - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 2, S. 1-39, Köln 1957. - - Die Talasymmetrien des Erftbeckens (Rheinland) als Zeugen des jungpleistozänen Periglazialklimas. - Decheniana 111, S. 33-48, Bonn 1958. - - * Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. - In: Köln und die Rheinlande (Festschr. z. XXXIII. Deutsch. Geographentag 1961 in Köln), S. 236-278, Wiesbaden 1961.
- KARRENBURG, H. & QUITZOW, H. W.: Über Hohlraumbildungen und Einstürze in Lössböden als Folge unterirdischer Materialwegführung. - Geol. Jb. 71, S. 631-642, Hannover 1956.
- KNETSCH, G.: Untersuchungen über die Tektonik im Grubenfeld von „Sophia Jacoba“ (Hückelhoven, Kr. Erkelenz) und ihre Beziehung zur weiteren Umgebung. - Geol. Jb. 69, S. 611-624, Hannover 1955.
- KNUTH, H.: Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. - Beitr. Landeskunde d. Rheinlande 4, S. 1-112, Leipzig 1923.
- KÜHN-VELTEN, H.: Zur Geologie der Wahner Heide bei Köln. - Geol. Jb. 73, S. 561-574, Hannover 1957.
- * KUKUK, P.: Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. 706 S., Springer-Verlag, Berlin 1938.
- KURTZ, E.: Die Verbreitung der diluvialen Hauptterrassenschotter von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. - Verh. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. 70, S. 87-108, Bonn 1914.
- LIPPKE, M.: Zur Frage tektonischer Bewegungen in der Gegenwart am Mittel- und Niederrhein. - Z. f. prakt. Geol. 44, S. 123-130, Halle a. d. S. 1936.
- LOHR, J.: Die Schüttungsrichtung jungtertiärer Flüsse in der Niederrheinischen Bucht. - Diss. Univ. Bonn 1949 (unveröffentlicht).
- MAARLEVELD, G. C.: Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb., N.S. 18, S. 411-415, 's-Gravenhage 1956. - - * Grindhoudende Midden-Pleistocene Sedimenten. - Meded. Sticht. Bodemkart., Bodemkd. Studies 1, S. 1-105, Maastricht 1956.
- MAASKANT, A.: Een kwartaire beweging langs de Feldbiss in Zuid-Limburg'sche mijngebied. - Geol. en Mijnb., N.S. 5, S. 74, 's-Gravenhage 1943.
- MONREAL, W.: Die sedimentpetrographische Gliederung der Terrassen im Venloer Graben und am Viersener Höhenrücken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 171-177, Krefeld 1959.
- * MULLER, J. E.: De post-carbonische tectoniek van het Zuid-Limburgse mijngebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-I-1-Nr. 2, S. 1-32, Maastricht 1945.
- MÜLLER, W.: Der Tertiärgraben von Antweiler am Nordabfall der Eifel. - Diss. Univ. Bonn 1949 (unveröffentlicht).
- * OBERSTE-BRINK, K.: Das niederrheinisch-westfälische Gebiet. - In: Der deutsche Steinkohlenbergbau, S. 9-98, Essen 1942.
- PAUS, H.: Messungen an der Aachener Sandgewand. - Diss. Techn. Hochschule Aachen, 48 S., Leipzig 1932. - - Leitnivelements im Rheinischen Braunkohlen-Tiefbaugbiet. - Braunkohle, Wärme und Energie 2, S. 389, Düsseldorf 1950.
- PELTZ, W. & QUITZOW, H. W.: Die Bruchtektonik des Braunkohlengbietes der Ville nach neueren Bohrergebnissen. - Geol. Jb. 69, S. 293-302, Hannover 1954.
- PFLUG, H. D.: Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporenpaläontologischer Altersdatierungen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 409-418, Krefeld 1958.
- PILGER, A.: Die tektonischen Richtungen des Ruhrkarbons und ihre Beziehungen zur Faltung. - Z. deutsch. geol. Ges. 107, S. 206-229, Hannover 1956.
- PRANGE, W.: Tektonik und Sedimentation der Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville (mit Bemerkungen zur Feintektonik der Niederrheinischen Bucht). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 651-682, Krefeld 1958.
- * QUIRING, H.: Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. - Jb. preuß. geol. L.-A. 47, S. 486-558, Berlin 1926.

- QUITZOW, H. W.: Tektonik und Grundwasserstockwerke im Erftbecken. - Geol. Jb. 69, S. 455-464, Hannover 1954. - - * Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. - Geol. en. Mijnb., N.S. 18, S. 557-573, 's-Gravenhage 1956. - - *Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 389-400, Krefeld 1959.
- * QUITZOW, H. W. & VAHLENSIECK, O.: Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. - Geol. Rdsch. 43, S. 56-67, Stuttgart 1955.
- DE RIDDER, N. A.: De kwartaire en jongtertiaire tektoniek van Midden-Limburg en zuidoostelijk Noord-Brabant. - Geol. en Mijnb., N.S. 21, S. 1-24, 's-Gravenhage 1959.
- DE RIDDER, N. A. & LENSEN, G. J.: Indirect evidence for transcurrent faulting and some examples from New Zealand and the Netherlands. - Techn. Bull. Inst. f. Land and Water Management Research 15, S. 1-13, Wageningen 1960.
- ROBEL, F. & AHORNER, L.: Das Euskirchener Erdbeben vom 5. August 1957. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 4, S. 11-15, Köln 1958.
- ROTHAUSEN, K.: Die stratigraphische und paläogeographische Stellung der Mitteldevonkonglomerate des Schwarzbachtales (Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. 75, S. 47-78, Hannover 1958.
- * SAX, H. G. J.: De tektoniek van het Carboon in het Zuid-Limburgsche mijngebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-I-1-Nr. 3, S. 1-77, Maastricht 1946.
- SCHRÖDER, E., SCHMIDT, W., & QUITZOW, H. W.: Geologische Heimatkunde des Dürener Landes. - Beitr. Gesch. Dürener Landes 6, 161 S., Düren 1956.
- SCHULTZ, G.: Zur Geologie der Braunkohlen bei Zülpich (Niederrheinische Bucht). - Diss. Univ. Köln 1961 (im Druck).
- SCHÜNEMANN, M.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 457-472, Krefeld 1958.
- * SCHWARZBACH, M.: Die Erdbeben des Rheinlandes. - Kölner geol. Hefte 1, S. 1-28, Köln 1951. - - Das Klima der Vorzeit. - 2. Auflage, 275 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1961.
- SEIDEL, G.: Die Schollentektonik des Wurmgebietes bei Aachen. - Z. deutsch. geol. Ges. 90, S. 241-260, Berlin 1938.
- SIEBERG, A.: Zur Geologie der Erdbeben im Rheinland. - Z. Geophys. 2, S. 278-286, Braunschweig 1926.
- DE SITTER, L. U.: The Alpine Geological History of the Northern Border of the South-Limburg Coal district. - Meded. Jaarverslag Geol. Sticht. over 1940 en 1941, S. 5-25, Maastricht 1942. - - * Regionale geologie van de Kempen tot het Ruhrgebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-I-3-Nr. 1, S. 15-31, Maastricht 1949.
- STADERMANN, G.: Die Grundwasserabsenkung im Erftgebiet. - Deutsch. Gewässerkundl. Mitt. 2, S. 55-68, Koblenz 1959.
- STICKEL, R.: Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. - Beitr. Landesk. Rheinld., S. 1-96, Leipzig 1922.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U.: Grondonderzoek in Zuid-Limburg. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-4-Nr. 2, S. 1-85, Maastricht 1946.
- * TEICHMÜLLER, R.: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 721-750, Krefeld 1958.
- * VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 127-170, Krefeld 1959.
- VISSER, J. W.: Aardbevingen in Nederland. - Tijdschr. kon. ned. aandr. Genoot. 59, S. 494-516, Leiden 1942.
- VOGLER, H.: Die synsedimentäre Kippung der Erft-Scholle im Obermiozän und Pliozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 69-79, Krefeld 1959.
- WEISSNER, J.: Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. - Diss. Univ. Köln, 49 S., Essen 1929.
- WOLTERS, R.: Ausbildung und Lagerung der pliozän/pleistozänen Grenzsichten im niederrheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten/Brüggen. - Geol. Jb. 69, S. 339-348, Hannover 1954.
- WORRIES, H.: Verslag van een geologisch veldonderzoek in het terrein ten Noorden van Vlodrop en ten Oosten van Herkenbosch. - Meded. Jaarversl. Geol. Sticht. over 1940 en 1941, S. 109-122, Maastricht 1942.

- WUNSTORF, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Erkelenz. - Lieferung 166, S. 1-101, Berlin 1914. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Birgelen. - Lieferung 195, S. 1-79, Berlin 1921.
- WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 67, 172 S., Berlin 1910.
- ZAGWIJN, W.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 5-26, Krefeld 1959.
- ZIMMERMANN, E.: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. - Jb. preuß. geol. L.-A. 49, S. 279-303, Berlin 1928. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Nieukerk. - Lieferung 280, S. 1-37, Berlin 1937.
- * ZONNEVELD, J. I. S.: Het Kwartair van het Peel-gebied en de naaste omgeving. (Een sediment-petrologische studie). - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-VI-Nr. 3, S. 1-223, Maastricht 1947. - - Zand-petrologische onderzoeken in de terrassen van Zuid-Limburg. - Meded. Geol. Sticht., N. S. 3, S. 103-123, Haarlem/Heerlen 1949. - - * Das Quartär der südöstlichen Niederlande. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, S. 379-385, 's-Gravenhaage 1956. - - * Lithostratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. - Meded. Geol. Sticht., N. S. 12, S. 31-64, Maastricht 1959.

Manusk. eingeg. 27. 9. 1961.

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geologe Dr. L. Ahorner, Geolog. Institut der Univ. Köln, Abt. für Erdbebengeologie, 506 Bensberg bei Köln, Erdbebenstation

Zur Problematik der Datierung von Würm-Sedimenten auf der Basis paläontologischer Funde

Von RUDOLF MUSIL, Brno/Brünn

Zusammenfassung: Der Artikel handelt über die Methodik der pleistozänen Forschungen im Terrain und über die Art der Bearbeitung paläontologischen Materials. Er zeigt die Möglichkeiten der Benutzung dieser Funde für die Stratigraphie der Würm-Sedimente. Auf Grund einer eingehenden morphologischen und metrischen Analyse der ganzen Faunen-Gemeinschaft ist es möglich die betreffende stratigraphische Einreihung durchzuführen. Die Faunen-Gemeinschaften des W 1/2-Interstadials und des R/W-Interglazials sind einander sehr ähnlich. Nach dem W 1/2-Interstadial tritt eine große faunistische Veränderung ein, und bis zum Ende des Würms ändert sich dann diese Gesellschaft nicht mehr. Das Ende des ersten Würm-Interstadials ist also eine sehr wichtige Grenze für die Änderung der ganzen Faunen-Gemeinschaft. Am Ende des Artikels werden dann einige stratigraphische Fragen erörtert.

Summary: The article deals with the methodology of the Pleistocene palaeontological research in the field as well as with the way in which the collected material is being treated. It shows the possibilities of using the paleontological material for the stratigraphy of the Würm sediments. By virtue of a thorough morphological and metrical analysis of the entire faunal community the respective stratigraphic classification can be carried out. The faunal community of the interstadial period W 1/2 and of the interglacial R/W are very similar to each other. After the sedimentation of the fossil soil of W 1/2 a great faunal change took place and until the end of the last glacial period the faunal community which arose almost did no more change. Therefore, the end of this period is an important boundary of the fauna. Finally the article deals with some stratigraphic questions.

Das letzte Glazial ist ein relativ sehr kurzer Zeitabschnitt, weist aber dabei eine von großen Klima-Ausschlägen beeinflusste ausdrucksvolle Gliederung auf. Bisher ließ man die Festsetzung des Zeitpunktes der einzelnen Interstadiale und Stadia wegen der Funde größerer Säugetiere entweder gar nicht zu oder aber betrachtete diese als unsicher. Soweit diese Festlegung doch vorgenommen wurde, sind dabei nur die Arten der Leitfossilien, hauptsächlich *Dicerorhinus kirchbergensis* und *Palaeoloxodon antiquus* berücksichtigt worden, von denen man annahm, daß sie im Letzten Interglazial ausstarben. Auch dann wurde manchmal auf die Veränderungen in der Gesamtgemeinschaft, die zufolge klimatischer Oszillationen gewiß eintreten, hingewiesen; zumeist wurde aber diese Tatsache nur vermerkt. Ich vermute, daß dies daher kommt, weil von vielen übertrieben betont wurde, daß die erhaltengebliebenen Funde nur einen Teil aller damals lebenden Tiere darstellen. Die zweite und hauptsächlichste Behinderung aber ergab sich daraus, daß es nur sehr wenige Lokalitäten gibt, in denen die Funde präzise nach einzelnen Horizonten gesammelt worden sind. Bei älteren Funden wurde diese detaillierte Horizontierung nicht durchgeführt; bei den neueren Forschungen kam es bisher entweder noch nicht zu deren Verarbeitung oder aber wurde diese mit den alten Arbeitsmethoden vorgenommen.

Versuchen wir jetzt das ganze Problem, das mit der Gliederung der Würm-Sedimente auf Grund der Säugetierfunde zusammenhängt, aufzuspalten, bis zu welchem Ausmaß es möglich ist, zu diesem Ziele zu gelangen, und unter welchen Bedingungen und Voraussetzungen. Das ganze Problem können wir in mehrere Teile zerlegen. Zuerst sind es einmal die Funde der Leitfossilien-Arten wie z. B. *D. kirchbergensis*, *P. antiquus*, *Hystrix* u. ä., die in unseren Gebieten im Letzten Interglazial ausstarben und uns so die oberste Grenze ihrer Verbreitung anzeigen. Diese Methode ist die einfachste, wird auch hauptsächlich angewandt, vorausgesetzt, daß die angeführten Arten in den Sedimenten vorhanden sind.

Eine weitere Möglichkeit zur stratigraphischen Einordnung der Schichten beruht auf der Auswertung der Gesamtgemeinschaft. Voraussetzung für dieses ist allerdings eine

detaillierte Aufklärung des paläontologischen Materials aus den Sedimenten und dessen Vorkommen in einer größeren Menge. Diese beiden Voraussetzungen sind hauptsächlich bei Funden aus Kulturschichten und bei solchen aus Höhlensedimenten gegeben. Vereinzelte Funde oder Knochenfunde in kleinerer Anzahl wie z. B. in Lössen, die verhältnismäßig häufig sind, kommen nicht in Betracht. Die Anwendung dieser Methode, d. i. die Auswertung der Gesamtgemeinschaft, gliedert man in zwei Teile. Einerseits ist es die Bestimmung aller aufgefundenen Knochen und auf dieser Grundlage dann die prozentuelle Berechnung der vorhandenen Arten. Auf diese Weise erhalten wir ein Bild bestimmter Veränderungen, das in einigen Fällen aber gewiß von der Auswahl der Faktoren, welcher Art auch immer, beeinflußt ist. Trotz dieser sich negativ äußernden Tendenzen bedeutet diese Analyse der Fauna einen bestimmten Fortschritt, der eine erweiterte Anwendung zur größeren stratigraphischen Einreihung der Schichten ermöglicht. Auch sehen wir beim Studium mehrerer Lokalitäten unter Anwendung dieser Methode, daß die durch die Auswahl verursachten Eingriffe nicht so wesentlich sind, als man vermuten könnte. Es ist dies heute die zumeist angewandte Methode der Bearbeitung des paläontologischen Materials. Sie basiert auf der Voraussetzung der klimatischen Veränderungen, welche so groß sind, daß sie Veränderungen auch in der Zusammensetzung des Pflanzenreiches und damit auch im Tierreich hervorrufen. Diese Methode führte zur Überwindung der überlebten Anschauung, daß sich die Tiere während des ganzen Letzten Glazials nicht veränderten und daß deshalb auch jede Arbeit, aufgewandt zur deren genauer Bestimmung, für die Stratigraphie überflüssig, ja nutzlos sei. Es ist selbstverständlich, daß diese Ansichten seiner Zeit zu einer ausweglosen Resignation führten. Und interessant ist es, daß sie auch heute noch bei vielen mit der Erforschung des Quartärs sich befassenden Spezialisten verhältnismäßig tief verwurzelt sind.

Der zweite Teil dieser Methode, der notwendigerweise gleichzeitig durchgeführt werden muß, ist die Detail-Analyse der aufgefundenen Fauna sowohl hinsichtlich der metrischen als auch der morphologischen Seite. Auch wenn es sich manchmal stets um die gleichen Arten handelt, treten während des Letzten Glazials Veränderungen in den vertreten primitiven und progressiven Kennzeichen ein, ob diese nun durch die Entwicklung der betreffenden Art oder durch äußere Bedingungen und deren Veränderungen hervorgerufen wurden. Es ist selbstverständlich, daß diese morphologischen und fallweise auch metrischen Veränderungen nicht von gleicher Intensität bei allen Arten sind. Einige Arten sind weniger plastisch und anpassungsfähig, ihre Kennzeichen bleiben längere Zeit konstant und ändern sich nicht: Andere Arten wiederum sind im Gegenteil anpassungsfähiger; einige ihrer Kennzeichen unterliegen sehr stark Veränderungen und reagieren gut auf Veränderung der Umwelt-Bedingungen. Zusammenfassend ist es möglich zu sagen, daß die Mehrzahl der Arten auf Klimawirkungen während eines längeren Zeitabschnittes sehr empfindlich reagieren; auch können wir z. B. Abweichungen aus der Zeit der Sedimentation der letzten pleistozänen Schwarzerde und zu Ende des Glazials feststellen. Die Summe dieser Abweichungen von einer größeren Anzahl der aufgefundenen Arten, selbstverständlich auf Grund einer größeren Materialmenge, charakterisiert uns dann stets den bestimmten gleichen Zeitabschnitt. Diese Methode setzt jedoch eine weitreichend detaillierte Verarbeitung allen Materials voraus; sie ist auch sowohl zeitlich als auch hinsichtlich der Materialkenntnisse recht anspruchsvoll. Es handelt sich dabei um keine neue Methode. Sie wurde bereits von mehreren Fachleuten angewandt, so z. B. von W. SOERGEL beim Studium der Hyänen aus der L i n d e n t a l - Höhle bei Gera im Jahre 1937, von RODE u. a. Neu daran ist nur, daß es sich als notwendig erwies, diese Methode von der Erforschung einzelner Arten auf die Erforschung der Gesamtgemeinschaft, d. h. aller aufgefundenen Tiere, zu übertragen und stratigraphische Schlußfolgerungen nur auf Grund aller gewonnenen Erkenntnisse zu ziehen. Ich nehme an, daß dies heute der richtige Weg ist, der eine präzise stratigraphische Einstufung der Würm-Sedimente erlaubt.

Auf die angeführte Weise habe ich die Fauna des Š v é d ů v st ů l (Schwedentisch-

grotte), einer Höhle im südlichen Teil des Mährischen Karstes, bearbeitet. Die Höhle Švédův stůl ist ein typischer Höhlenhorst von Hyänen, die anscheinend längere Zeit hier lebten. Ihrem Vorkommen danken wir die große Anzahl der Arten, die beträchtlich größer ist als in Höhlen, die von Höhlenbären besiedelt waren. Ein bestimmter Teil der osteologischen Funde ist notwendigerweise auch der Tätigkeit des Menschen zuzuschreiben, der sich während einiger Zeit in der angeführten Lokalität aufhielt.

Die in der Höhle Švédův stůl vertretenen Sedimente sind in den einzelnen Schichten sehr ausdrucksvoll gegliedert. Sehr gut läßt sich die Schicht des Letzten Würm-Lösses (W 3) unterscheiden, auch die bräunlichen Lösserden in ihrem Liegenden (W 2/3) und weiter der Löß W 2, welcher in dem Hangenden der Rendzina-Böden liegt (R/W, W 1/2). Die Rendzina-Böden setzten sich einesteils aus einigen Horizonten schwach gefärbter Kalksteintrümmer zusammen, andernteils aus einzelnen schwachen Schichten, die sich durch verschiedene Nuancen brauner Farbe unterscheiden, und bilden die Oberschicht der gesamten Schichtengruppe.

Während die stratigraphische Einstufung der Löß-Schichten im wesentlichen klar war, rollte der Schichtenkomplex der Rendzina bestimmte Probleme auf. Durch die Forschungen, welche in der letzten Zeit in diesen Lokalitäten durchgeführt worden sind, ergab sich nämlich, daß sich die Arten der Fauna des ersten Würm-Interstadials und die des Letzten Interglazials annähernd gleichen. Es fanden sich jedoch einige Knochen, welche eine Einstufung dieser Böden in das Letzte Interglazial gestatten. Ich aber nehme an, daß es sich nicht um die ganze Masse des angeführten Schichtenkomplexes, sondern um einen bestimmten Teil desselben handelt.

Vorher habe ich erwähnt, daß die einzelnen Schichten der Sedimente sehr gut unterscheidbar sind. Dieser Umstand — gut erhaltene und unterscheidbare einzelne Schichten — ist für das Studium der paläontologischen Funde sehr bedeutsam, ebenso für die Möglichkeit der präzisen Trennung, welche uns die Veränderungen in der Faunen-Gemeinschaft während der einzelnen Zeitabschnitte und die Abhängigkeit der einzelnen Arten von den Klimaten u. ä. aufzuzeigen gestattet. Durch neuere Forschungen wurde die Fauna präzise horizontiert; die Anzahl der Arten ist relativ groß, ebenso auch die Anzahl der Einzelwesen. Es steht demnach dem Aufzeigen der Entwicklung der Fauna in diesem Gebiet nichts im Wege.

Richten wir unser Augenmerk vorerst auf die Faunen-Gemeinschaft in der Schicht der dunklen, humusartigen Erden. In braunen Lehmen wurden folgende Arten vorgefunden: *Lepus timidus*, *Castor fiber*, *Panthera spelaea*, *Felis silvestris*, *Crocota spelaea*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Alopex lagopus* oder *Vulpes corsac*, *Gulo gulo*, *Lutra lutra*, *Meles meles*, *Mustela martes*, *Ursus spelaeus*, *Mammonteu primigenius*, *Tichorhinus antiquitatis*, *?Dicerorhinus* sp., *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Alces alces*, *Megaceros* sp., *Rangifer* sp., *Bos primigenius*, *Rupicapra rupicapra*, *Equus mosbachensis-abeli*-Gruppe, *Equus germanicus*, *Equus* (A.) *hydruntinus*, *Equus* cf. *gmelini*, *Ovis* sp. oder *Capra* sp., *Marmota* sp., durch *Hystrix* benagelte Knochen. Die größte Anzahl weisen Höhlenbär, Pferd und Wollhaariges Nashorn auf. Die übrigen Arten sind schon weniger vertreten.

Verweilen wir bei einigen Arten, bei den Ergebnissen ihrer genauen metrischen und morphologischen Analyse. Aus gewissen Gründen wäre eine allzu große Ausweitung dieses Kapitels, beziehungsweise eine Erörterung aller aufgefundenen Arten, nicht angebracht.

Eines der bedeutsamsten studierten Objekte der erhalten gebliebenen Reste von Höhlenhyänen sind deren Zähne. Besonders aufschlußreich ist an den unteren Reißzähnen der Teil hinter dem Protoconid, der verschieden entwickelt zu sein pflegt und uns das Entwicklungsstadium dieser Tiere gut aufzeigt. Ebenso lassen sich am letzten unteren Prämolare primitive und fortgeschrittene Anzeichen erkennen und zwar in der Morphologie der

Krone und auch in deren Ausmaßen. Die Zähne der Höhlenhyänen können uns demnach zur groben Unterscheidung des Alters der zugehörigen Sedimente sehr gut dienen.

Verhältnismäßig häufig finden sich in den Schichten des Š v é d ů v s t ů l die Höhlenbären. Die Zähne derselben sind zumeist erhalten geblieben, bei denen ich außer der morphologischen Analyse auch die variations-statistische Methode anwandte. Die morphologische Analyse führte ich hauptsächlich nach K. EHRENBURG durch, bei der metrischen Statistik hielt ich mich an die Arbeiten K. RODE's und W. SOERGEN's.

Die Zähne der Höhlenbären eignen sich ihrer großen Variabilität halber nicht gut zur Lösung der oben angeführten Aufgabe; dennoch wurden sie aber verwendet. Im allgemeinen war es auch in dieser Lokalität möglich, die große Variabilität bei den einzelnen Zähnen festzustellen; es ergaben sich aber auch bestimmte Abweichungen zwischen den einzelnen Schichten. So z. B. waren beim zweiten oberen Molar die Zähne aus dem W 2 gewissermaßen mehr arktoid gelagert als die Zähne aus dem braunen Lehm. Ihre Ausmaße waren im Durchschnitt auch etwas kleiner. Ein markanter Unterschied existierte in der Metaconlänge. Die gleichen verkleinerten Ausmaße in der Schicht W 2 konnten wir auch bei dem ersten oberen Molar beobachten. Ansonsten war die morphologische Variabilität dieses Zahnes um etwas geringer als bei M². Ähnlich wie bei dem letzten oberen Zahn ist die Variabilität auch bei dem letzten unteren Zahn stark. Recht häufig kommen in dem Schichtkomplex braunen Lehms auch Molare mit einer geringen Differenzierung des mittleren Feldes vor, was sich mehr als ein bestimmtes arktoides Zeichen bewerten läßt. Was die anderen unteren Zähne anlangt, unterscheiden sie sich in beiden Hauptschichten, d. i. in Schichten mit der größten Fundmenge (Schichtkomplex brauner Erden und Löß-W 2), die durch Entoconid gebildet wurden. Man kann wiederum beobachten, daß die Längsmaße der Zähne aus dem W 2 geringer sind als aus den braunen Lehmen. Ähnliche geringere oder größere Abweichungen können wir auch bei weiteren Zähnen feststellen.

Es gelang uns also bei Funden aus dem Rendzina-Schichtkomplex und aus dem Löß W 2 an den Zähnen der Höhlenbären bestimmte Abweichungen nachzuweisen. Diese Deduktionen kann man allerdings nicht verallgemeinern, sie gelten nur für den Š v é d ů v s t ů l, und zu weiteren Folgerungen wird man erst dann gelangen, wenn man auf diese Weise weitere Lokalitäten durchforscht haben wird.

Eines der am häufigsten vertretenen Tiere, das sich für die detaillierte Stratigraphie des Würms mit am besten eignet, ist das P f e r d. Der morphologische Bau seiner Zähne ändert sich ständig, und bei einer größeren Materialmenge wird es sehr gut möglich sein, präzise das Stadiäl oder Interstadiäl, aus welchem das Material herrührt, festzustellen. Die einzelnen Gruppen der Pferde sind nicht in allen Schichten gleich. In der Schichtgruppe der dunklen Böden treten noch Zähne mit relativ primitiven Kennzeichen auf. Es ist möglich, sie in zwei Gruppen einzuteilen. In der einen Gruppe ähneln sie sehr der Pferdegruppe *Equus mosbachensis-abeli*, und es ist nicht ausgeschlossen, daß sie mit dieser Gruppe identisch sind; in der anderen ist es die Art *Equus germanicus*.

Die Zähne im W 2 unterscheiden sich vollständig von den Zähnen der vorhergehenden. Sie sind entwicklungsmäßig viel fortgeschrittener, die primitiven Kennzeichen treten stark in den Hintergrund. Bei den unteren Zähnen ist auch eine metrische Abweichung zu sehen; die Zähne aus dem W 2 sind kleiner. Die Gruppe des *Equus mosbachensis-abeli* kommt in diesem Stadiäl schon nicht mehr vor. Das Ende der Sedimentation der dunklen Böden zeichnet sich also als eine bedeutsame Grenzscheide ab, welche die Pferdezähne primitiveren Baues von denen der entwicklungsmäßig fortgeschritteneren unterscheidet. Morphologisch unterscheiden sich die Zähne aus dem W 3 stark von jenen, die in den dunklen Böden vorgefunden wurden, und deren stärkere Wellung des Zahnschmelzes, die größere Länge der Sporne u. ä. lassen die Möglichkeit zu, sie mit dem feuchten Klima zu erklären, welches in dieser Zeit vorherrschte.

Verhältnismäßig wenig Funde haben wir aus der Schicht des W 2/3. Es scheint aber, daß diese den Funden aus der Schichte des W 2 sehr ähnlich sind.

Im dritten Würm-Stadial ist eine Verringerung der Ausmaße offenkundig, wobei diese Verringerung an den Molaren besser erkennbar ist als an den Prämolaren. Stark tritt diese Änderung wiederum in der morphologischen Ausbildung der Kronen hervor. Man kann sagen, daß die betreffenden morphologischen Abweichungen zwischen den Funden im W 2 und im W 3 um vieles stärker und augenfälliger sind als bei den Zähnen aus dem Schichtkomplex der dunklen Böden und aus dem Löß W 2. Auch wenn also die Veränderung in der Morphologie der Zähne zwischen dem Schichtkomplex der Rendzina und dem Löß W 2 mehr grundsätzlicher Natur ist, weil es das Ende des Vorkommens einer größeren Anzahl primitiver Kennzeichen bedeutet, ist die Veränderung im W 2 und im W 3 plötzlicher und das Ausscheiden der Kennzeichen, das im W 2 in Erscheinung tritt, augenscheinlicher und rascher. Die einzelnen Zeitabschnitte sind also durch Pferdegruppen charakterisiert, welche durch die Entwicklung ihrer morphologischen und manchmal auch der metrischen Kennzeichen gut unterscheidbar sind.

Ich halte es nicht für angebracht, mich näher mit dieser Frage, beziehungsweise mit der Erörterung noch weiterer Arten zu befassen. Tatsache ist, daß diese auf den ersten Blick geringfügigen Abweichungen keine besonderen Variationen der Individuen sind und in ihrer Gesamtheit eine bedeutsame Charakterisierung der Tiere dieses oder jenes Zeitabschnittes bilden. Werden auf diese Weise alle Arten bearbeitet, dann gelangen wir zu guten Voraussetzungen für eine detaillierte chronologische Einstufung der einzelnen Schichten.

Der letzte Zeitabschnitt des Pleistozäns, in dem die Fauna in der schon früher angeführten Zusammensetzung auftritt, ist die Zeit der Bildung der letzten pleistozänen Schwarzerde. Bis zum Ende des Würms existiert dann eine Faunen-Gemeinschaft, die sich von dieser diametral unterscheidet und sich dann bis ans Ende des Würms — abgesehen von dem Aussterben einiger Arten — in ihrer Zusammensetzung nicht wesentlich mehr ändert. Dies bedeutet, daß die klimatische Veränderung, von der das zweite Würm-Stadial begleitet war, so weitreichend und dabei so langfristig war, daß sie die Vernichtung gewesener Gemeinschaften zustande brachte und von dieser nur jene Tiere ausgenommen waren, welche sich den veränderten Bedingungen anzupassen vermochten oder von einigen neuen klimatischen Faktoren weniger abhängig waren. Aus dem zweiten Würm-Stadial kennen wir aus dem Švéduv stůl diese Arten: *Lepus* sp., *Crocota spelaea*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Ursus spelaeus*, *Tichorhinus antiqutatis*, *Rangifer tarandus*, *Equus germanicus*, *Equus* cf. *gmelini*.

Diese Faunen-Gemeinschaft ist wesentlich karger, alle typischen Wasser- und einige wärmeliebende Tiere verschwinden. Es ist aber nötig hinzuzufügen, daß es sich nicht nur um eine Temperaturänderung handeln konnte, sondern daß die klimatischen Veränderungen weitreichender gewesen sein müssen. Durch die bloße Temperaturänderung konnte es beispielsweise nicht zum Ausscheiden der Hirsche kommen, die heute etwas nördlicher als 60° nördlicher Breite leben, also in verhältnismäßig kalten Gebieten. Wir treffen sie auch in der typischen Taiga an; in den Bergen steigen sie in Höhen bis zu 3 000 m. Schon heute können wir sagen, daß die Zeit der Bildung der letzten Schwarzerde in unseren Gegenden der letzte Zeitabschnitt des Pleistozäns ist, in dem Auerochs und Bison in Rudeln auftraten, weiter aber auch große Maral-ähnliche Hirsche und Elche, da sie in dieser Zeit anscheinend ihre optimalen Lebensbedingungen hatten. Gegen das Ende des Würms kommen sie nur mehr vereinzelt vor, und eine Gruppe großer Maral-ähnlicher Hirsche tritt schon nicht mehr auf. Interessant ist das verhältnismäßig starke Vorkommen der Höhlenbären zuletzt im Pleistozän. Ihre große Menge ist also nicht nur auf die Sedimente des R/W und W 1/2 beschränkt, sie zeigen sich fast in der gleichen Anzahl auch in

der Schicht des W 2. Es ist dies jedoch auch schon der letzte Zeitabschnitt ihres großen Vorkommens. Das gleiche gilt auch von der Höhlenhyäne und dem Wollhaarigen Nashorn.

Die Fauna des zweiten Würm-Interstadials ist ähnlich jener des vorangegangenen Zeitabschnittes. In diesem wurden folgende Tiere aufgefunden: *Crocota spelaea*, *Ursus spelaeus*, *Ursus arctos*, *Tichorhinus antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Equus germanicus*. Diese Aufzählung der Arten ergibt jedoch keine Vorstellung über deren quantitative Anzahl, die sich vor allem bei dem Höhlenbären, dem Wollhaarigen Nashorn und der Höhlenhyäne verringert.

Eine ähnliche Situation zeigt sich im W 3. Nur die Zahl der Rentiere vergrößert sich enorm. Sowohl der Höhlenbär als auch das Wollhaarige Nashorn verharren bis in diesen Zeitabschnitt.

Aus dieser knappen Aufzählung ersehen wir, daß sich nicht nur die morphologischen und metrischen Eigenschaften einiger Arten verändern, sondern daß sich während dieses Zeitabschnittes die ganze Faunen-Gemeinschaft wandelt. Bei entsprechender Menge der Fauna ist es möglich, sie zu einer detaillierten Stratigraphie der einzelnen Würm-Horizonte auszuwerten. Typisch ist die Änderung der Faunen-Gemeinschaft nach der Bildung der letzten Schwarzerde.

Für wichtig halte ich es, die Fauna aus dem W 1/2 anzuführen, zumindest jedoch jene von den bedeutendsten Fundstätten. Dabei beschränke ich mich auf jene zunächst gelegenen wichtigen Lokalitäten, die im benachbarten Österreich und Ungarn liegen. Aus der festgestellten Faunen-Gemeinschaft zeigt sich, wie nahe sich die Sedimente des R/W und W 1/2 hinsichtlich der Fauna stehen.

Eine der bedeutendsten Fundstätten in Ungarn ist die Istállós-kő-Höhle. Sowohl die untere Kulturschicht (Aurignacien I) als auch die obere Kulturschicht (Aurignacien II) und weiter die gelbbraune lößartige Schicht in ihrem Hangenden ist dem Interstadial W 1/2 einverleibt. Die wichtigsten Tiere, welche in der unteren Kulturschicht gefunden wurden, sind: *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Ursus spelaeus*, *Ursus arctos*, *Meles meles*, *Martes martes*, *Hyaena spelaea*, *Panthera spelaea*, *Lynx lynx*, *Mammontius primigenius*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Capra ibex*, *Bison priscus*, *Rupicapra rupicapra*, *Lepus timidus* u. ä. Die Fauna der oberen Kulturschicht ist sehr ähnlich. Es waren alle oben angeführten Arten vorhanden; von weiteren kam beispielsweise der Elch hinzu. Das gleiche können wir von der gelbbraunen lößartigen Schicht sagen, in der aus der Reihe der oben angeführten Tiere der Dachs, die Höhlenhyäne und der Elch fehlen, hingegen aber das Wildschwein und die Wildkatze vorkommen.

Dieses Material ist in den einzelnen Arten dem des Švédův stül sehr ähnlich, entspricht aber schon nicht mehr dem seiner Menge.

Eine weitere wichtige Lokalität ist Willendorf in Österreich. Dort finden sich sowohl die große Form des dem Maral ähnlichen Hirsches, als auch Bison und Elch. Leider ist bei der Lokalität Willendorf I das Material nicht präzise stratifiziert, und aus den übrigen Aufschlüssen dieser Lokalität gibt es relativ wenig. Interessant ist, daß in der Lokalität Willendorf I vereinzelt nicht stratifizierte Reste der Art *Dicerorhinus kirchbergensis* auftreten.

Von weiteren Fundstätten, deren paläontologisches Material ich aber nicht mehr anführen werde — das aber dem der vorangeführten Lokalitäten vollständig ähnlich ist — sind es in Ungarn die Höhlen Szeleta, Lök völgyer, Kiskevélyer, Balla, Mexicovölgyer, Hermann-Höhle, Csákvárer, Szelim, Diosgyör u. a. In Deutschland ist dies noch z. B. Wallertheim.

Alle bereits angeführten Faunen-Gemeinschaften und deren im Verlauf des Letzten Glazials eingetretenen Veränderungen zeigen, daß nach dem W 1/2 eine große klimatische Änderung eintrat.

Eine ähnliche Faunen-Gemeinschaft finden wir auch in der K r a p i n a, wo vor einigen Jahren die Sedimente in das erste Würm-Interstadial gestellt worden sind, wobei die Fauna vollständig dem Interglazial, z. B. der Fauna von T a u b a c h, gleicht. E. W. GUENTHER schreibt richtig in seiner Arbeit (1959), daß diese Gemeinschaft in beiden Zeitabschnitten hätte leben können, d. h. sowohl im R/W wie auch im W 1/2. Die vorgefundene Fauna setzt sich aus folgenden Arten zusammen: *Ursus spelaeus*, *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Castor fiber* (am häufigsten). Weniger häufig sind *Bos* oder *Bison*, *Ursus arctos*, *Canis lupus*, *Cervus elaphus*, *Marmota marmota* vertreten. Zumindest durch ein Tier sind nachstehende Arten erwiesen: *Capreolus capreolus*, *Sus scrofa*, *Equus* sp., *Megaloceros giganteus*, *Felis silvestris*, *Myoxus glis*, *Mustela foina*, *Lutra lutra*, *Cricetus frumentarius*, *Elephas* sp. und *Mus* sp. In größter Menge wurden die Nashörner gefunden.

Zwischen der angeführten Fauna aus K r a p i n a, die zeitlich W 1/2 darstellen soll, und der Fauna aus dem interglazialen Travertin aus der Weimarer Umgebung, gegebenenfalls auch der Fauna des Š v ě d ů v s t ů l, besteht in den Arten praktisch kein Unterschied. Soweit es *Dicerorhinus kirchbergensis* im W 1/2 anlangt, bildet K r a p i n a allerdings nicht irgendeine Ausnahme. Aus Sedimenten der gleichen Altersstufe wurde dieser von RAKOVEC aus der Höhle Č r n í k a l angeführt, weiter aus den Funden in der R o m a n e l l i - Höhle in Italien nachgewiesen usw. Allgemein nimmt man heute an, daß in den Gegenden südlich der Alpen diese Art nicht nur im Letzten Interglazial, sondern auch noch im ersten Würm-Interstadial vorkommt. Im nördlichen Spanien wurden solche Funde in den Sedimenten aus der Höhle bei der Stadt Santander (C u e v e d e l C a s t i l l o) sogar noch aus dem W 2 angeführt; aus dem Aurignacien ist sie auch aus Fundstätten in der Umgebung der Pyrenäen angegeben.

Das bedeutet, daß die paläontologische Unterscheidung der beiden Schichten (R/W und W 1/2) mindestens in den angeführten Gegenden sehr schwierig, manchmal sogar auch unmöglich ist, weil die Faunen-Gemeinschaft der beiden Zeitabschnitte fast identisch ist.

Die Anzahl der Diskussionsbeiträge zur Stratigraphie des letzten Glazials ist seit dem Erscheinen des Artikels von H. L. MOVIOUS in „Current Anthropology“ (1960) stark angestiegen. Trotz der Verschiedenheit der Ansichten scheint es mir möglich, eine Grundlage zu finden, auf der sich die Meinungen miteinander in Einklang bringen ließen. Die Mehrzahl der Autoren stimmt überein in bezug auf die chronologische Einreihung des letzten Würm-Stadials W 3, des Interstadials W 2/3 (Paudorf) und der Lößablagerung W 2. Ich glaube, daß die Ansichten von J. KUKLA & B. KLÍMA (1961) hinsichtlich der Dauer des letzten Interstadials nicht richtig sind. Auch H. GROSS (1961) und H. L. MOVIOUS (1961) widerlegen sie in überzeugender Weise.

Zu diametral voneinander abweichenden Ergebnissen führten jedoch die Studien über den Zeitabschnitt W 1/2 (Göttweig). Die Meinungsverschiedenheiten betreffen vor allem die Eingliederung dieses Abschnitts in das Pleistozänschema, die Dauer und den Charakter des Klimas. Ohne auf die verschiedenen Ansichten einzugehen, will ich mich gleich mit den Ergebnissen befassen, die die Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Tschechoslowakei erbracht haben. Wir können auf einige unwiderlegliche Feststellungen verweisen. In den Lößprofilen ist der Boden gewöhnlich von zwei Lößschichten überdeckt, die durch eine Verlehmungszone W 2/3 voneinander getrennt sind. Infolge Solifluktion bzw. Abschwemmung pflegt die Oberfläche feinschichtig zu sein. Unter dem Boden finden wir eine starke Lößschicht, die in einigen Fällen durch schwache Humusschichten getrennt ist. Diese Entwicklung stellen wir nicht nur in freiliegenden Abräumen fest, sondern auch in Höhlensedimenten. Das Alter einiger Böden dieses Zeitabschnittes wurde auch mit Hilfe von C¹⁴ bestimmt. Es handelt sich um die Böden in Dolní Věstonice, die über 52 000 Jahre alt sind (Kukla & KLÍMA 1961), und in M a l o m ě ř i c e, wo sie im Hangenden einer (10 m hoch liegenden) Terrasse liegen und von den betreffenden Lössen überdeckt sind (MUSIL & VALOCH

1961). Das Alter der Böden von Maloměřice liegt ebenfalls bei über 53 000 Jahren. Von den Höhlensedimenten sind es die Böden der Höhle Podhradem, deren oberer Teil $32\,000 \pm 1500$ Jahre alt ist. V. LOŽEK findet in diesen Böden die Reste von Steppenschnecken (in GROSS 1961, p. 359). Allerdings fand er später bei der Erforschung von Dolní Věstonice auch die Reste thermophiler Fauna (in KUKLA & KLÍMA 1961, p. 439). Es bestehen also offensichtlich Lokalitäten, deren Boden Reste von Steppenfauna enthält, und Lokalitäten mit Resten typisch interglazialer thermophiler Fauna. Es ist klar, daß diese Feststellungen die oben angeführten Autoren dazu veranlaßt, den unteren Teil (Lessivé-Böden) dem R/W anzureihen, den oberen Teil dann der Göttweiger Verlehmung (in GROSS 1961) oder den ganzen Boden in das Letzte Interglazial einzugliedern.

Diese Ansicht stützt sich auch auf die Erforschung des Švédův stůl (Schwedentischgrotte), dessen Boden zwar nicht mit Hilfe von C^{14} datiert werden konnte, doch in paläontologischer Hinsicht das gleiche Bild vermittelt. Im unteren Teil ist der Bodenkomplex interglazialen Ursprungs, der obere Teil gehört dem W 1/2 an. Über diesem Bodenkomplex liegt dann, charakteristisch entwickelt, der übrige Teil des Würms.

Auf Grund der bisherigen paläontologischen Auswertung und der absoluten Chronologie nehme ich an, daß alle Böden dieses Zeitabschnitts, soweit sie *in situ* vorgefunden werden, ein Alter von über 50 000 Jahren aufweisen werden. Bei Böden von geringerem Alter — interessanterweise sind es hauptsächlich Höhlensedimente — handelt es sich um verlagerte Böden, wo Bildung und Verlagerung zeitlich nicht zusammenfallen (Podhradem $32\,000 \pm 1500$, Salzofenhöhle $34\,000 \pm 3000$, Istallóskő $30\,170 \pm 600$). Ich teile hier voll die Ansichten von K. J. NARR (1961), der diesen Zeitabschnitt als „Early Glacial Period“ bezeichnet, und von F. J. BRANDTNER (1961). Es wäre nicht richtig, diesen angeschwemmten Böden dieselbe Bezeichnung zu geben wie den Böden *in situ*. Wenn auch das Alter der Böden das gleiche ist, liegt zwischen der Entstehung und der vor den Lößanwehungen des W 2 erfolgten Verlagerung doch ein bedeutender Zeitraum.

Die wichtigste Frage ist allerdings die Altersbestimmung des unteren Bodens und damit auch des liegenden Lösses, der von uns als W₁ (Warthe) bezeichnet wurde. Es ist dies eigentlich die letzte pleistozäne Bildung von Schwarzerde, die wir laufend in allen Lößprofilen vorfinden; das Liegende enthält meist eine mächtige Lößschicht, unter der ein ganzer Komplex von Böden liegt.

Die Erforschung des Švédův stůl scheint die Ansicht zu stützen, daß es sich um das Letzte Interglazial handelt. Trotzdem glaube ich, daß die ganze Problematik dieses Abschnitts noch einer weiteren und gründlicheren Klärung bedarf, bevor dieser Annahme definitive und allgemeine Gültigkeit zugesprochen werden kann. Erinnern wir uns nur z. B. des begrabenen Bodens von Ehringsdorf, der im Hangenden von interglazialen Travertinen liegt und der sich höchstwahrscheinlich zur selben Zeit gebildet hat wie die letzte pleistozäne Schwarzerde bei uns. Denken wir auch daran, daß in den Sedimenten, die wir als Bodenkomplex aus dem R/W bezeichnen, Molarzähne des *M. primigenius* aufgefunden werden. Ich nehme an, daß zur chronologischen Einreihung dieses Abschnitts noch die Erforschung weiterer Profile erforderlich sein wird, vor allem solcher, wo beide Schichten, d. h. die heutigen W 1/2 und R/W, durch Löß getrennt, übereinander liegen und paläontologisch gut fundiert sind.

Aus diesen sehr kurz angeführten Schlußfolgerungen ersehen wir, welche Probleme sich bei der Frage der Festlegung des Zeitpunktes der Schichten aus dem Letzten Glazial ergeben. In der Mehrzahl handelt es sich um Probleme grundsätzlichen Charakters. Es wird notwendig sein, die Aufmerksamkeit offenkundlich auf die Faunen-Gemeinschaften des Letzten Interglazials und des ersten Würm-Interstadials zu lenken, da diese Zeitabschnitte heute den Schwerpunkt der wichtigsten Probleme des Jungpleistozäns bilden und weil hier offensichtlich viel mehr Unklarheiten vorhanden sind, als nach dem ersten Anschein zu erwarten waren.

Literatur-Verzeichnis

- BRANDTNER, F. J., 1961: Comments to H. L. MOVIOUS 1960. - *Current Anthropology* 2, p. 427-428.
- EHRENBERG, K., 1928: Betrachtungen über den Wert variationsstatistischer Untersuchungen in der Paläozoologie nebst einigen Bemerkungen über eiszeitliche Bären. - *Paläont. Zeitschrift* 10, p. 235-257, Berlin.
- GROSS, H., 1961: Comments to H. L. MOVIOUS 1960. - *Ibidem*, p. 428-434.
- GUENTHER, E. W., 1959: Zur Altersdatierung der diluvialen Fundstelle von Krapina in Kroatien. - Bericht über die 6. Tagung d. Deutsch. Ges. f. Anthropologie, p. 202-209.
- KUKLA, J. & KLÍMA, B., 1961: Comments to H. L. MOVIOUS 1960. - *Ibidem*, p. 437-439.
- MOVIOUS, H. L., 1960: Radiocarbon Dates and Upper Palaeolithic Archaeology in Central and Western Europe. - *Current Antrop.* 1, p. 355-375.
- MOVIOUS, H. L., 1961: Reply. - *Ibidem* 2, p. 428-434.
- MUSIL, R., 1961: Die Höhle „Svédův stůl“ - ein typischer Höhlenhyänenhorst. - *Anthropos* 13 (N.S. 5), p. 97-260, Brno.
- MUSIL, R., 1961: Die unteren Terrassen der Svitava bei Brünn. - *Práce Brněnské základny Čs. Akad. věd.* 33, p. 225-256, Brno.
- NARR, K. J., 1961: Comments to H. L. MOVIOUS 1960. - *Current Anthropol.* 1, p. 444-448.
- SOERGEL, W., 1937: Die Stellung der *Hyaena spelaea* Goldf. aus der Lindentaler Hyänenhöhle bei Gera. - *Beiträge Geol. Thüringen*, Bd. 4, H. 5, p. 171-189.
- SOERGEL, W., 1930: Die Bedeutung variationsstatistischer Untersuchungen für die Säugetier-Paläontologie. - *N.Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. 43, Abt. B*, p. 349-450, Stuttgart.
- THENIUS, E., 1959: Die jungpleistozäne Wirbeltierfauna von Willendorf i. d. Wachau, N.Ö. - *Mitt. d. Präh. Komm.* 8-9, p. 133-167, Wien.
- RODE, K., 1930: Über den ersten Unterkiefermolaren bei Bären. - *Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B*, p. 83-90, Stuttgart.

Manusk. eingeg. 14. 2. 1961.

Anschrift des Verf.: Dr. Rudolf Musil, Moravské museum Brno, Tschechoslowakei.

Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns

Von Paul WOLDSTEDT, Bonn

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung. Es werden Gründe dafür vorgebracht, daß das Holozän als besondere Epoche angesehen werden kann. Für das Pleistozän werden verschiedene Einteilungen vorgelegt, von denen die in Tab. 2 wiedergegebene als beste angesehen und zur Diskussion gestellt wird.

Im Anschluß daran wird die Frage einer weiteren Teilung sowohl der Mindel (=Elster)- als auch der Saale (=Riß)-Vereisung diskutiert. Für beides sprechen gute Gründe; doch fehlt noch eine sichere Bestätigung. Schließlich wird die Einteilung der Letzten Eiszeit (Würm, Weichsel) erörtert und eine etwas veränderte Gliederung vorgeschlagen.

Summary. There are reasons to take the Holocene as a separate epoch. For the Pleistocene several divisions are discussed. The division given in table 2 seems to be the best.

The question of a further division of the Mindel (=Elster) and the Riss (=Saale) Glaciations is discussed, especially that of a separate "Warthe Glaciation" (Riss II?). There are good reasons for assuming longer intervals within both glaciations; but a definite answer to this question cannot be given so far. Lastly a new subdivision of the Last Glaciation (Würm = Weichsel) is proposed.

I.

Eine große Zahl von Forschern teilt das Quartär ein in Pleistozän und Holozän (früher sprach man im deutschen Schrifttum auch von Diluvium und Alluvium). Die beiden Abschnitte sind, was ihre Dauer anbelangt, recht ungleich: das Holozän umfaßt nur rund 10 000 Jahre, das Pleistozän wohl mindestens 1 Million, vielleicht sogar erheblich mehr. So schlagen einzelne Forscher, wie z. B. R. F. FLINT (1957, S. 284) vor, das Holozän als besondere Epoche verschwinden zu lassen und das Ganze unter dem Begriff des Pleistozäns zusammenzufassen. Wenn man bedenkt, daß das Holozän offenbar nichts anderes ist als eine Interglazialzeit, die auf die Letzte Eiszeit folgt und der voraussichtlich eine neue Eiszeit folgen wird, dann scheint dieser Vorschlag durchaus berechtigt zu sein.

Aber dem steht ein anderer Gesichtspunkt entgegen. Das Holozän, das bis zur Gegenwart führt, ist der geologischen Erforschung in ganz anderer Weise zugänglich wie alle älteren Formationen. So ist hier eine Feingliederung möglich, wie sie sonst nicht durchgeführt werden kann. Das Studium des Holozäns geht über in das allgemeine Studium der geologischen Vorgänge (die sog. „Allgemeine Geologie“). Man denke nur an die Entwicklung der Küsten, an die Gletscher und Inlandeise, die vulkanischen Erscheinungen, die Tiefseeböden, die Vegetationsgeschichte (Pollenanalyse!) usw. Die genaue Behandlung dieser Dinge in der Gegenwart und jüngsten Vergangenheit ist in einem Maße möglich wie bei keiner älteren geologischen Formation. So ist die Behandlung des Holozäns als einer besonderen Epoche durchaus berechtigt, und ich schließe mich dem Kreise derer an, die das Holozän als besondere Abteilung bestehen lassen wollen. Es herrscht weitgehende Übereinstimmung darüber, daß der Beginn des Holozäns bei ungefähr 10 000 Jahren vor heute anzusetzen ist.

Was nun das Pleistozän anbelangt, so hat sich mit seiner weiteren Einteilung im Jahre 1932 der 2. Internationale Quartär-Kongreß in Leningrad beschäftigt.¹⁾ Damals

¹⁾ In den Kongreß-Berichten findet sich darüber allerdings keine Mitteilung.

waren nur die vier alpinen (und nordamerikanischen) Eiszeiten bekannt, und es wurde folgende Einteilung vorgeschlagen:

Würm-Eiszeit	} Jung-Pleistozän
Riß/Würm-Interglazial (Eem ²)	
Riß-Eiszeit	} Mittel-Pleistozän
Mindel/Riß-Interglazialzeit (Holstein)	
Mindel-Eiszeit	} Alt-Pleistozän
Günz/Mindel-Interglazialzeit (Cromer)	
Günz-Eiszeit	

Eine vom Internationalen Geologenkongreß eingesetzte Kommission mit der Aufgabe, die Grenze Plio/Pleistozän festzulegen, kam 1948 zu dem Ergebnis, daß diese Grenze dort zu legen sei, wo sich die erste weltweite, zu Vereisungen führende Abkühlung bemerkbar mache. Dies trifft zu für den Beginn des Calabriums in den marinen, für den Beginn des Villafranchiums in den kontinentalen Gebieten. Diese — an sich sehr langdauernden — Abschnitte sind also noch vor dem „Alt-Pleistozän“ einzuordnen. Man half sich zunächst, indem man dem Alt-Pleistozän ein „Ältest-Pleistozän“ voranstellte (so auch in WOLDSTEDT 1954).

Aber die Unterscheidung von „alt“ und „ältest“ ist nicht gut. Sie führt sehr leicht zu Verwechslungen und stimmt auch mit der Einteilung der anderen Formationen nicht überein, wo wir es fast überall mit „alt“, „mittel“ und „jung“ (oder „unter“, „mittel“ und „ober“) zu tun haben. So bleibt nichts weiter übrig, als eine Neueinteilung des Pleistozäns in diese drei Abschnitte vorzunehmen. Wo aber sollen die Grenzen gezogen werden?

Es liegt nahe, den langen Abschnitt, der neu zum Pleistozän gekommen ist, das Calabrium bzw. Villafranchium im weiteren Sinne, als Alt-Pleistozän zu bezeichnen. Die Frage ist nur, wo die obere Grenze zu legen ist. H. L. MOVIOUS (1949) hat in einer ausführlichen Arbeit das ganze Villafranchium mit der Günz-Eiszeit parallelisiert. Das kann nun keinesfalls zutreffen. Nach neueren Untersuchungen sowohl in den Alpen (B. EBERL 1930, I. SCHAEFFER 1956, H. GRAUL 1949, S. VENZO 1956 u. a.) wie in den Niederlanden (W. H. ZAGWIJN 1960) liegen vor der Günz-Kaltzeit noch mehrere Warm- und Kaltzeiten, ehe wir in das Pliozän kommen. Sie alle zusammen bilden das Villafranchium. Dieses ist in Europa sowohl faunistisch wie floristisch charakterisiert durch tertiäre Relikte. In den Interglazialen, wie z. B. in Tegelen, Schwanheim usw., treten noch die tertiären Formen *Carya*, *Pterocarya*, *Magnolia*, *Phellodendron* usw. auf. Im Cromer-Interglazial sind diese Formen so gut wie völlig verschwunden, und wir finden zum ersten Male ein typisch quartäres Pollendiagramm (vgl. z. B. Cromer oder Bilshausen).

Ähnlich ist es mit der Fauna. Im Villafranchium treten in Mitteleuropa noch Formen wie *Mastodon* (*Anancus*) *arvernensis* u. dgl. auf. Auch diese sind im Cromer-Interglazial in Mittel- und Westeuropa verschwunden. Von den Elefanten sind im Villafranchium *Elephas planifrons* und *E. meridionalis* charakteristisch. Im Cromer-Interglazial entwickelt sich daneben *Elephas antiquus*, der von nun an die europäischen Interglaziale beherrscht. So liegt es nahe, in Europa das Altpleistozän mit der Günz-Eiszeit aufhören zu lassen und mit dem Cromer-Interglazial das Mittel-Pleistozän zu beginnen.

Schwierig ist es, eine geeignete Grenze zwischen Mittel- und Jung-Pleistozän zu ziehen. Mit dem Beginn der Riß-Eiszeit tritt in Mitteleuropa der echte *Elephas primigenius* auf, und man könnte denken, dies als Grenze zwischen Mittel- und Jung-Pleistozän zu benutzen. Ich habe dies im 2. Bande meines „Eiszeitalters“ (1958) getan. Die dadurch erhaltene Einteilung wird in Tab. 1 wiedergegeben.

2) Die Bezeichnungen Eem, Holstein und Cromer sind jünger.

Tabelle 1

Würm-Kaltzeit	↑	<i>Elephas</i>	} Jung-(Ober-) Pleistozän
Eem-Warmzeit	↑	<i>primigenius</i>	
Riß-Kaltzeit			
Holstein-Warmzeit		<i>Elephas</i>	} Mittel-Pleistozän
Mindel-Kaltzeit		<i>antiquus</i>	
Cromer-Warmzeit	↑		
Günz-Kaltzeit		<i>Elephas</i>	} Alt-(Unter-) Pleistozän
Ältere Warm- und Kaltzeiten		<i>meridionalis</i> (z. T. <i>planifrons</i>)	

Es fragt sich aber doch, ob die hier angenommene Grenze zwischen Mittel- und Jungpleistozän auf allseitige Zustimmung rechnen kann. Denn in der ausländischen Literatur (vgl. z. B. die englische und französische Literatur über Afrika) wird meist überhaupt nur die Letzte Eiszeit (Würm) als Jungpleistozän bezeichnet, während die vorhergehende Warmzeit (Eem) noch zum Mittel-Pleistozän gerechnet wird. In mündlichen Diskussionen über diese Frage hat H. B. S. COOKE (damals Johannesburg, Südafrika) vorgeschlagen, als Jungpleistozän die Letzte Interglazialzeit (Eem) und die Letzte Eiszeit (Würm) zusammenzufassen, die Riß-Eiszeit dagegen noch zum Mittel-Pleistozän zu rechnen.

Die Grenze Mittel-/Jung-Pleistozän würde dann dort verbleiben, wo sie der Inquakongreß 1932 hingelegt hat, und es würde sowohl das Mittel- wie das Jung-Pleistozän mit einer Interglazialzeit beginnen. Die so abgegrenzten Zeiträume sind zwar sehr verschieden lang — und zwar sind sie umso länger, je älter sie sind — aber das entspricht etwa der perspektivischen Verkürzung, unter der wir sie sehen.

Diese eben skizzierte Gliederung ist in Tab. 2 wiedergegeben, wobei die (roh geschätzte) Dauer der einzelnen Abschnitte eingesetzt worden ist. Mir scheint heute diese Einteilung die geeignetste zu sein.

Tabelle 2

Holozän		10 000 J.	
Würm-Kaltzeit	}	Jung-Pleistozän	100-120 000 J. ?
Eem-Warmzeit			
Riß-Kaltzeit	}	Mittel-Pleistozän	300-400 000 J. ?
Holstein-Warmzeit			
Mindel-Kaltzeit			
Cromer-Warmzeit	}	Alt-Pleistozän	1 Mill. J. ?
Günz-Kaltzeit			
Ältere Warm- und Kaltzeiten			

Zum Schluß sei noch kurz Stellung genommen zu dem Vorschlag von G. LÜTTIG (1959), der eine Reihe von neuen Stufennamen für das mitteleuropäische Pleistozän einführen möchte. Sein Vorschlag wird in Tab. 3 wiedergegeben.

Die Einteilung von G. LÜTTIG beruht auf dem Begriff des Zyklus. Natürlich kann man diesen Begriff auch im Quartär verwenden³⁾. Aber dann sollte man logischerweise den

³⁾ G. LÜTTIG (1958) hat solche Zyklen auch seiner Einteilung des italienischen Pleistozäns zugrunde gelegt.

Tabelle 3
Einteilung des mitteleuropäischen Pleistozäns nach G. LÜTTIG

Weichsel-Glazial	}	Utrecht-Stufe	Jung-Pleistozän	
Eem-Interglazial				
Saale-Glazial	}	Oldenburg-Stufe	Mittel-Pleistozän	
Holstein-Interglazial				
Elster-Glazial	}	Erfurt-Stufe	} Alt-Pleistozän	
Cromer-Interglazial				
Weybourne-Kaltzeit	}	Aachen-Stufe		
Tegelen-Warmzeit				
Butley-Kaltzeit				

Zyklus jedesmal mit einer Kaltzeit beginnen — denn die ganze Formation des Quartärs fing mit einer Kaltzeit an — und mit dem Ende der darauf folgenden Warmzeit aufhören lassen. Der letzte Zyklus würde dann mit der Letzten Eiszeit (Würm) beginnen, und das — noch nicht beendete — Holozän wäre die zweite Hälfte dieses letzten Zyklus.

Es entsteht aber die Frage, ob die Einführung von Zyklen mit den dazu notwendigen neuen Namen für das Quartär wirklich einen Gewinn darstellt.

In Afrika ist man meines Erachtens mit der Einführung solcher Stufen-Bezeichnungen nicht sehr glücklich gewesen. Dort sollten nach den Entschlüssen des 3. Panafrikanischen Kongresses in Livingstone (1957) nur die Stufen-Bezeichnungen Kageran, Kamasian, Kanjeran und Gamblian verwendet werden, wobei jede dieser Stufen (mit Ausnahme der letzten) eine Pluvialzeit und die darauf folgende Interpluvialzeit umfassen sollte. Mit zunehmender Kenntnis erweist es sich aber immer mehr als notwendig, dann noch hinzuzufügen, ob es sich im einzelnen Falle um die Pluvial- oder die Trockenzeit der betreffenden Stufe handelt. Es wird dann etwa von der „Kamasian/Kanjeran-Interpluvialzeit“ usw. gesprochen.

Zweifelloos wäre es hier besser gewesen, die obengenannten Bezeichnungen auf die Pluviale zu beschränken und für die Interpluviale besondere Namen einzuführen, so wie es in Europa und Nordamerika üblich ist. Denn, um nun auf die für Mitteleuropa vorgeschlagene Stufen-Einteilung zurück zu kommen: die erste entscheidende Frage bei jedem Vorkommen bleibt doch immer die: liegt es in einer Warm- oder in einer Kaltzeit? Das ist nicht nur wichtig für die Beurteilung der Faunen und Floren, sondern ebenso für die Lage des Meeresspiegels, für das Klima usw. Die zweite Frage ist die: wo liegt der Fundpunkt oder das Profil in der großen Einteilung: d. h. sind sie alt-, mittel- oder jungpleistozänen Alters? Die Zwischenschaltung von Stufenbezeichnungen bringt dabei nichts Neues, Entscheidendes hinzu und ist insofern unnötig.

II.

Kurz sei hier noch auf die Frage einer weiteren Untergliederung von einzelnen Teilen des Pleistozäns eingegangen. Die nordische Elster-Eiszeit (=Mindel) soll nach den Untersuchungen von WEST & DONNER (1956) im östlichen England durch das „Corton-Interstadial“ zweigeteilt sein. Befinden sich aber die von D. F. W. BADEN-POWELL (1950) beschriebenen „Corton Beds“ an ihrer ursprünglichen Lagerstätte (in ca. 30 m ü.d.M.), dann werden wir eher an eine interglaziale und nicht interstadiale Bildung denken müssen. Denn in einem Interstadial können wir einen so hohen Ozeanspiegel nicht erwarten. Auch die Terrassenfolge im mittleren und unteren Rheingebiet spricht für eine Zweiteilung der Elster- oder Mindel-Eiszeit. Dieser gehören die Obere und die Mittlere Mittelterrasse an. Beide zeigen einen eigenen Schotterkörper und sind durch einen beträchtlichen Zeitraum der Erosion voneinander getrennt. Auch hier könnte man eher an ein

Interglazial als ein Interstadial denken. In diesen Zeitraum wird von F. E. ZEUNER (1959), B. KURTÉN (1960) und anderen das bekannte Vorkommen von Mauer (mit *Hippopotamus!*) gestellt.

Lange schon wird die Frage einer Zerteilung der Riß- oder Saale-Eiszeit (im weiteren Sinne) diskutiert. Als ich 1927 den Begriff der „Warthe-Vereisung“ aufstellte, dachte ich zunächst an eine stärkere Trennung dieser „Warthe-Vereisung“ von der Saale-Vereisung, ließ aber die Frage zunächst offen, welcher Charakter dem Zeitraum zwischen Warthe- und Weichsel-Vereisung zukomme. Es zeigte sich später, daß hier ohne Zweifel die Eem-Interglazialzeit einzuordnen sei. Das war früher schon von A. JESSEN u. a. (1918) wahrscheinlich gemacht worden, ergab sich aber später mit größerer Sicherheit (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1954a).

Was dann den Zwischenraum zwischen Saale und Warthe anbelangt, so glaubte ich 1929 hier nur ein Interstadial annehmen zu sollen. Demgegenüber betonte V. MILTHERS (zuletzt 1950) immer wieder, daß hier eine echte Interglazialzeit liegen müsse. Er folgerte dies aus der Verbreitung des Braunen Ostseeporphyr, der im mittleren Norddeutschland und im angrenzenden Polen eine ausgeprägte Außengrenze zeigt. Nach MILTHERS muß das Eis in dem Zwischenraum Saale/Warthe mindestens bis nördlich der Ålandsinseln zurückgewichen sein. Vergleichen war das mit der entsprechenden Lage des Eisrandes in der Postglazialzeit, so muß in Mitteleuropa in dieser Phase bereits die Würmezeit begonnen haben, d. h. wir hatten dort bereits „interglaziale“ Verhältnisse. K. PICARD (1960) und H. STREMMER (1960) glauben, in Schleswig-Holstein interglaziale Böden gefunden zu haben, die in diese Zeit gehören sollen („Treene-Würmezeit“). Schon früher hatte E. MÜCKENHAUSEN (1939) betont, daß die Böden des „Warthe-Stadiums“ denen der Weichsel-Vereisung näher ständen als denen der Saale-Vereisung. Die Grenze legte er an die Hauptendmoränenzone der Lüneburger Heide (von den Schwarzen Bergen bei Harburg nach Südosten). Dieser Endmoränenzug stellt aber nicht die äußerste Ausdehnung der Warthe-Vereisung dar; sondern diese liegt, wie H. ILLIES (1955) nachwies, noch etwas weiter westlich bzw. südwestlich. So ist in diesem Bereich noch keine völlige Klarheit vorhanden.

Wenn zwischen Saale und Warthe eine echte Interglazialzeit vorhanden war, so sollten wir einen hohen Meeresspiegel erwarten — es sei denn, daß diese Interglazialzeit nur von sehr kurzer Dauer gewesen wäre. In der Postglazialzeit wurde das höchste „interglaziale“ Niveau erst am Ende des Atlantikums erreicht. Im Boreal lag der Meeresspiegel noch um 15–20 m tiefer. In einem Saale/Warthe-Interglazial müßten wir einen ähnlichen Verlauf des Meeresspiegel-Anstiegs erwarten. War dies Interglazial sehr kurz, dann ist vielleicht niemals ein hohes Meeresniveau erreicht worden; vielleicht lag das höchste erreichte Niveau unter dem gegenwärtigen und ist deshalb bisher unserer Aufmerksamkeit entgangen. Handelte es sich aber bei dem Saale/Warthe-Interglazial um eine ebenso lange Warmzeit wie bei den anderen Interglazialzeiten, so müßten wir für diese ein höheres Meeresniveau (etwa zwischen Monastir II und Tyrren) erwarten.

Daß es sich bei dem Saale/Warthe-Interglazial um eine verhältnismäßig kurze Warmzeit gehandelt habe, könnte vielleicht aus der Terrassenfolge des Niederrheingebiets gefolgert werden. In dieser ist die „Warthe-Vereisung“ zwar durch eine besondere Terrasse, die sog. „Krefelder Terrasse“, repräsentiert (vgl. u. a. W. PAAS 1961). Aber bei dieser handelt es sich offenbar um eine verhältnismäßig kurzfristige Bildung, die rheinaufwärts bisher nur bis in die Gegend von Bonn verfolgt werden konnte. Weiter oberhalb ist sie von der Unteren Mittelterrasse nicht mehr zu trennen. Während nun aber auf der Unteren Mittelterrasse eine kräftige Bodenbildung entwickelt ist, fehlt eine solche auf der Krefelder Mittelterrasse. Daraus folgert H. REMY (1960), daß diese kräftige Bodenbildung in die Saale/Warthe-Interglazialzeit gehöre.

Ein Pollendiagramm, das mit völliger Sicherheit in die Saale/Warthe-Interglazialzeit einzuordnen wäre, ist bisher nicht gefunden worden. Das von G. VON DER BRELIE (1955)

als typisch für diese Interglazialzeit angesehene Profil von Oberohe und Neuohe („Ohe-Interglazialzeit“) soll nach R. HALLIK (1960) mit großer Wahrscheinlichkeit in die vorhergehende Holstein-Interglazialzeit gehören.

Fassen wir das über den Zeitraum zwischen Saale und Warthe Gesagte zusammen, so spricht zwar vieles für das Vorhandensein eines echten Interglazials an dieser Stelle, doch müssen eindeutige Beweise dafür noch erbracht werden. —

Wir kommen schließlich zur Frage einer weiteren Gliederung der Würm- oder Weichsel-Eiszeit. Es besteht Einigkeit darüber, daß bei etwa 25—28 000 J.v.h., d.h. vor dem bei etwa 18—20 000 J.v.h. liegenden Würm-Maximum, ein Interstadial vorhanden war, das sog. „Paudorfer“. Höchst überraschend ist dabei, daß diese Wärmeschwankung sich bis in die Gegend von Göteborg in Schweden ausgewirkt haben soll (vgl. F. BROTZEN 1961). Aber die ausgeführten C^{14} -Bestimmungen lassen wohl kaum einen Zweifel daran, daß es sich hier tatsächlich um das Paudorfer Interstadial handelt.

A. LEROI-GOURHAN (1960) gibt kurz vor dem Paudorfer ein weiteres Interstadial an, das Arcy-Interstadial, das zwar kurz, aber doch recht kräftig war. Offenbar haben diese beiden Interstadiale zusammen, die, wenn überhaupt, nur durch einen kurzen kälteren Abschnitt getrennt waren, doch ein stärkeres Rückschmelzen des Eises verursacht. Ein Eisfreiwerden der Gegend von Göteborg wäre aber nur verständlich, wenn vorher, d.h. im Mittelwürm, noch keine Verbindung zwischen dem Skandinavischen und dem Britischen Eis über die Nordsee herüber vorhanden war. Diese Verbindung war wahrscheinlich auf das Maximum im Jungwürm beschränkt. —

Im übrigen geht es hauptsächlich um die Frage des sog. „Göttweiger Interstadials“, d.h. um die Frage, ob die Letzte Eiszeit durch ein länger dauerndes, verhältnismäßig warmes Interstadial oder gar einen 12—18 000 Jahre dauernden „Interstadial-Komplex“ unterbrochen war, wie dies besonders H. GROSS (zuletzt 1960) verfochten hat.

Als Stütze für das Vorhandensein dieses größeren „Göttweiger“ Interstadials wurde das von Edith EBERS (1960) beschriebene „Interstadial von Hörmating“ angesehen. Für dieses lagen zwei C^{14} -Datierungen vor: eines aus Torf ergab einen Wert von $45\,300 \pm 1000$ J.v.h., ein anderes aus Holz einen solchen von mehr als 53 000 J.v.h. H. GROSS (1960) wählte den ersteren, um damit seinen „Göttweiger-Interstadial-Komplex“ zu stützen. Es ist aber die Frage, ob nicht der aus Holz gewonnene Wert von $>53\,000$ J. vorzuziehen ist. Dann aber käme entweder das Brörup-Interstadial oder das Eem-Interglazial in Frage. K. BRUNNACKER (1962) kommt in einer neuen Untersuchung zu dem Ergebnis, daß es ein „Hörmatinger Interstadial“ nicht gebe, sondern daß die als solche beschriebenen Ablagerungen in das Eem-Interglazial gehörten. Auf jeden Fall kann Hörmating nicht als eindeutiger Beweis für ein „Göttweiger Interstadial“ angesehen werden.

Was nun den Altwürm-Abschnitt anbelangt, so hat Helga REICH (1953) in ihrer Arbeit über die Interglaziale von Großweil und Pfefferbühl zuerst hingewiesen auf starke klimatische Schwankungen, die den Beginn der Würm-Eiszeit kennzeichnen. In ihren Pollendiagrammen kommen diese zum Ausdruck durch abwechselnde Dominanzen von *Pinus* und *Picea*. Dabei bedeutet das Auftreten der *Pinus*-Dominanz ein Herabrücken der Schneegrenze um rund 1 000 m gegenüber der Laubwaldzeit des Interglazials; d.h. wir hatten schon recht bald im Altwürm nahezu volleiszeitliche Verhältnisse. Ähnliches haben dänische Untersuchungen (S. T. ANDERSEN 1961) für die bekannten Vorkommen Brörup und Rodebaek in Jütland ergeben. Hier waren bereits im Altwürm vegetationsarme Zeiten vorhanden, in denen Solifluktion herrschte. Schließlich zeigte sich dieselbe Entwicklung in den Niederlanden (nach ANDERSEN, DE VRIES & ZAGWIJN 1960). Nach den vorliegenden C^{14} -Bestimmungen kann man mit großer Wahrscheinlichkeit folgern, daß die von H. REICH nachgewiesenen altwürmzeitlichen Abschnitte mit *Picea*-Dominanz dem Amersfoort- und dem Brörup-Interstadial entsprechen.

Es entsteht die Frage, ob und in welcher Weise diese Schwankungen in den Lößprofilen registriert sind, und hier liegt es am nächsten, sie mit dem Abwechseln von Löß- und Schwarzerde-Phasen zu parallelisieren, das nach F. BRANDTNER (1954, 1956) auf die „F-Wärmezeit“ folgt und nach J. FINK (1956) den „Stillfrieder Komplex“ charakterisiert. Während aber BRANDTNER in seiner „F-Wärmezeit“ das „Göttweiger Interstadial“ sieht, parallelisiert J. FINK die Verlehmungszone an der Basis des Stillfrieder Komplexes mit dem Eem-Interglazial. Nach den heute vorliegenden C^{14} -Bestimmungen (vgl. bes. KLÍMA & KUKLA 1961) kann es kaum einem Zweifel unterliegen, daß J. FINK mit seiner Auffassung im Recht ist.⁴⁾

Wir haben also die Schwarzerdephasen des Stillfrieder und ähnlicher „Komplexe“ zu parallelisieren mit den Interstadialen des Altwürms in Jütland (Rodebaek, Brörup) und in Holland (Amersfoort usw.) sowie mit den Waldperioden 11 und 13 (*Picea*-Dominanzen) im Profil Großweil-Ohlstedt von H. REICH (1953).

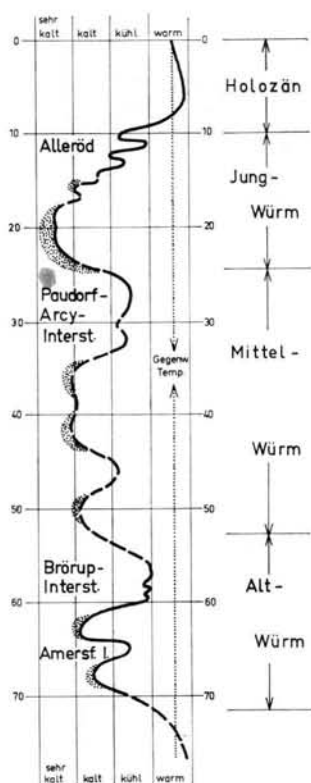


Abb. 1. Schematische Kurve, den (roh geschätzten) Temperaturgang der Letzten Eiszeit verdeutlichend. Punktiert: Hauptzeiten der Lößbildung.

Es ergibt sich dabei eine wichtige Feststellung: Die Absenkung der Schneegrenze im Beginn von Würm geschah verhältnismäßig schnell. Sehr bald war, wie schon oben gesagt wurde, ein Betrag von ca. 1000 m erreicht. Dieser kam dem Maximalbetrag von ca. 1200 m schon recht nahe. Nach S. Th. ANDERSEN (1961, S. 133) war schon im Abschnitt vor dem Rodeback (= Amersfoort)-Interstadial die Juli-Temperatur um mindestens 10°C abgesenkt. In Jütland herrschte Solifluktion, und in einzelnen Gebieten begann bereits die Lößbildung. Wir können also die Klimakurve der Letzten Eiszeit nicht mit nur ganz

⁴⁾ J. FINK hat mich kürzlich nochmals durch die wichtigsten Profile des österreichischen Lösses geführt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlichst danken möchte.

geringen Schwankungen beginnen lassen, wie sie etwa in den Kurven von J. FINK (1960) und HJ. MÜLLER-BECK (1959) gezeichnet worden sind, sondern müssen bereits im Altwürm mit einem ausgeprägt eiszeitlichen Klima (mit zwischengeschalteten interstadialen Schwankungen) rechnen.

Mit dem Ende des Brörup-Interstadials, d.h. bei rund 53 000 Jahren vor heute, wird man am besten das Altwürm begrenzen — nicht mit dem sog. „Göttweiger Interstadial“, wie ich dies 1960 vorgeschlagen habe. Denn die Existenz eines solchen Interstadials ist inzwischen zweifelhaft geworden. Daß allerdings die Klimakurve zwischen 50 000 und 30 000 J.v.h. so gleichmäßig verlaufen sei, wie sie von ANDERSEN, DE VRIES & ZAGWIJN (1960) gezeichnet wurde, ist nicht sehr wahrscheinlich. Wir werden auch in diesem, als Mittelwürm zu bezeichnenden Abschnitt mit einzelnen wärmeren Schwankungen zu rechnen haben.

Wir kommen dann zum Interstadial Arcy-Paudorf, mit dem wir am besten den als Mittelwürm zu bezeichnenden Abschnitt enden lassen (wie schon 1960 vorgeschlagen). Es folgt der Jungwürm-Abschnitt (za. 25 000 bis 10 000 J.v.h.) mit dem Maximum der Eisausbreitung. —

Abb. 1 gibt eine schematische Kurve der Würm-Eiszeit in Mitteleuropa, die gegenüber der zuletzt (1960) von mir gegebenen etwas modifiziert ist. Es handelt sich um eine roh geschätzte Temperaturkurve, und zwar im wesentlichen eine der Juli-Temperaturen. Die früher von mir gegebenen Kurven waren z. T. solche des Eisrandes. Sie sind aber sehr viel hypothetischer, besonders für den älteren Teil der Würm-Eiszeit. Der Aufbau eines Inlandeises erfolgte sehr langsam und hinkte der Temperatur-Entwicklung, mindestens im Anfang, erheblich nach, worauf u. a. J. BÜDEL (1960) hingewiesen hat. —

Zum Schluß noch zwei Empfehlungen: 1. Der Ausdruck „Göttweiger Interstadial“, wie er besonders von H. GROSS (1956), aber auch von mir selber (1958, 1960) verwendet worden ist, wird am besten nicht mehr angewandt. Denn die eine Gruppe von Forschern versteht darunter ein Würm-Interstadial, die andere ein Interglazial. Aber auch der Begriff: „Göttweiger Interglazial“ (G. GÖTZINGER 1935) würde am besten verschwinden. Denn für das damit gemeinte Letzte Interglazial ist die eindeutige Bezeichnung „Eem“ vorhanden.

2. Ein zweiter Begriff, den die Quartärgeologen besser nicht verwenden sollten, ist der des Bodenkompleses. Dieser von Bodenkundlern neuerdings viel angewandte Begriff (auch unter der Bezeichnung „Pedokomplex“) ist in der Quartär-Stratigraphie nicht brauchbar; denn er faßt Abschnitte zusammen, die stratigraphisch oft aufs schärfste zu trennen sind. Der Stillfrieder „Komplex“ z. B. umfaßt die Verlehmungszone der Eem-Interglazialzeit und einen großen Teil des Altwürms; d. h. eine der wichtigsten stratigraphischen Grenzen des Jungpleistozäns, die zwischen der Eem-Interglazialzeit und der Würm-Eiszeit, verläuft in der Mitte dieses Komplexes. Die Anwendung des Begriffes „Bodenkomplex“ birgt die Gefahr in sich, wichtige stratigraphische Grenzen zu übersehen.

Die hier vorgebrachten Anschauungen sind als Diskussions-Vorschläge gedacht. Ich bitte um Äußerungen dazu und werde diese gern in „Eiszeitalter und Gegenwart“ abdrucken. Vielleicht kommen wir so zu einer Einigung in der Frage der Gliederung des Quartärs.

Schriften-Nachweis

- ANDERSEN, Svend Th.: Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). - Danmarks geol. Unders., II. R. Nr. 75, 175 S., 15 Taf., Kopenhagen 1961.
- ANDERSEN, S. T., DE VRIES, H., & ZAGWIJN, W. H.: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - Geol. en Mijnbouw 39, 38-42, Leiden 1960.

- BADEN-POWELL, D. F. W.: Field meeting in the Lowestoft district. - Proc. Geol. Ass. 61, 191-197, 1950.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löss und fossile Böden in Niederösterreich. - Dieses Jb. 4/5, 49-82, Öhringen 1954. - Lössstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. - Ebendort 7, 127-175, 1956.
- VON DER BRELIE, G.: Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. - Dieses Jb. 6, 25-38, 1955.
- BROTZEN, F.: An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the Last Glaciation in Sweden. - Geol. Fören. Forh. 83, 144-150, Stockholm 1961.
- BRUNNACKER, K.: Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb. - Dieses Jb. 13 (im Druck).
- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. - Würzburger geogr. Arb., Heft 8, 45 S., Würzburg 1960.
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland usw. - Augsburg 1930.
- EBERS, Edith: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - Dieses Jb. 11, 64-76, 1960.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich. - Dieses Jb. 7, 49-77, 1956. - Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. - Mitt. geol. Ges. Wien 53, 249-266, Wien 1960.
- GÖTZINGER, G.: Zur Gliederung des Lösses. - Verh. geol. Bundesanst. 1935, S. 126-132, Wien 1935.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mindel. - Natf. Ges. Augsburg 1949, 3-31.
- GROSS, H.: Das Göttsweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. - Dieses Jb. 7, S. 87-101, 1956. - Die Bedeutung des Göttsweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. - Ebendort 11, 99-106, 1960.
- HALLIK, R.: Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 326-333, Hannover 1960.
- ILLIES, H.: Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg 51, 7-54, 1955.
- JESSEN, A., MADSEN, V., MILTHERS, V., NORDMANN, V.: Brörup Mosernes Lejringsforhold. - Danmarks geol. Unders., 4. R., Bd. 1, Nr. 9, Kopenhagen 1918.
- KLIMA, B., KUKLA, J.: Absolute chronological data of Czechoslovak Pleistocene. - Quaternary of Central and Eastern Europe. Instyt. geol., Prace 34, 171-174, Warschau 1961.
- KURTÉN, B.: Chronology and faunal evolution of the earlier European glaciations. - Soc. Sci. Fennica, Comment. biol. 21, Nr. 5, 62 S., Helsingfors 1960.
- LEROI-GOURHAN, Arlette: Flores et climats du Paléolithique Récent. - C.r. Congr. préhist. France Monaco 1959, S.A. 6 S., Le Mans 1960.
- LÜTTIG, G.: Stratigraphische Bemerkungen zum nichtmarinen Quartär Mittelitaliens. - Geol. Jb. 75, S. 651-662, Hannover 1958. - Eiszeit - Stadium - Phase - Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. - Ebendort 76, S. 235-260, Hannover 1959.
- MILTHERS, V.: Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisungen in Nordwesteuropa. - Geol. Fören. Förh. 72, 257-268, Stockholm 1950.
- MOVIUS, H. L.: Villafranchian Stratigraphy in Southern and Southwestern Europe. - Journ. Geol. 57, 380-412, Chicago 1949.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Böden des Warthestadiums in Nordhannover. - Abh. naturw. Ver. Bremen 31, 335-346, 1939.
- MÜLLER-BECK, Hj.: Bemerkungen zur Stratigraphie des mitteleuropäischen Jungpleistozäns. - Dieses Jb. 10, 144-160, 1959.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Dieses Jb. 12, 165-230, 1962.
- PICARD, K.: Zur Untergliederung der Saalevereisung im Westen Schleswig-Holsteins. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 316-325, Hannover 1960.
- REICH, Helga: Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbühl im Bayrischen Alpenvorland. - Flora 140, 386-443, Jena 1953.
- REMY, H.: Der Löss am unteren Mittel- und Niederrhein. - Dieses Jb. 11, 107-120, 1960.
- SCHAEFER, J.: Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. - Actes IV. Congr. intern. Quat., vol. II, 910-914, Rom 1956.
- STREMMER, H. E.: Bodenbildung auf Geschiebelehmern verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. - Z. deutsch. geol. Ges. 112, 299-308, Hannover 1960.

- VENZO, S.: Stadi della glaciazione del „Donau“ sotto al Günz ed al Mindel nella serie lacustre di Leffe (Bergamo). - Actes IV. Congr. intern. Quat., vol. I, 65-85, Rom 1956.
- WEST, R. G., & DONNER, J. J.: The glaciations of East Anglia and the East Midlands. - Quart. J. geol. Soc. London **112**, 69-91, 1956.
- WOLDSTEDT, Paul: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. I, Stuttgart 1954. - - Dasselbe, Bd. II, Stuttgart 1958. - - Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Dieses Jb. 4/5, S. 34-48, 1954 [1954a]. - - Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. - Ebendort **11**, 148-165, 1960.
- ZAGWIJN, W. H.: Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. - Proefschr. Leiden, 78 S., 18 Taf., Maastricht 1960.
- ZEUNER, F. E.: The Pleistocene Period. - 2d. ed. London 1959.

Manusk. eingeg. 29. 3. 1962

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Paul Woldstedt, Bonn, Argelanderstraße 118.

Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb.

Von KARL BRUNNACKER, München

Mit 1 Abbildung im Text

Zusammenfassung: Das von E. EBERS (1960) beschriebene und gedeutete Profil von Hörmating wird einer kritischen Betrachtung unterzogen und neu interpretiert. Demnach kommt hier nur ein an eine einzige Landoberfläche gebundener Boden, typologisch als stark entwickelte Parabraunerde vor, wie sie seitens der Paläopedologie im gesamten mitteleuropäischen Raum als Auswirkung interglazialer Verwitterung angesehen wird. Im Bereich der nicht mehr aufgeschlossenen Folge mit Seekreide und Torf ist zumindest die Deutung der hangenden Feinsedimente als Seeton fraglich; denn über dem aufgeschlossenen Bodenrest liegt eine Fließerde (Abb. 1), wie sie — entsprechend dem Profil Hörlkofen — die periglaziale Sedimentationsfolge der Würmeiszeit einleitet. — Das wichtigste offene Problem in der Gliederung des Jungpleistozäns liegt weiterhin in der Frage einer Verknüpfung des mittels vegetationskundlicher Untersuchungen rekonstruierten Klimaablaufes des Riß/Würm-Interglazials einschließlich der beginnenden Würmeiszeit mit dem Beginn des Periglazialgeschehens der Würmeiszeit.

Abstract: A critical review and a new interpretation is given of the Pleistocene deposits at Hörmating described by E. EBERS (1960). There is only a single „Parabraunerde“ horizon, of the type considered by all authorities as evidence of interglacial weathering in Central Europe. In the upper part of the section (today covered with debris) E. EBERS described lacustrine mud and peat. There, at least the interpretation of the fine-grained sediments as lacustrine deposits is questionable, since a horizon with solifluction (fig. 1) lies upon the soil horizon mentioned above; and usually that is the base of the Würm periglacial deposits, as can be seen, for instance, in the Hörlkofen section. Consequently, the most important problem in Younger Pleistocene stratigraphy is still open: how to connect the latest traces of the climatic evolution of the Riß/Würm interglacial period, as reconstructed on paleobotanical evidence, with the earliest periglacial deposits of the Würm glacial period.

Eines der wichtigsten Ergebnisse des Löß-Symposiums, das anlässlich des 6. INQUA-Kongresses 1961 in Lublin veranstaltet wurde, waren die gleichartigen Feststellungen über die Gliederung der würmeiszeitlichen Periglazialprofile in den verschiedenen Lößprovinzen Mitteleuropas auf der Grundlage der Paläopedologie (Vorträge von: I. LIEBEROTH, V. LOŽEK, J. FINK, K. BRUNNACKER). Demnach ist u. a. die Göttsweiger Bodenbildung als Ausdruck eines „großen Würminterstadials“ hinfällig. Auch anwesende Anhänger eines derartigen Göttsweig-Interstadials vermochten hiergegen keine ernsthaften bzw. überhaupt keine Einwände vorzubringen. Als Ersatz oder Untermauerung für diesen je nach Auffassung nie vorhandenen oder nun verlorengegangenen bzw. problematisch gewordenen *locus typicus* scheint das von E. EBERS (1960) beschriebene, von H. GROSS (1960) zusätzlich parallelisierte und von E. KRAUS (1961) noch einmal behandelte Profil von Hörmating geradezu prädestiniert. Dieses Hörmatinger Profil habe ich im Jahre 1961 mehrfach besucht; einmal zusammen mit Frau Dr. E. EBERS. Nachdem Frau Dr. EBERS trotz aller Einwände weiterhin die ursprüngliche Auffassung aufrecht erhält (1961), sind einige kritische Bemerkungen zu diesem Profil angebracht.

Das Profil zeigte im Jahre 1961 den in Abb. 1 dargestellten, seitlich durch Angaben von E. EBERS (1960) ergänzten Aufbau:

1. Mit Sicherheit läßt sich nur der Boden einer einzigen Landoberfläche erkennen und zwar in ehemaliger Oberhanglage als einwandfreier B-Horizont einer interglazialen Parabraunerde und in ehemaliger Unterhang- und Hangfußlage als die dazugehörige standortsbedingte Modifikation. Zwischen den beiden fossil erhalten gebliebenen Bodenresten ist die ehemalige Landoberfläche, die somit die Form eines flachen Rückens besaß, etwas geköpft. Der hier ursprünglich ebenfalls vorhandene Boden wurde z. T. solifluktuiv abgetragen. Dieses Abtragsmaterial überdeckt als Fließerde den noch am Hangfuß *in situ*

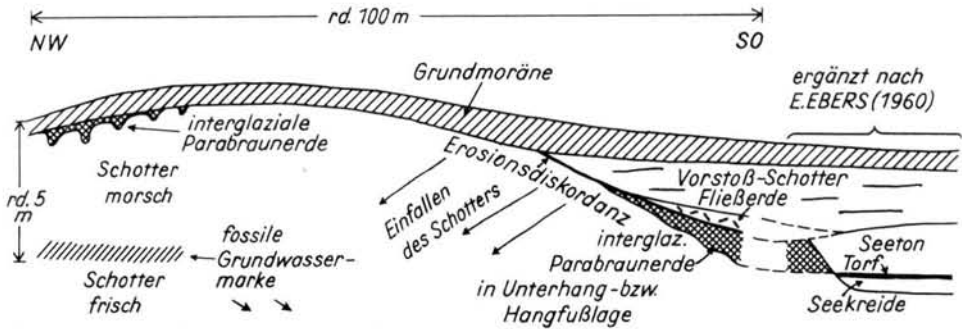


Abb. 1. Der Aufbau des Profils von Hörnating nach meinen Beobachtungen im Jahre 1961, seitlich nach den Angaben von E. EBERS (1960) ergänzt.

befindlichen Bodenrest. Die Seitenerosion bei Ablagerung des darüber folgenden Schotters wird ebenfalls ausräumend gewirkt haben. Vor allem aber wurde der Boden im Bereich des ehemals vorhandenen Rückens durch den darüber hinweggehenden Gletscher aufgearbeitet. Es liegt somit eine Erosionsdiskordanz zwischen einem unteren Schotter und einem oberen Schotter bzw. Grundmoräne. Auch die Abb. 4 bei E. KRAUS (1961) bedarf entsprechender Korrektur.

2. Richtige Beobachtung des bei meinen Besuchen nicht mehr aufgeschlossenen Kontaktes zwischen diesem fossilen Boden und der Seekreide vorausgesetzt (E. EBERS 1960, Abb. 2), bleibt es unverständlich, weshalb diesem Boden interstadialer Charakter bei einer doch auch für Laien auf dem Gebiet der Paläopedologie bemerkenswerten Mächtigkeit von mehr als 2 m zugesprochen wurde (die heutigen in jeder Hinsicht vergleichbaren Böden dieses Gebietes zeigen eine Mächtigkeit von max. 1 m). Es läge doch nahe, folgendermaßen zu gliedern: 1. Boden = Riß/Würm-Interglazial, 2. Ausräumung einer Rinne im Bereich der Reliefdepression = „WI“, 3. Füllung der Depression bzw. Rinne mit Seekreide und Torf = „Göttweig-Interstadial“. Das Hauptmotiv, weshalb nicht zu dieser Lösung gegriffen wurde, scheint das „frische“ Aussehen dieses tieferen Teiles des Schotters zu sein. Abgesehen davon, daß dies kein stratigraphisches Kriterium ist, zeigen die Gerölle (besonders aus Dolomit und Flysch) im oberen Abschnitt dieses unteren Schotters durchaus die Anwitterungserscheinungen, wie sie in älteren Ablagerungen häufiger vorzukommen pflegen.

3. Eine gewichtige Rolle spielen weiter die C^{14} -Daten aus dem die Seekreide überlagernden Torfhorizont (Torf: 45300 ± 1000 , Holz: über 53000 C^{14} -Jahre). Aus solchen unterschiedlichen C^{14} -Daten ungleichwertigen Materials, noch dazu bei so weit zeitlich zurückliegender Ablagerung, Altersunterschiede zwischen Holz und Torf abzuleiten, ist wohl möglich, jedoch keinesfalls zwingend; denn Holz liefert bessere Werte als Torf, wie Torf wiederum bessere zu liefern vermag als z. B. Humus. Darauf hat übrigens H. GROSS (1957, S. 149) selbst hingewiesen, was ihn aber nicht hinderte (1960), hier ebenfalls die Torfdatierung zur Grundlage einer Stratigraphie zu machen. Wer das älter datierte Holz als aus wesentlich älteren Ablagerungen aufgearbeitet und eingedröckelt deuten will, kann dies nicht auf Grund der unterschiedlichen C^{14} -Daten tun, sondern muß andere, stichhaltigere Gründe anführen. Hier wurde also wieder einmal die sicherlich sehr wertvolle C^{14} -Methode in ähnlicher Weise überfordert, wie der Elefantenzahn von Münsingen (vgl. K. D. ADAM 1960), dem E. EBERS (1955) in einem vergleichbaren Zusammenhang ebenfalls einige Bedeutung beimißt.

Die Humuszonen im Profil von Unterwisternitz zeigen übrigens ein C^{14} -Alter von mehr als 55 000 Jahren und die von Oberfellabrunn sind dementsprechend zu korrigieren (vgl. B. KLIMA & J. KUKLA 1961).

4. Über dem Torf soll ein „Seeton“ mit Lößkomponente liegen. In den bei meinen Besuchen noch offenen Teilen der Kiesgrube war über dem fossilen Boden zum Teil eine hellbraune Fließerde als Gemisch aus A3- und B-Horizontmaterial der verlagerten Parabraunerde aufgeschlossen (Abb. 1). Diese an Restgeröllen reiche Lage weist einen verhältnismäßig hohen Schluffgehalt auf, der von einer Lößkomponente (E. SCHÖNHALS nach E. EBERS 1960), aber genau so gut von in den Schottern vorhandenem und dann verwittertem Flyschmaterial abgeleitet werden kann. Doch ist dies letzten Endes unwesentlich. Von Interesse ist hingegen der (mündliche) Hinweis von Frau Dr. EBERS, daß der hangende Seeton, abgesehen von grauer Färbung, gleichartige Ausbildung zeigt. Nun macht aber graue Färbung noch lange nicht aus einer Fließerde einen Seeton. Es könnte vielmehr an synsedimentäre wie postsedimentäre Vergleyung dieser Fließerde gedacht werden, wobei ein Zusammenhang zwischen den die Reduktion des Eisens auslösenden, im Sediment zirkulierenden Grundwässern und dem unterlagernden Torf nicht von der Hand zu weisen ist. Auf die sonstigen nicht immer ganz verständlichen Deutungsversuche, wie vor allem die „Verwitterung“ einer hangenden „Seekreide“ zu diesem „Seeton“, näher einzugehen, erübrigt sich.

Das Prinzip der würmeiszeitlichen Abfolge des Profils von Hörmating ist damit bis zu einem gewissen Grad dem ähnlich, das von Hörlkofen beschrieben wurde (K. BRUNNACKER 1956): Mit einer Basisfließerde wird die würmeiszeitliche Periglazialfolge eingeleitet, darüber kommt im Glazialbereich ein Vorstoßschotter und dann die Grundmoräne, im Periglazialbereich hingegen die weiter differenzierbare würmeiszeitliche Lößabfolge.

Die Probleme des Profils von Hörmating liegen in einem ganz anderen Bereich, als von E. EBERS (1960), H. GROSS (1960) und E. KRAUS (1961) dargestellt — nämlich in der Beziehung zwischen dem sicher interglazialen Boden und der „Seekreide“-Torf-Folge, die gemäß der Abb. 2 von E. EBERS (1960) durch eine Erosionsphase voneinander getrennt sein müssen. Daran würden sich interessante Folgerungen anschließen lassen, wenn dieser Kontakt in der dargestellten Weise wirklich eindeutig beobachtet worden wäre; doch ist dies, wie Frau Dr. EBERS bei der gemeinsamen Besichtigung zu erkennen gab, keineswegs der Fall.

Nicht nur im Alpenvorland bestehen Schwierigkeiten, die pollenanalytisch untersuchten Profile des Letzten Interglazials mit den vorwiegend paläopedologisch untersuchten würmeiszeitlichen periglazialen Profilen zu verknüpfen. Daß hier noch Probleme offen sind, wurde schon vor Jahren betont (K. BRUNNACKER, z. B. 1957). Dazu wird Hörmating jedoch kaum einen Beitrag zu liefern vermögen.

Ergänzend sei noch auf sonstige „Nachweise“ des Murnauer bzw. Göttweig-Interstadials in Bayern eingegangen. Den fossilen „Murnauer Boden“ im Sinne von E. KRAUS (1955) vermochte ich trotz des empfohlenen Schürfens nicht zu finden. Das einzige eventuell diskutabile Profil innerhalb der von mir besuchten Aufschlüsse könnte in der Kiesgrube am nördlichen Ortsausgang von Riegsee liegen. Doch handelt es sich dabei (falls nicht rezent) gegebenenfalls um einen interglazialen Bodenrest einer Parabraunerde, nicht um einen interstadialen.

Das von H. GROSS (1959, S. 71) zitierte angebliche „Göttweig-Vorkommen“ in der Ziegelei Korbacher in Kitzingen beruht auf einem Mißverständnis seitens Herrn GROSS; darauf wies Herr SCHÖNHALS bei einem erneuten Besuch des Profils hin. Hinsichtlich der Funde am Unterislinger Weg in Regensburg wird H. GROSS (1959) seine Auffassung wohl ebenfalls revidieren müssen; denn die genaue Situation geht eindeutig aus der Original-literatur hervor. Das Problem am Profil von Ried bei Neuburg a. d. Donau ist nicht durch „minutiöse“ feinstratigraphische (H. GROSS 1959), ansonsten am Kern der Sache vorbeigehende und durch die Paläopedologie überholte Methoden zu lösen (z. B. E. W. GUENTHER 1961).

Zur Methodik sei noch ergänzend bemerkt: Eine Untersuchung der Lößprofile allein vom Sediment her ist nicht geeignet, eine stratigraphische Einstufung zu erreichen. Eine Untersuchung mit dem Schwergewicht auf paläopedologischen Kriterien bringt hingegen zumindest vergleichbare Deutungen. So war es anfänglich meist nicht immer ganz einfach, die Profile des Alpenvorlandes mit denen von Böhmen in Übereinstimmung zu bringen. Heute jedoch, wo gleiche Arbeitsmethoden unter Betonung paläopedologischer Kriterien Anwendung finden, stellen sich vergleichbare Ergebnisse ein, so daß eine Parallelisierung unschwer möglich ist.

Außerdem ist der Fundhorizont des Faustkeils von Ried nicht gesichert. Dieses Artefakt mag wohl dem tieferen Abschnitt des Profils entnommen sein, es könnte aber — abgesehen von Erwägungen, die sich hier nicht weiter erörtern lassen — vielleicht doch auch der gerade an Lehmwänden mit Baggereibetrieb recht kräftig ausgebildeten Verzugszone entnommen sein.

Schriften

- ADAM, K. D.: Das Mammut aus dem Grabental bei Münsingen (Kanton Bern). Ein überfordertes Leitfossil. - *Ecl. geol. Helvetiae* 53, S. 481-491, Basel 1960.
- BRUNNACKER, K.: Das Lößprofil von Hörlkofen/Obb. - *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.* 1956, S. 424-433, Stuttgart 1956. - - Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän im Bayern. - *Geol. Bavarica* 34, München 1957.
- EBERS, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. - *Diese Zeitschr.* 6, S. 96-109, Öhringen 1955. - - Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - *Ebendort* 11, S. 64-76, Öhringen 1960. - - The new found Laufen-Interstadial in Upper Bavaria. - *INQUA, 6. Kongress, Abstracts of Papers*, S. 21-22, Łódź 1961.
- GROSS, H.: Die Fortschritte der Radiokarbon-Methode 1952-1956. - *Diese Ztschr.* 8, S. 141-180, Öhringen 1957. - - Noch einmal: Riß oder Würm? - *Ebendort* 10, S. 65-76, Öhringen 1959.
- GUENTHER, E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen. I. Teil. - *Fundamenta, Reihe B*, 1, Köln, Graz 1961.
- KLIMA, B. & KUKLA, J.: Absolute chronological Date of Czechoslovak Pleistocene. - *Inst. Geolog. Prace*, 34, S. 171-174, Warszawa 1961.
- KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - *Diese Ztschr.* 6, S. 75-95, Öhringen 1955. - - Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. - *Ebendort* 12, S. 43-59, Öhringen 1961.

Manusk. eingeg. 13. 2. 1962

Anschrift des Verf.: Privatdozent Dr. K. Brunnacker, München 27, Möhlstraße 12a.

Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München

VON MARGRIT BRUNNACKER UND KARL BRUNNACKER, München

Mit 4 Tabellen im Text

Zusammenfassung: Von fünf Stellen wird eine unter rißeiszeitlichem Hochterrassenschotter gefundene interglaziale Molluskenfauna beschrieben (s. Tab. 1); sie wird ökologisch gedeutet und stratigraphisch mit anderen Molluskenfaunen verglichen (s. Tab. 2); ferner wird die Genese des einbettenden Sedimentes erörtert (s. Tab. 3). Die sich daraus ergebenden Gesichtspunkte für eine Abtrennung des ausgehenden Mindel/Riß-Interglazials von der (beginnenden?) Rißzeit werden diskutiert (s. Tab. 4); demnach deutet sich wenigstens für einen Teil der Profile eine Sedimentationslücke zwischen dem molluskenführenden interglazialen Horizont und dem darüberliegenden fluvioglazialen Schotter der Rißzeit an.

Abstract: A fauna of interglacial molluscs is described (tab. 1) which, in five sites, was found underneath a gravel terrace of Rissian age. It is interpreted ecologically, and compared stratigraphically with other faunas (tab. 2). The genesis of the embedding sediment is also treated (tab. 3). The results of these studies are discussed with respect to the possibility of separating stratigraphically the declining Mindel/Riß interglacial age from the (beginning of the ? Riß glacial stage (tab. 4). The existence of a stratigraphical break is indicated in at least some of the profiles studied, between the interglacial horizon with molluscs and the overlying fluvioglacial gravels of the Riß stage.

Durch R. SCHRÖDER (1915) wurden die bis dahin bekanntgewordenen Funde pleistozäner Molluskenfaunen im Hochterrassenschotter des Münchener Gebietes umfassend dargestellt. Erst H. NATHAN (1953) hat ein weiteres, in der Ausbildung jedoch abweichendes Vorkommen südwestlich Moosburg beschrieben. Bei Untersuchung der Hochterrassenreste östlich der Isar wurden in den letzten Jahren schließlich die hier behandelten Molluskenfaunen gefunden. Auf die Ausbildung der Gesamtprofile und die genaue Lage der Profile wird in einem späteren, schotterpetrographischen Beitrag eingegangen werden.

I. Die Fauna (Margrit BRUNNACKER)

Die von R. SCHRÖDER (1915) bearbeiteten Fundpunkte in den Kiesgruben der Hochterrasse bei Oberföhring und Ismaning sind heute nicht mehr zugänglich. Jedoch wurden bei von M. KURSCH durchgeführten geologischen Untersuchungen auf Gradabteilungsblatt Ismaning Feinsedimente mit Molluskenfaunen gefunden, die durch Hochterrassenschotter überlagert werden, und zwar im Bereich der kleinen Hochterrasseninsel von Eicherloh (Aufschluß-Nr. X) und Eichenried (Nr. IX), ferner auf Gradabteilungsblatt Moosburg im Gebiet des durch H. NATHAN (1953) genannten „Hochterrassen“-Restes mit *Fagotia acicularis* FÉR. bei Niederhummel (Nr. II) und Thonstetten (Nr. VII und Nr. VIII).

Die Zusammensetzung dieser Faunen (Tab. 1) zeigt in Eicherloh, Eichenried und Niederhummel große Ähnlichkeit mit derjenigen, die R. SCHRÖDER (1915) als Interglazialfauna aus der Umgebung von Ismaning beschrieben hat. Man darf weiter annehmen, daß diese Fauna bereits in die Zeit etwas nach dem interglazialen Klimaoptimum gehört; denn es handelt sich um eine Laubwald- evtl. auch Mischwaldfauna, wie sie rezent südlich München bzw. im weiteren Alpenvorland gefunden werden könnte. Bemerkenswert ist darin der bislang von hier fossil nicht bekannte *Goniodiscus perspectivus* MEG., der heute südlich München in feuchteren Laubwäldern vorkommt. Die Ähnlichkeit mit der genannten, durch R. SCHRÖDER (1915) bearbeiteten Fauna zeigt sich auch darin, daß es sich praktisch um keine Mischfaunen verschiedener Biotope handelt, wie es normalerweise bei Einbettung in Flußablagerungen der Fall ist. Deshalb dürfte auch die Durchsicht auf Ostracoden erfolglos geblieben sein. Wesentlich geringer ist hingegen die Artenzahl der Mollusken im Profil Thonstetten Nr. VII und VIII. Doch ist auch hier die Sedimentausbil-

Tabelle 1
Verzeichnis der gefundenen Molluskenarten

	Eicherloh (Nr. X)	Eichenried (Nr. IX)	Nieder- hummel (Nr. II)	Thonstetten (Nr. VII)	Thonstetten (Nr. VIII)	Durch R. SCHÖDER (1915) gefd.
<i>Succinea pfeifferi</i> ROSSM.	h		e			+
„ <i>oblonga</i> DRAP.			sh			
<i>Cochlicopa lubrica</i> MÜLL.	h	sh	sh	h		+
<i>Pupilla</i> sp.				e		
<i>Pagodulina pagodula</i> DESM.		e				
<i>Vallonia pulchella</i> MÜLL.	h	e	e	e		+
„ <i>costata</i> MÜLL.				e	h	+
<i>Cochlodina</i> sp.			e		e	
<i>Punctum pygmaeum</i> DRAP.		e				
<i>Goniodiscus rotundatus</i> MÜLL.	h	sh	sh			+
„ <i>perspectivus</i> MEG.		sh		sh		
<i>Retinella radiatula</i> ALDER	h		h			
„ <i>nitidula</i> DRAP.		sh				+
„ <i>nitens</i> MICH.		e		sh		
„ sp.					sh	
<i>Vitrea diaphana</i> DRAP.		h				
„ <i>crystallina</i> MÜLL.		h				+
„ sp.					h	
<i>Euconulus trochiformis</i> MONT.	h	h				+
<i>Dandebaridia brevipes</i> DRAP.		e				
<i>Semilimax semilimax</i> FÉR.	e		e			+
<i>Fruticicola sericea</i> DRAP.	sh					+
„ <i>unidentata</i> DRAP.		e				+
„ <i>edentula</i> DRAP.		e				+
<i>Helicodonta obvoluta</i> MÜLL.		h				
<i>Arianta arbustorum</i> L.		h	e	e		+
<i>Cepaea</i> sp.			e	e		
<i>Carychium tridentatum</i> RISSO			sh			+
<i>Galba truncatula</i> MÜLL.		e	sh			
<i>Gyraulus albus</i> MÜLL.			e			
„ <i>laevis</i> ALDER			h			
<i>Acme polita</i> HARTM.			e			+

e = einzeln (1—2 Gehäuse)

h = häufig (3—6 Gehäuse)

sh = sehr häufig (mehr als 6 Gehäuse)

} in jeweils rd. 5 kg Sediment

dung und der Profilaufbau so eindeutig, daß kein Zweifel an der Gleichaltrigkeit und den gleichen Bildungsbedingungen aufkommen kann.

R. SCHRÖDER (1915) hat in diesem interglazialen Fundhorizont insgesamt 26 Arten festgestellt, von denen 15 auch in den neuen Aufsammlungen gefunden werden konnten. Infolge der regen Kiesentnahme sind die hier aufgeführten neuen Fundstellen zum Teil bereits wieder weitgehend abgebaut, so daß auch durch Aufsammlungen über einen längeren Zeitraum hinweg die Ausbeute kaum zu erhöhen ist.

Mischfaunen finden sich ebenfalls im Hochterrassenschotter, und zwar in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau (R. SCHRÖDER 1915), ferner in eindeutig interglazialen Ablagerungen südwestlich Moosburg (H. NATHAN 1953).

Damit lassen sich im Bereich der mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Münchener Gebietes, ergänzt durch einige andere Funde, folgende Faunen verschiedener Zusammensetzung, Lagerung und stratigraphischer Situation unterscheiden:

1. An der Basis der Hochterrasse in zum Teil in Schollen aufgearbeiteten Feinsedimenten eine interglaziale Fauna terrestrer Biotope; hierzu gehört die von R. SCHRÖDER (1915) beschriebene Fauna und die jetzt neu hinzukommenden Funde.

2. Eine ebenfalls von R. SCHRÖDER (1915) beschriebene, in den Hochterrassenschotter, jedoch in etwas höherem Niveau eingelagerte, mit fast 40 Arten verhältnismäßig reiche Mischung von Land- und Wassermollusken mit kühleren bis kalten Klimaansprüchen (= „Jüngere Fauna“). Bezeichnenderweise wurden hier bereits Reste des Halsbandlemmings gefunden.

3. Bei Lochhausen wurde ferner im Hochterrassenschotter eine Fauna (4 Arten) mit Dominanz der Succineen festgestellt. Sie wird von R. SCHRÖDER (1915) der unter 2. genannten Fauna zeitlich gleichgesetzt. Diese Gleichsetzung scheint aber insofern nicht eindeutig zu sein, als diese Fauna bereits eine dem (würmeiszeitlichen) Löß Südbayerns recht ähnliche artenarme Zusammensetzung aufweist (vgl. M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956). Allerdings kann im Löß des Tertiärhügellandes in S-Exposition noch *Arianta arbustorum* L. hinzukommen. Diese Fauna, gleich ob im würmeiszeitlichen Löß oder im rißeiszeitlichen Hochterrassenschotter, zeigt auf relativ feuchte kaltklimatische Verhältnisse. Hingegen deutet eine andere Fauna mit *Succinea oblonga* DRAP., *Pupilla muscorum* L., *Fruticicola striata* MÜLL. und *Vallonia tenuilabris* A. BR. in dem einem alten Schotter (Mindel) eingelagerten Lehm bei Riedlingen auf trockenere glaziale Verhältnisse. Hierüber wird durch H. GRAUL in einer eigenen Arbeit berichtet werden.

4. Die sicher jüngere als die erste genannte interglaziale Fauna südwestlich Moosburg liegt hingegen als Mischfauna mit *Fagotia acicularis* FÉR. im Schotter bzw. in darin vorkommenden sandigeren Lagen — hier zeigt sich in der Art des einbetenden Sedimentes eine abweichende Genese an.

5. In einem Auemergel über diesem Fagotienschotter kommt neben einigen anderen, durch Einzelexemplare vertretene Arten vor allem *Gyraulus gredleri* GRDL. vor. Verhältnismäßig kühle Klimaverhältnisse scheinen hier angedeutet, ebenso wie in der etwas artenreicheren Fauna der „Seekreide“ von Hörmating (vgl. R. DEHM in E. EBERS 1960).

Für die aufgezählten mittel- bis jungpleistozänen, in fluviatilen Feinsedimenten, bzw. ausnahmsweise auch in Schotter, vorkommenden Molluskenfaunen ergibt sich damit die in Tab. 2 dargelegte, vereinfachte Gliederung nach ökologischen Ansprüchen unter Berücksichtigung der stratigraphischen Stellung. Auch weitere, bereits veröffentlichte Faunen (R. SCHRÖDER 1915, J. SCHRÖDER & R. DEHM 1951) sowie inzwischen neu hinzugekommene, noch nicht publizierte Vorkommen des Alpenvorlandes können in ein derartiges Schema eingebaut werden.

Die in Tab. 2 angeführten Mischfaunen lassen sich normalerweise als aus verschiedenen Biotopen zusammengeschwemmt erklären. Daneben gibt es aber auch auf Sukzessionen

Tabelle 2

Die mittel- und jungpleistozänen Molluskenfaunen bei München (durch einige andere Vorkommen ergänzt), gegliedert nach zeitlicher Stellung und ökologischer Bewertung

Klimatische Bewertung	Landfaunen	Wasserfaunen	Mischfaunen	Einbettendes Sediment	Zeitliche Stellung
kalt, rel. feucht	Lößfaunen mit Dominanz der Succineen			Löß	Würmeiszeit
kühl bis kalt ?		Auemergelfauna von Oberhummel		Auemergel	Ende des Riß/Würm- Interglazials oder Beginn der Würmeiszeit
rel. sommerwarm			<i>Fagotia</i> -Fauna SW Moosburg	Schotter	Riß/Würm-Inter- glazial
kühl bis kalt	Succineenfauna im Hochterrassen- schotter bei Lochhausen		„Jüngere“ Fauna im Hochterrassen- schotter NO München	Feinsediment zwischen Schotter	Beginn ? der Rißeiszeit
etwa wie heute (warm, feucht)	Laubwaldfauna an der Basis des Hochterrassen- schotters NO München			Feinsediment nächst der Basis des Hoch- terrassenschotters	Mindel/Riß- Interglazial
kalt, rel. trocken	„Löß“-Fauna von Riedlingen			Feinsediment zwischen Schotter	Mindeleiszeit

beruhende Mischfaunen infolge von Verlandung oder Ansteigen bzw. Absinken eines Grundwasserspiegels oder infolge klimatischer Änderungen. Doch ist es in den meisten Fällen kaum möglich, die Ursache für das Zustandekommen einer derartigen Mischfauna genauer zu erfassen. Deshalb ist z. B. auch der Einzelfund von *Galba truncatula* MÜLL. im Profil Eichenried und das recht häufige Vorkommen in Niederhummel vorläufig ohne größere Bedeutung. Möglicherweise ist auch das etwas gehäufte Vorkommen von *Succinea pfeifferi* ROSSM. und *Vallonia pulchella* MÜLL. in Eicherloh bzw. von *Succinea oblonga* DRAP. in Niederhummel durch eine Sukzession erklärbar, und auch die oben unter 2. genannte „Jüngere Fauna“ aus dem Hochterrassenschotter könnte vielleicht z. T. darauf zurückgehen.

Abgesehen von einigen Neufunden von Mollusken und den neuen Fundstellen wären diese Beobachtungen beim derzeitigen Forschungsstand über die pleistozänen Erosions- und Akkumulationsphasen ohne größere Bedeutung, würde hier nicht die Möglichkeit bestehen, die Beziehungen zum Einbettungsmittel zu untersuchen. Außerdem ist die Feststellung möglich, daß diese Fauna um ein Interglazial älter ist als der Fagotischotter südwestlich Moosburg; denn in Niederhummel lagert zwischen beiden molluskenführenden Schichten ein eiszeitlicher Schotter.

II. Das einbettende Sediment (Karl BRUNNACKER)

Nach den Feststellungen von R. SCHRÖDER (1915) liegen die interglazialen Molluskenfaunen im Nordosten Münchens in umgelagerten Schollen von Feinsedimenten nächst der Basis des Hochterrassenschotters. Dies ist auch in Niederhummel der Fall. Bei den übrigen Profilen hat sich folgendes gezeigt: Die Feinsedimente liegen in Thonstetten Nr. VII zumindest teilweise *in situ* dem Tertiär unmittelbar auf. In Thonstetten Nr. VIII sind sie zum Teil in Schollen aufgearbeitet und verhältnismäßig stark sandig ausgebildet (und liefern deshalb eine Fauna in schlechtem Erhaltungszustand); sie lagern hier einem an Tertiärmaterial reichen Quartärschotter des Ampertales auf. Darüber folgt in Thonstetten Nr. VII Kalkschotter und in Thonstetten Nr. VIII ein wiederum an Tertiärmaterial sehr reicher Schotter. Dieser hangende Schotter ist an beiden Stellen leicht „vermorscht“. In Niederhummel handelt es sich um eine kleine aufgearbeitete Scholle, die zwischen umgelagertem Tertiärmaterial im Liegenden und etwas morschem kalkgeröllreichem Schotter im Hangenden lagert. Teilweise *in situ*, teilweise umgelagert kommen die Feinsedimente in Eichenried und Eicherloh vor. Unterlagert werden sie hier von verhältnismäßig gut sortiertem, relativ kleinkalbrigem, sandarmem Schotter. Über den Feinsedimenten folgen hingegen größere Schotter. Im Profil Eicherloh ist der hangende Schotter durch syngedimentäre, das Feinsediment ebenfalls erfassende Kryoturbarationen verwürgt.

Der an den einzelnen Fundpunkten in den Feinsedimenten festgestellte Kalkgehalt ist in Tab. 3 zusammengestellt. Er vermag bei gleicher Transportstrecke (vgl. K. BRUNNACKER 1959) bestimmte Hinweise zu geben; z. B. liegen die Kalkgehalte (bezogen auf das Material $<0,2\text{ mm } \phi$) in würmeiszeitlichen und daraus hervorgegangenen spätglazialen Sedimenten etwas niedriger als in vergleichbaren postglazialen Sedimenten; außerdem gibt es eine Beziehung zwischen der Höhe des Gehaltes an „tonigen“ Komponenten ($= <0,002\text{ mm } \phi$) und dem Kalkgehalt. Bei den vorliegenden Proben (Tab. 3) scheint beides nicht der Fall. Der Grund dafür ist in der verschieden langen Transportstrecke zu suchen: Je weiter die Proben das Isartal abwärts entnommen sind, umso mehr nehmen die nichtkarbonatischen Komponenten zu (Eicherloh — Eichenried — Niederhummel). Im Profil Thonstetten VIII erreicht der nichtkarbonatische Anteil schließlich fast 50%; hier handelt es sich um ein zum Ampertal gehöriges Vorkommen mit besonders langem Lauf durch das Tertiärhügelland. Diese Veränderung geht somit zum wenigsten auf pedogenetische Umformungen zurück. Der Hauptgrund ist vielmehr im damaligen paläogeographischen Bild zu

Tabelle 3

Darstellung verschiedener Eigenschaften der beschriebenen Feinsedimente (Korngrößenzusammensetzung und Kalkgehalt nach den Untersuchungsergebnissen des bodenkundlichen Laboratoriums am Bayerischen Geologischen Landesamt München)

	Korngrößenzusammensetzung in %					CaCO ₃ %	Grundfarbe	Fleckung	Rhizosolenien	Mollusken- reste	zeitliche Stellung
	Grobsand 2-0,2 mm ϕ	Feinsand 0,2-0,063	Grobschluff 0,063-0,02	Mittel- Feinschluff 0,02-0,002	Ton <0,002						
Eicherloh (Nr. X)	8,8	26,2	27,8	28,3	8,9	95,7	hellgraubraun	rost- und graufleckig	sehr plump	mäßig	Mindel/Riß- Interglazial
Eichenried (Nr. IX)	0,7	3,7	15,6	60,8	19,2	86,5	grau	—	—	häufig	
Niederhummel (Nr. II)	2,4	3,6	28,0	49,5	16,5	72,1	hellgraubraun	—	—	mäßig, viel Schill	
Thonstetten (Nr. VIII)	8,9	14,5	26,7	34,4	15,5	53,9	hellgraubraun	schwach rost- u. graufleckig	überwiegend zart	wenig	
Thonstetten (Nr. VII)	11,0	5,0	10,7	38,3	35,0	16	hellgrünlich- braun	rostfleckig	plump	wenig	
Thonstetten (Nr. VII)	41,0	22,6	6,6	13,7	16,1	7,1	hellbraungrau,	stark rostfleckig	—	ohne	
Zusatzproben:											
Eicherloh (Nr. X)											
Oberes Feinsediment	5,0	30	33,5	23,2	8,3	91,8	hellbraungrau humose Bänder	—	plump	etwas Schill	Riß/Würm- Interglazial ?
Buch/Iller											
Mittellage	0,5	1,6	4,6	40,6	52,7	9,3	hellbraun	—	—	} vgl. J. SCHRÖDER & R. DEHM(1951)	
Basislage	6,9	3,8	5,3	40,9	43,1	9,1	hellbraun	—	—		

suchen: Hochgebiete aus kalkärmeren Tertiärgesteinen haben viel weiter nach Süden gereicht, als es heute der Fall ist; sie haben flußabwärts, auch während des Interglazials, in zunehmendem Umfang ihre Komponenten den Feinsedimenten beigesteuert und damit den Kalkgehalt des „reinen“ Isar- bzw. Ampermaterials verdünnt.

Eine Ausnahme scheint unter Berücksichtigung dieser Überlegung die Probe von Profil Thonstetten Nr. VII nicht zu machen; denn das Feinsediment lagert hier dem Tertiär unmittelbar auf und leitet sich weitgehend aus diesem ab.

In Tab. 3 wurden außerdem einige Zusatzproben angeführt. In Eicherloh kommt in einem höheren Niveau ein weiteres Feinsediment, das durch humose Bänder gestreift ist, vor. Es ist vom liegenden Feinsediment durch kryoturbat gestörten Schotter getrennt. Die Kalkgehalte sind praktisch die gleichen. Hingegen zeigen zwei zum Vergleich herangezogene von Buch/Iller untersuchte Proben von Feinsedimenten (s. Zusatzproben in Tab. 3), die Herr Professor Dr. H. GRAUL, Heidelberg, zur Verfügung stellte, die großen Unterschiede in der Körnung und im Kalkgehalt dieser molluskenführenden Ablagerungen an (vgl. J. SCHRÖDER & R. DEHM 1951).

Die in das Mindel/Riß-Interglazial eingestuft, da an der Basis des Rißschotters lagernden Feinsedimente, sind als Schluff und Lehm, nach dem Liegenden sandiger werdend, in einer Mächtigkeit von bis 50 cm erhalten. Sie sind zumeist hellbraungrau gefärbt und mit kleinen grauen und rostbraunen Flecken durchsetzt, wie sie in den „Tundren-Naßböden“ des Lösses aufzutreten pflegen (vgl. K. BRUNNACKER 1957). Beim Schlämmen der Proben haben sich außerdem im Rückstand zum Teil die als Rhizosolenien bezeichneten kalkver kitteten Wurzelröhrchen eingestellt, wie sie im Löß, aber auch in anderen geeigneten Sedimenten bei entsprechenden Bodenbildungsvorgängen vorzukommen vermögen. Wie früher gezeigt (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956), besteht ein Zusammenhang zwischen der Form dieser Rhizosolenien und der pedogenetischen Formung des Sedimentes: typischer Löß enthält zarte, stengelige, zum Teil auch feinverzweigte kleine Rhizosolenien, durch Nässe beeinflusster Löß hingegen grobe plumpe Formen. Dies ist auch in den Feinsedimenten der Hochterrasse der Fall; denn je stärker die nässeanzeigenden grauen und rostfarbenen Flecken hervortreten, desto plumper sind die Rhizosolenien ausgebildet. Eine Ausnahme macht das Profil Eichenried; denn hier ist das Material total grau gefärbt (Gr-Horizont eines fossilen Gleyes), und Rhizosolenien fehlen, ebenso in Niederhummel und in einer Vergleichsprobe von Thonstetten Nr. VII.

Die Art der Naßbodenüberprägung, wie sie sich hier in Form kleiner grauer und rostfarbener Flecken anzeigt, weist zusammen mit den Rhizosolenien auf offenes Gelände, das relativ feuchten bis wechselfeuchten Bedingungen ausgesetzt war. Auffallend ist aber, daß die Fauna damit überhaupt nicht übereinstimmt. Zumindest sollten neben der Laubwaldfauna dann auch die im Grasland gehäuft vorkommenden Kleinschnecken in größerer Arten- und Individuenzahl zu erwarten sein.

Damit ist folgende Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen: Die Laubwaldfauna wurde, soweit sie nicht im Sedimentationsraum lebte, in die Feinsedimente auf nur kurze Entfernung aus Auwaldbereichen eingeschwemmt und zwar im Rahmen eines kurzfristigen Sedimentationsvorganges. In einer späteren Phase kam es zu einer Lichtung der Wälder und zu einer pedogenetischen Überformung der Feinsedimente durch Nässe. Und hier wäre es nun denkbar, daß die „Jüngere“, bereits recht kühles oder sogar kaltes Klima anzeigende Fauna des Hochterrassenschotters (vgl. R. SCHRÖDER 1915) gleichaltrig mit dieser pedogenetischen Veränderung der Feinsedimente ist. Dann muß aber ein von Laubwaldklima zu subarktischem Klima überleitender Abschnitt dazwischengelegen haben. Dieser läßt sich durch zwischengeschaltete Schotter im Profil Ismaning fassen (vgl. R. SCHRÖDER 1915); andernorts war diese Zeit vielleicht durch eine terrestrische Bodenbildung vertreten, im Profil Eichenried vielleicht auch durch die genannte totale Vergleyung, und

Tabelle 4

Deutungsversuch des Sedimentationsablaufes von der Mindeleiszeit bis zur Rißeiszeit im Nordosten von München

Ablagerung des fluvioglazialen Hochterrassenschotter, z. T. mit synsedimentären Kryoturbationen (z. B. in Eicherloh)			Hochglazial der Rißeiszeit
Naßboden - Überprägung der noch an der Oberfläche liegenden Feinsedimente	Kühle bis kalte „Jüngere“ Molluskenfauna		Beginn ? der Rißeiszeit
			bis
Terrestre Bodenbildung (nicht erhalten)	Gley in Eichenried	Liegendfazies des Hochterrassenschotter (in Niederhummel mit sehr viel Tertiärmaterial), z. T. mit aufgearbeiteten Feinsedimenten	ausgehendes Mindel/Riß-Interglazial
Sedimentationslücke			
Feinsedimente mit Laubwald-Molluskenfauna, z. T. relativ feinkörnigen Kalkschotter überlagernd			Mindel/Riß-Interglazial
grober Kalkschotter in Eicherloh			Mindeleiszeit

im Profil Niederhummel fehlen die Rhizosolenien möglicherweise deshalb, weil hier das Feinsediment vor dieser Umwandlung aufgearbeitet und einsedimentiert wurde.¹⁾

Im Profil Eichenried sind Schotter und Randpartien des (z. T. aufgearbeiteten) Lehms rostbraun verfärbt. Hierbei handelt es sich um sekundäre Überprägungen durch einen fossilen Go-Horizont des Riß/Würm-Interglazials. Diese Imprägnationen stehen also in keinem direkten und genetischen Zusammenhang mit der erwähnten Naßboden-Überprägung der Feinsedimente, die in die vorangegangene Eiszeit gehört.

Damit kann die diskutierte Abfolge gemäß der in Tab. 4 dargestellten Form gegliedert werden. Es könnte weiter überlegt werden, ob durch die Jüngere Fauna des Hochterrassenschotter vielleicht ein in die Rißeiszeit eingeschaltetes Interstadial angezeigt wird. Doch reicht dafür das bisher bekannt gewordene Material keinesfalls aus, zumal schon die in Tab. 4 angeführte Möglichkeit weiterer Untermauerung bedarf.

Sicher ist hingegen, daß im Profil Eicherloh im tieferen Untergrund nicht ein Äquivalent des Deckenschotter im Sinne von A. PENCK vorliegt, sondern vielmehr ein fluvio-glazialer Grobschotter der Mindeleiszeit, die J. KNAUER (1938) südlich München unter rißeiszeitlichen Ablagerungen nachzuweisen vermochte.

¹⁾ Der die „Jüngere Fauna“ überdeckende Hochterrassenschotter ist den Beschreibungen von O. M. REIS (1922) zufolge dort synsedimentär kryoturbat gestört, wo er als eine nur verhältnismäßig geringmächtige Decke entwickelt ist. Da entsprechende Kryoturbationen auch im Hochterrassenschotter in Profil Eicherloh — jedoch die Feinsedimente mit der interglazialen Fauna überprägend — vorkommen, spricht auch dieser Befund für die vorgetragene, in Tab. 4 dargestellte Deutung hinsichtlich einer z. T. vorhandenen Sedimentationslücke zwischen dem interglazialen Feinsediment und der „Jüngeren Fauna“.

Schrifttum

- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geol. Bavarica 34, München 1957. - - Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7636 Freising Süd mit Erläut. - München 1959.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. - Geol. Bl. NO-Bayern 6, S. 96-106, Erlangen 1956.
- EBERS, E.: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, S. 64-76, Öhringen 1960.
- KNAUER, J.: Die Mindel-Eiszeit, die Zeit größter Vergletscherung in Süddeutschland. - Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt 29, S. 35-45, München 1938.
- KURSCH, M.: Zur Geologie der Münchener Schotterfläche rechts der Isar, nördlich von Ismaning. - Dipl.Arbeit TH München, München 1962.
- NATHAN, H.: Ein interglacialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FÉRUSSAC (Melanopsenkies). - Geol. Bavarica 19, S. 315-334, München 1953.
- REIS, O. M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von München. - Geognost. Jh. 34, S. 143-168, München 1922.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Die Molluskenfauna aus der Lehm-Zwischenlage des Deckenschotters von Fischach, Kreis Augsburg. - Geol. Bavarica 6, S. 118-120, München 1951.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocaen bis zur Gegenwart. - Nachr.-blatt dt. malakozoolog. Ges., H. 3 u. 4, 1915.

Manusk. eingeg. 30. 3. 1962.

Anschrift der Verf.: Dr. Margrit Brunnacker und Dr. Karl Brunnacker, München 27, Möhlstr. 12a.

Das Alter des Schädels von Rhünda. III.

C¹⁴-Datierung der Fundschicht

VON V. JACOBSHAGEN, K. O. MÜNNICH und J. C. VOGEL

Zusammenfassung: Aus der Fundschicht des fossilen Menschenschädels von Rhünda wurden C¹⁴-Gehalt und C¹³-Abweichung von Kalksinter-Inkrustationen um Algen und Pflanzenhäkssel gemessen. Die Fundschicht ist danach 9000 Jahre, bei Berücksichtigung von möglicherweise eingelagertem Löß-Kalk mindestens 8500 Jahre alt und stammt somit aus dem späten Präboreal, allenfalls aus dem Beginn des Boreals.

Abstract: From the horizon of the Rhünda Skull C¹⁴-content and C¹³-deviation of calc-sinter incrustations on algae and vegetable debris have been measured. According to the data obtained the age of the horizon is 9,000 years; considering the possibility that some part of the tested calcareous matter comes from loess material, it is 8,500 years at least. Thus the horizon must have been deposited during the late Preboreal or perhaps at the beginning of the Boreal period.

Im Jahre 1956 wurde bei Rhünda (Kr. Melsungen, Niederhessen) ein fossiler Menschenschädel gefunden, der von E. JACOBSHAGEN (1957a) beschrieben und als Neandertaler gedeutet worden ist.

Die Geologie des Fundplatzes und seiner Umgebung wurde von HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN (1958) untersucht. Nach der Zusammensetzung einer Mollusken- und Ostrakoden-Fauna aus der Fundschicht wurde geschlossen, daß diese — Inkrustationen um Characeen und andere Pflanzenreste, untermischt mit umgelagertem Lößmaterial; im Liegenden ein Löß mit Frostboden-Strukturen — unter einem Klima von interstadialem Charakter gebildet worden ist. Die Wärme- und Nachwärme-Zeiten des Holozäns konnten mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Die Sedimentationszeit der Fundschicht konnte innerhalb der Zeitspanne vom Präboreal bis zum Würm-I/II-Interstadial nicht näher festgelegt werden.

Das Alter des Schädels selbst suchte OAKLEY (1958) mit Hilfe seiner Fluortest-Methode zu bestimmen. Als Vergleichsobjekte standen ihm 12 Knochenreste bekannten Alters von verschiedenen hessischen und süddeutschen Fundorten zur Verfügung, deren Gehalte an F, N und U₃O₈ OAKLEY zu der Annahme führten, daß der Rhünda-Schädel würmzeitlich sei. OAKLEY wies aber selbst ausdrücklich darauf hin, daß Altersangaben nach dem Fluortest nur dann verbindlich sind, wenn Untersuchungsobjekt und Vergleichsmaterial

1. die gleiche Knochenstruktur besitzen,
2. gleich lange im Bereich des Grundwassers gelegen haben,
3. in gleichartigen Gesteinen und in geochemisch äquivalenter Umgebung eingebettet waren.

Die Voraussetzungen 2. und 3. waren bei dem OAKLEY'schen Vergleichsmaterial mit Sicherheit nicht erfüllt. Insbesondere lag der Schädel von Rhünda selbst in einem Bereich, dessen Grundwasser zum guten Teil aus Basalt- und Basalt-Schutt gespeist wird und daher sicherlich überdurchschnittlich hohe Fluor-Gehalte aufweist (F aus zersetztem Apatit). Dem dürfte es wohl auch zuzuschreiben sein, daß der Schädel nach dem von OAKLEY auch röntgenographisch bestimmten F-Gehalt (1,69° 2 θ als (004)-(140)-Interferenzen von Apatit für CuK α -Strahlung) auf der Kurve von RICHTER & ECKHARDT (1956) sogar in den Bereich der Riß-Eiszeit fallen würde, was aber nach den geologischen Verhältnissen in der Umgebung des Fundplatzes mindestens sehr unwahrscheinlich ist. Man wird demnach die Datierung OAKLEY's nicht für ausreichend sicher halten können.

Dessen ungeachtet glaubten HEBERER & KURTH (1960) aus dem Fluortest OAKLEY's

und den Faunen-Analysen von HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN eine Einstufung der Fundschicht in das Interstadial Würm I/II ableiten zu dürfen, wobei sie erstaunlicherweise die Faunenreste aus dem liegenden Löß mit denen der Fundschicht zusammenwarfen. Da die genannten Anthropologen dem überdies hinzufügten, „die abweichenden Darlegungen von HUCKRIEDE und V. JACOBSHAGEN ...“ seien „... darauf zurückzuführen, daß diese Autoren in Anlehnung an E. JACOBSHAGEN der Meinung waren, einen Neandertaler vorliegen zu haben“ (S. 216 f.), sei für den der Geologie ferner stehenden Leser der Hinweis gestattet, daß HEBERER & KURTH selbst mit ihrer Datierung ausgerechnet das höchstmögliche Alter innerhalb der von HUCKRIEDE & JACOBSHAGEN festgelegten Spanne ausgewählt haben. Der Sinn ihrer polemischen Bemerkung muß daher leider verborgen bleiben.

UENZE (1960) hielt den Schädel auf Grund anthropologischer Erwägungen ebenfalls für würmzeitlich.

Durch die C^{14} -Datierung der Fundschicht kann nunmehr den anthropologischen Betrachtungen über den Schädel, die seit den Veröffentlichungen von E. JACOBSHAGEN (1957a, b) weit auseinandergefallen sind, ein verlässlicherer Anhaltspunkt gegeben werden. Die ermittelten Daten lauten:

Kalkinkrustationen mit ca. 85% Kalk

C^{14} : $(30,0 \pm 0,5)^{0/0}$

δC^{13} : $-4,7^{0/00}$

Alter: ca 9 000 Jahre

Proben-Nr.: H 571 - 981

Der C^{13} -Gehalt deutet darauf hin, daß der Kalk aus einem Wasser ausgeschieden wurde, welches seinen Bikarbonat-Gehalt schon teilweise mit atmosphärischem CO_2 ausgetauscht hatte. Man würde auf Grund der C^{13} -Abweichung einen C^{14} -Anfangsgehalt um 90% des Heidelberger Standards annehmen. Ferner ist vom Sinter umschlossenes Lößmaterial zu berücksichtigen, das man im Dünnschliff erkennt. Wenn man aus der obigen Analysen-Angabe „ca. 85% Kalk“ folgern darf, daß der Rest von 15% aus Quarz und Tonmineralen von umgelagertem Löß bestand, und mit WOLDSTEDT (1954, S. 171) als oberen Kalkgehalt von Löß 30% ansetzt, ergeben sich für die untersuchte Sinter-Probe höchstens 5% Lößkalk. Selbst wenn es sich bei diesem Maximalwert um C^{14} -freien Kalk handeln sollte, würde sich das errechnete Alter im äußersten Fall auf 8 500 Jahre verringern. Da aber das verschwemmte Lößmaterial sehr wahrscheinlich mindestens teilweise entkalkt war, als er in den Kalksinter aufgenommen wurde, ist ein weit geringerer Fehler anzunehmen.

Nach KUBITZKI & MÜNNICH (1960) liegt die Grenze zwischen Präboreal und Boreal bei 8 700 Jahren vor heute. Demnach ist die Fundschicht ins späte Präboreal, allenfalls eben noch ins beginnende Boreal einzustufen.

Die hier vorgelegten Ergebnisse beziehen sich nur auf den Kalksinter, in dem der Schädel eingeschlossen war. Damit ist nicht ausgeschlossen, daß dem Schädel selbst ein höheres Alter zukommt. Er müßte dann umgelagert sein.

Schriftenverzeichnis

- HEBERER, G. und KURTH, G.: Über den Typus des pleistozänen Schädels von Rhünda (Hessen). - Homo 11, 216-220, 3 Abb., Göttingen 1960.
- HUCKRIEDE, R. und JACOBSHAGEN, V.: Das Alter des Schädels von Rhünda. I. Der Fundplatz des Menschenschädels von Rhünda (Niederhessen). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1958, 114 bis 129, 2 Abb., Stuttgart 1958.
- JACOBSHAGEN, E.: Der Schädelrest der Frau von Rhünda (Bezirk Kassel). - Anatom. Anz. 104, 64-87, 8 Abb., Jena 1957[a]. - - Zur Lösung des morphologischen Neandertaler-Problems. - Z. Morph. Anthropol. 48, 254-267, 1 Taf., 2 Abb., Stuttgart 1957[b].

- KUBITZKI, K. und MÜNNICH, K. O.: Neue C^{14} -Datierungen zur nacheiszeitlichen Waldgeschichte Nordwestdeutschlands. - Ber. deutsch. botan. Ges. 73, 137-145, 5 Abb., Stuttgart 1960.
- OAKLEY, K. P.: Das Alter des Schädels von Rhünda. II. Application of fluorine, uranium and nitrogen analysis to the relative dating of the Rhünda Skull. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1958, 130-136, 2 Tab., Stuttgart 1958.
- RICHTER, K. & ECKHARDT, F.: Datierungsversuche im Quartär Westdeutschlands mit Hilfe des Fluortestes. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, 21-28, 2 Abb., Öhringen 1956.
- UENZE, O.: Altsteinzeitlicher Schädel von Rhünda, Kr. Melsungen. - Fundchronik Land Hessen, in Germania 38, 1960, S. 155 und Taf. 32, Berlin 1960.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. I. Die Allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. - 2. Aufl., 374 S., 136 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1954.

Manusk. eingeg. 19. 2. 1962.

Anschriften der Verfasser:

V. Jacobshagen, Geologisch-paläontologisches Institut der Universität Marburg, Deutschhausstraße 10,

K. O. Münnich, II. Physikalisches Institut der Universität Heidelberg, Heidelberg, Philosophenweg 12,

J. C. Vogel, II. Physikalisches Institut der Universität Heidelberg, Heidelberg, Philosophenweg 12,

Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe

(Zielsetzung und Ergebnisse von Kartierungsbohrungen und -schürfen im Pleistozän des Raumes zwischen Dresden und Berlin)

Von KURT GENIESER, Hannover

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle im Text

Zusammenfassung: Die Flußgeschichte der Elbe wurde durch eine Reihe zielstrebig angesetzter wissenschaftlicher Bohrungen und Schürfe weiter geklärt. Ablagerungen des Flusses werden im Berliner Raume vom Ausgang der Elster-Vereisung bis zum Einsetzen der Saale-Vereisung nachgewiesen. Das Berliner Paludinen-Interglazial wird in die Flußgeschichte einbezogen und eine thalassostatische Aufschotterung bis an den Nordrand des Fläming aufgezzeigt („Paludinenkiese“).

Die „Wietstocker Kiese“ auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin und die Schotter der Heidesandterrasse in Dresden werden in die Vorstoßphase der Saale-Vereisung eingestuft.

Ein elstereiszeitliches Alter der gemengten Elbschotter von Groß-Thiemig und Elsterwerda-Biehla wird festgestellt. Daraus ergeben sich neue Hinweise auf den Verlauf des Flusses von den ersten tektonischen Bewegungen im Gebiet des Dresdener Elbtalgrabens bis zur Transgression des Elster-Inlandeises.

Besonders wichtig ist die Entdeckung und eingehendere Erkundung eines Holstein-Interglazials in der Talsenke zwischen Ockrilla und Jessen bei Meißen.

Es wird eine Zeittabelle zur Flußgeschichte vom ausgehenden Pliozän bis zum Einsetzen der Saale-Vereisung vorgelegt.

Abstract: The history of the Elbe River has been investigated by a number of intentionally located test drillings and excavations. River sediments have been found in the Berlin area from the end of the Elster-Glaciation to the beginning of the Saale-Glaciation. The Berlin Paludina-Interglacial is connected with the history of the Elbe. A thalassostatic gravel aggradation has been proved onto the northern margin of the Fläming („Paludina Gravels“). The „Wietstocker Gravels“ on the Teltow-Plateau, south of Berlin, and the gravels of the „Heidesand-Terrace“ at Dresden could be assigned to the advance phase of the Saale-Glaciation. The mixed gravels of the river at Großthiemig and Elsterwerda-Biehla have been determined as of Elster-glacial age. New indications are given as to the course of the river from the first tectonic movements in the area of the Elbe-valley graben of Dresden to the Elster inland-glacier.

Especially important is the discovery and detailed exploration of a Holstein interglacial occurrence in the valley between Ockrilla and Jessen near Meißen.

The author gives a climatic-chronologic table from the end of the Pliocene to the Saale-Glaciation.

Einleitung

Bei Wiederaufnahme der Spezialkartierung in der östlichen Mark Brandenburg und in dem früher zur Provinz Niederschlesien gehörenden Teile der Lausitz wurden erstmals tiefere Kartierungsbohrungen, daneben auch Schürfe durchgeführt (vgl. P. GROSSER & M. HANNEMANN 1960 und STEDING, D. & G. SCHUBERT 1960). Sie zielten ebenso wie eine Reihe weiterer Neuerungen darauf hin, die Methoden der Flachlandkartierung zu modernisieren und die Aussagekraft der Flachlandblätter für die Praxis zu erhöhen. Dabei scheiterte die Entwicklung oder Einführung von im Gelände leicht zu handhabenden motorisierten Flachbohrgeräten teils an mangelndem Interesse, teils an der Schwerfälligkeit der Planung.

Bei der Erprobung geophysikalischer Methoden (R. LAUTERBACH 1953/54, 1955/56 und W. MIELECKE 1956 und 1958) bewährten sich die mikromagnetischen Testmethoden gut. Die geoelektrischen Nah-Methoden waren wegen ihrer unterschiedlichen Aussage bei trockenem oder durchfeuchtem Boden nicht immer eindeutig.

Kartierungsbohrungen und -schürfe haben sich ebenfalls bewährt und sind inzwischen zum festen Bestandteil der Meßtischblatt- und Übersichtskartierung geworden. Sie bezwecken, alle die wissenschaftlichen Probleme, die sich durch ihren Einsatz lösen lassen, zur Lösung zu bringen. Hydrogeologische Beobachtungen, z. T. auch solche von Lagerstätten der Steine und Erden wurden mit diesen Arbeiten verknüpft. —

Weite Hochflächengebiete zwischen dem Gebirgsrand und den warthestadialen Endmoränen des Fläming und des Niederlausitzer Landrückens setzen sich vorwiegend aus fluviatilen südlichen und einheimischen Material zusammen (vgl. Abb. 3). Die Erkundung des Deckgebirges der Steinkohlenlagerstätte Doberlug-Kirchhain und von Vorräten für das Kieswerk in Rückersdorf führten dazu, sich intensiver mit diesen Bildungen zu beschäftigen (K. GENIESER 1953). In der Folgezeit gelang es, die im Gebiet von Doberlug-Kirchhain gewonnenen Erkenntnisse auf weitere Räume zu übertragen und zu einer Flußgeschichte der Elbe auszuweiten.

Da morphologische Methoden in den genannten, z. T. mehrfach vom Inlandeis überschrittenen Hochflächengebieten weitgehend ausgeschaltet sind, mußten petrographische Arbeitsweisen in den Vordergrund treten. Dabei zeigte es sich, daß es vollauf genügt, die Zusammensetzung der Flußschotter „halb-quantitativ“ zu beurteilen. Selbst komplizierte und unanschauliche, dazu zeitraubende, rechnerische Experimente haben keine darüber hinausweisenden Ergebnisse erzielen können (A. LENK 1957).

Das A und O jeder Kartierung in den dem Gebirgsrand benachbarten Gebieten liegt vielmehr darin begründet, die Leitgerölle der Flüsse, aber auch ihre Schwermineralzusammensetzung, zu kennen und zu wissen, wie sich die verschiedenen alten Flußablagerungen in ihrer ungefähren prozentualen Zusammensetzung und in ihrem Habitus voneinander unterscheiden. In Zweifelsfällen und bei Bohrproben, in denen nur wenige oder keine charakteristischen Leitgerölle aufzufinden sind, sowie bei feinkörnigen Sedimenten entscheiden die Ergebnisse der Schwermineralanalyse allein. Es genügt jedoch nicht, jeweils nur eine bestimmte Schwermineralfraktion zu untersuchen. Vielmehr treten charakteristische Merkmale nicht selten erst bei der Untersuchung verschiedener Fraktionen hervor (vgl. z. B. Abb. 2 b u. b').

Nachdem die ältere Flußgeschichte der Elbe geklärt ist, wird es zukünftig möglich sein, den Ablauf des eiszeitlichen Geschehens in der Oberlausitz und in der östlichen Niederlausitz leichter zu entwirren. Für das hochgelegene Gebiet nördlich von Dresden, die westliche Niederlausitz, das Elbtal und den Berliner Raum waren indessen noch viele Fragen offen geblieben. Die Vorbereitung der Flachlandkartierung in diesen Gebieten und ein Auftrag, zusammen mit einem Autorenkollektiv bis zum Jahre 1960 eine Geologie von Brandenburg herauszugeben, erforderte besondere Maßnahmen. Es wurden daher hier in den Jahren 1954 bis 1958 neben den routinemäßigen Bohr- und Schürfarbeiten ausschließlich mit rein wissenschaftlicher Zielsetzung angesetzte Kartierungsbohrungen und -schürfe durchgeführt. Sie wurden bis auf einige Schürfe am Lindenberg bei Jühnsdorf und am Oßwinkelberg bei Wietstock vom Verfasser selbst bearbeitet und in Berichten ausgewertet (unveröffentlicht).

Herrn S. DIENER und Fräulein H. GÖRZ sei für die Durchführung der Schwermineralanalysen, Herrn E. KNAUER für die Untersuchung von Dünnschliffen einiger Leitgerölle herzlich gedankt.

A. Bohrungen und Schürfe im Raume von Berlin und am Gorrenberg bei Schweinitz

I. Bohrung Phöben (auf dem Gelände der ehemaligen Dietrich'schen Ziegelei zwischen Phöben und Ketzin. Zugleich Folgebohrung der im Jahre 1910 von der Preußischen Geologischen Landesanstalt dort durchgeführten wissenschaftlichen Bohrung). Bohrung Treuen-

brietzen (Brunnen IV, niedergebracht von der Bohrfirma Frebe in Jüterbog. Die Bohrung wurde anstelle einer dort geplanten Kartierungsbohrung vom Verfasser bearbeitet).

1. Zielsetzung: Untersuchung der Geröll- und Schwermineralführung der südlichen Kiese an der Basis des Paludinen-Interglaziales. Wegen des hohen Quarz- und Lyditgehaltes derselben vermutete der Verfasser, daß die holstein-interglaziale Elbe sie abgesetzt haben könnte. Ihre Herkunft suchte man bisher in der Lausitz bzw. den südlichen Mittelgebirgen (K. HUCKE 1922, K. KEILKACK 1910, J. STOLLER 1926 und W. WOLFF 1926).

2. Ergebnisse: Die südlichen Kiese wurden in der Kartierungsbohrung Phöben, in den untersten 0,50 m der tonig-schluffigen Paludinen-schichten einsetzend, etwa 6 m mächtig angetroffen. Später wurde in einer nur etwa 700 m entfernt stehenden Tiefbohrung ein Kern mit *Paludina (Vivipara) diluviana* KUNTH gezogen, der die Kiese in engem Kontakt mit der eigentlichen Paludinenbank zeigte. Sie wurden daher als „Paludinenkiese“ bezeichnet. Diese Kiese sind schmutzig-grau gefärbt. Diese Farbe läßt sich selbst bei den sonst stets blendend weißen Milchquarzen nicht durch intensives Waschen oder Kochen entfernen. Das weist ebenso wie der Pyrit oder Kupferkies, der gelegentlich die Sandkörner verkittet, auf reduzierende Bedingungen hin, die entweder gleichzeitig oder auch nach ihrer Ablagerung vorgelegen haben.

Die Grenzen gegen die sie unterlagernden, zunehmend kalkhaltiger werdenden kiesigen Sande („Liegendkiese“) dürfte nach den durchgeführten Geröllauszählungen etwa in 55,50 bis 56,50 m Teufe liegen (vgl. Abb. 1). Hier verschwinden die Kalksteine, und blau- bis silbergraue, ursprünglich rosa Feldspäte, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind, nehmen stark zu. Gleichzeitig steigt der Gehalt an charakteristischen Leitgeröllen der Elbe. Man kann daher wohl annehmen, daß der Fluß in seinem südlichen Einzugsgebiet die glaziären elstereiszeitlichen Ablagerungen weitgehend abgetragen hat und sich in das Meißener Massiv einzuschneiden beginnt. Bezeichnend ist ferner, daß von der gleichen Probe an der Quarzgehalt und die Lydite stark ansteigen, während Porphyre, Grauwacken und Granite, aber auch die Feuersteine abnehmen.

In der Probe von 52,50 bis 53,50 m zeichnet sich eine weitere auffällige Grenze ab. Feldspäte und Porphyre treten noch einmal stärker hervor, fallen dann aber ebenso wie Grauwacken, Granite und Gneise zurück. Die Quarze, Lydite, Verkiesselungen und Feuersteine nehmen ihrerseits erneut zu. Mit dieser Grenze beginnt offenbar die wärmere Eichen-Mischwald-Periode des Paludinen-Interglaziales, die mit einer stärkeren Verwitterungsauslese verknüpft war.

In den spät-elstereiszeitlich bzw. früh-holstein-interglazial abgesetzten kiesigen Sanden des Liegenden („Liegendkiese“) nimmt die Zahl der Kieskörner von 4 bis 10 mm stark ab. Hier konnten nur verhältnismäßig wenige Gerölle untersucht werden. Bei Vorliegen einer vergleichbaren Anzahl von Geröllen dürfte daher die Kurvenführung in diesem Bereich ruhiger verlaufen. Wenn auch nordisches Material vorherrschend ist, so sind doch südliche Gerölle durchweg vorhanden. Es handelt sich demnach bei den „Liegendkiesen“ wohl nicht um glaziäre Vorschütt- oder Rückzugsbildungen, sondern um Absätze des nach der Inlandeis-Invasion wieder auflebenden Flusses.

Die Ansprache der Leitgerölle gestaltete sich infolge der nur geringen Größe der Kieskörner und ihrer schmutzig-grauen Oberflächenfärbung wegen besonders schwierig. Trotzdem wurden viele Leitgerölle erkannt und bei der nachfolgenden Untersuchung im Dünnschliff von E. KNAUER im wesentlichen bestätigt. So ergaben sich z. B. für acht mittels der Lupe als Tephrite angesprochene Gerölle im Dünnschliff folgende Bestimmungen:

Nr. 226/56 = Nephelintephrit

Nr. 230/56 = Tephrit mit sehr viel Hauyn (Hauyntephrit) ohne Feldspatvertreter

Nr. 234/56 = Tephrit mit sehr viel Hauyn (Hauyntephrit) ohne Feldspatvertreter

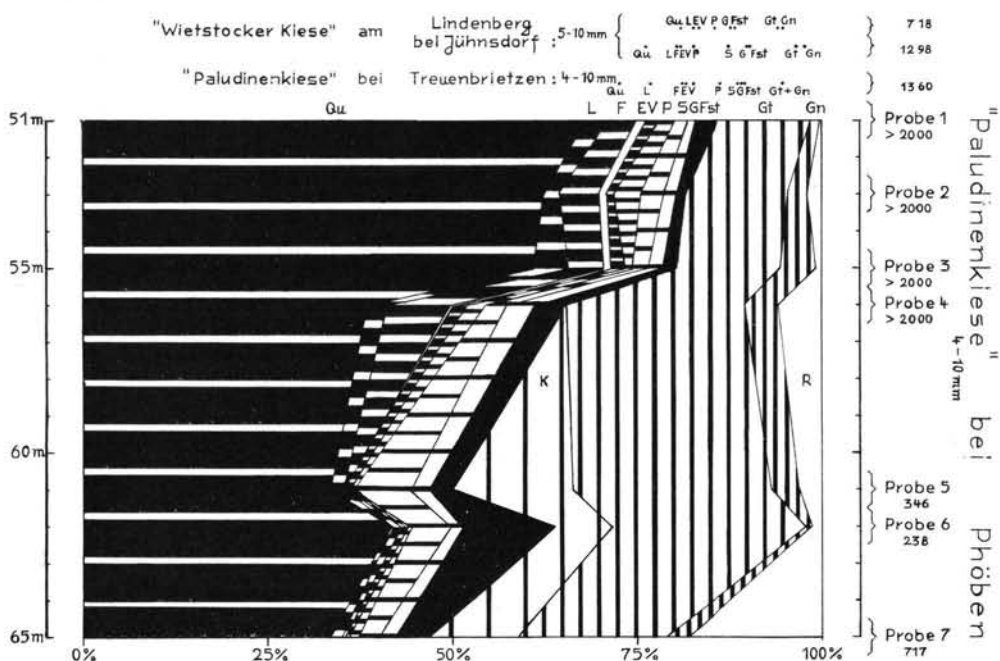


Abb. 1. Geröllauszählungen von Proben aus den „Paludinenkiesen“ und „Liegendkiesen“ der Bohrung Phöben. Zum Vergleich sind Auszählungen von Treuenbrietzen („Paludinenkiese“) und vom Lindenberg bei Jühnsdorf („Wietstocker Kiese“) angeführt. Südliche Gerölle: Qu = Quarz, L = Lydit, F = Feldspat, E = Elbeitegerölle, V = Verkieselungen, P = Quarzporphyr, S = Sandstein und Quarzite, G = Grauwacken und Serizitschiefer. Nach Norden zurücktransportierte Gerölle aus elstereiszeitlichen glazigenen Ablagerungen: K = Kalkstein (häufig roter Orthocerenkalk), Fst = Feuerstein, Gt = Granit, Gn = Gneis. Rest: R = Unbestimmbares und durch Pyrit oder Kupferkies verbackene Sandkörner in den Proben 1-4 sowie viele Xylitreste in Probe 7.

Nr. 231/56 = wahrscheinlich Tephrit, Geröll nur 3-4 mm² groß

Nr. 232/56 = Hauynteophrit

Nr. 233/56 = Nephelinteophrit mit viel Zeolith

Nr. 229/56 = Basalt

Nr. 227/56 = Lamprophyr (etwa dem Camptonit entsprechend)

Zur Beschreibung des Hauynteophrites Nr. 232/56 bemerkte E. KNAUER zusätzlich folgendes: „Das unter d) beschriebene Gestein entspricht in seinem Mineralbestand und seiner Struktur vollkommen dem Hauynteophrit vom Dobrankabach aus dem Böhmisches Mittelgebirge. Auch dort sind die so charakteristischen Hornblenden in der leistenartigen Form vorhanden, ebenso zeigen die Hauyne die gleiche Ausbildung und typische Spaltbarkeit. Eine Probe dieses Vorkommens befindet sich in der Schiffsammlung der Staatlichen Geologischen Kommission unter Nr. 1475 (Sammlung: Böhmisches Mittelgebirge). Auch hier fallen, wie schon bei der Beschreibung des Dünnschliffes betont wurde, die dunklen Hornblendeleisten besonders auf. Sonst ist das Gestein makroskopisch dicht bis sehr feinkörnig und von graubläulicher Farbe. Der Bruch ist glatt bis ganz wenig rau.“

„M. E. ist also hier mit sehr großer Wahrscheinlichkeit der Nachweis erbracht, daß die bei Phöben gesammelten Gerölle der Paludinenbank wenigstens z. T. aus dem Böhmisches Mittelgebirge stammen.“

Neben violettgrauen Erdbrandgesteinen, die vielleicht aus dem Gebiet von Meißen herzuleiten sind (vgl. S. 149), tertiären Knollensteinen und böhmischen Quarz-Lydit-Konglomeraten sind zwei Gerölle des hellen, wie gebleicht aussehenden kulmischen Lydit-Tonschiefer-Konglomerates von Doberlug-Kirchhain besonders aufschlußreich. Auch diese Gerölle wurden durch Dünnschliffvergleich mit einem in Doberlug-Kirchhain aufgesammelten Geröll bestätigt. Daß die Konglomerate zusammen mit relativ vielen Verkiese-

lungen auftreten, läßt daran denken, daß die holstein-interglaziale Elbe entweder selbst das Gebiet von Doberlug-Kirchhain berührte oder, daß ihr von dorthier ein Nebenfluß (Vorläufer der Schwarzen Elster?) zuströmte.

Dort konnte der Verfasser einen etwa 30 km langen und 4 bis 6 km breiten Kieszug von Schacksdorf und Lichterfeld bei Finsterwalde bis Frankenhain bei Schlieben feststellen. Im wesentlichen sind es umgelagerte quarzreiche Kiese des „Senftenberger Elbelaufes“, die häufig Chalzedone und VerkieSELungen enthalten. Die Schwermineralanalyse weist Sillimanit und Topas nach, während basaltischer Pyroxen völlig fehlt (vgl. Abb. 2a). Die Kiese wurden als „Hennersdorfer Kiese“ bezeichnet. Sie führen zusätzlich nordisches Material, darunter häufiger verkieSELte Korallen und Schwämme aus dem nordischen Silur. An ihrer Basis sind sie vorwiegend sandig, dem Hangenden zu kiesig ausgebildet, z. T. mit nordischen Blöcken. Im Bereich der „Hennersdorfer Stauchmoräne“ sind sie mehrfach verschuppt und überschoben. Sie enthalten hier zahlreiche Tonwalzen, seltener solche aus Geschiebelehm, die von gestauchten Tertiärtonen und einem älteren, wohl elstereiszeitlichen, Geschiebelehm herrühren. Die „Hennersdorfer Kiese“ könnten indessen auch als Absätze eines elstereiszeitlichen Marginaltales angesehen werden, das später von der holstein-interglazialen Elbe durchbrochen wurde.

Kiese, die ebenso zusammengesetzt sind, wie die „Paludinenkiese“ bei Phöben, wurden in den darauffolgenden Jahren in den Kartierungsbohrungen am Lindenberg bei Jühnsdorf, am Oßwinkelberg bei Wietstock und in zahlreichen Wasserbohrungen zwischen Jühnsdorf, dem Rangsdorfer See und Groß-Schulzendorf festgestellt. Sie werden hier über 20 m mächtig. Ihre Schwermineralzusammensetzung zeigt einen fast gleich hohen Sillimanitgehalt wie in den drei „präglazialen“ Elbeläufen. Der relative Gehalt an vorwiegend basaltischem Pyroxen liegt mit ~ 30% jedoch bedeutend höher. Zugleich macht sich ein stärkerer Granatgehalt bemerkbar.

Die Bohrung Treuenbrietzen zeigt ihrerseits, daß sich die holstein-interglaziale thalassostatische Aufschotterung des Flusses mindestens bis an den Fläming flußaufwärts erstreckte.

Die Schwermineralführung (vgl. Abb. 2 b u. b') weist in der Fraktion 0,6 bis 0,2 mm einen relativen Pyroxengehalt von 30% auf, dem in der Fraktion 0,2 bis 0,1 mm ein solcher von nur 1% entspricht. Wäre nur diese Fraktion allein untersucht worden, wäre der für die jüngeren Elbeablagerungen charakteristische hohe Gehalt an basaltischen Pyroxen nicht bemerkt worden. Der Topas-, Staurolith-, Turmalin- und Disthenanteil stammt wahrscheinlich aus dem Einzugsgebiet der Mulde, was jedoch nicht bedeuten muß, daß dieser Fluß zuvor in die Elbe einmündete. Es ist vielmehr wahrscheinlicher, daß die Mulde damals bereits mit der Saale vereint nach Norden floß. Die genannten Schwermineralien könnten von der holstein-interglazialen Elbe auch aus Kiesen des vereinigten „Schmiedeberger Elbe- und Muldelaufes“ im südlichen Fläming, nördlich von Wittenberg, aufgenommen worden sein.

Zum Vergleich werden in der Abb. 2 je eine Analyse aus dem Einzugsgebiet der Zwickauer Mulde (Köteritz bei Sermuth) (n), dem mit der Freiburger Mulde vereinigten „Schmiedeberger Elbelauf“ (Wörblitz) (m) und von allen drei miteinander vereinigten Flüssen (Grabo) (l) angeführt (vgl. K. GENIESER & I. DIENER 1958 und K. GENIESER 1959).

II. Bohrung Phöben, später auch die Bohrungen am Lindenberg bei Jühnsdorf, am Oßwinkelberg bei Wietstock und die Wasserbohrungen westlich des Rangsdorfer Sees.

1. Zielsetzung: Gewinnung von fortlaufenden Proben des Paludinen-Interglaziales zwecks einer Neubearbeitung mit modernen Methoden.

2. Ergebnisse: Die sorgfältig mit einer Kernschuppe alle 20 cm entnommenen Proben aus der tonig-schluffigen Folge der Paludinschichten enthielten leider nur wenige, dazu schlecht erhaltene Pollen. Die fossilen Früchte und Pflanzensamen der Bohrung Wietstock

beschrieb T. NÖTZOLD 1959. *Azolla filiculoides* LAM wurde von W. SCHWARZENHOLZ in vielen Exemplaren beobachtet. Sie zeigten in Proben der Bohrung Phöben neben den eichel-förmigen weiblichen Megasporen z. T. auch die männlichen Mikrosporen mit Glochiden und ankerförmigen Endklauen. Weiterhin wurden 31 Diatomeengattungen mit 151 Formen (Arten und Varietäten) von ihm belegt.

Einem Bericht von Frau L. DIEBEL, 1959 (unveröffentlicht) ist folgende Feststellung entnommen: „Die untersuchte Schichtenfolge konnte für den Bereich von 47,00—49,50 m auf Grund der Megasporen von *Azolla filiculoides* LAM und der Ostracodenarten *Cyclocypris huckei* TRIEBEL und *Cytherissa lacustris* (G. O. SARS) in das ältere Interglazial (Äquivalent der Paludinenbank) eingestuft werden.“

III. Bohrungen und Schürfe am Lindenberg bei Jühnsdorf und am Oßwinkelberg bei Wietstock und Schürfe am Gorrenberg bei Schweinitz.

1. Zielsetzung: Feststellung des Alters der um 1930 von Berliner Geschiebeforschern auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin entdeckten „Wietstocker Kiese“.

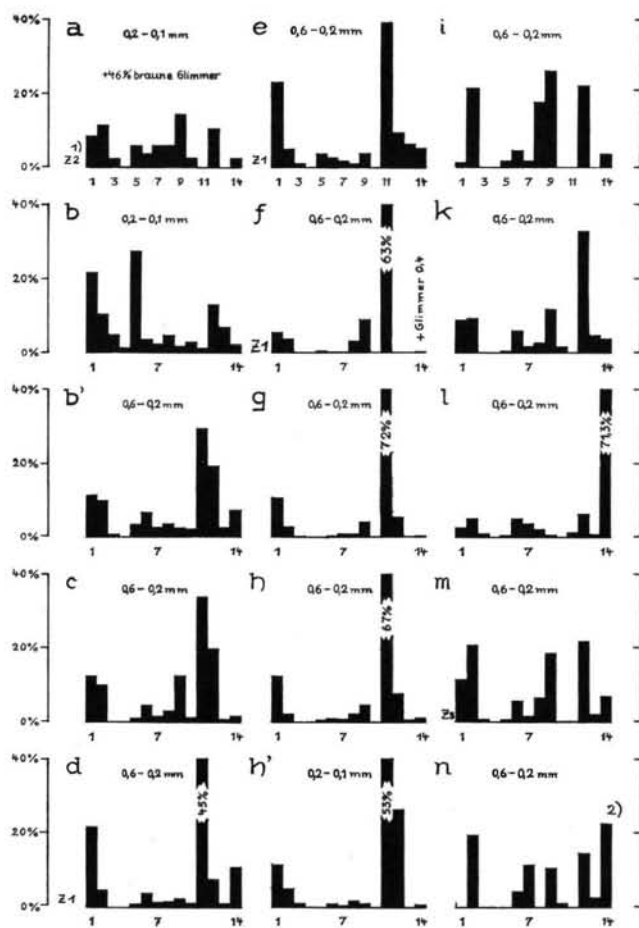


Abb. 2. Ergebnisse von Schwermineralanalysen. 1 = Granat, 2 = Turmalin, 3 = Zirkon, 4 = Rutil, 5 = Epidot, 6 = Staurolith, 7 = Disthen, 8 = Andalusit, 9 = Sillimanit, faserig, 10 = Sillimanit, tafelig, 11 = Augit, 12 = Hornblende, 13 = Unbestimmbares, 14 = Topas.

1) Ein „Z“ mit Zahlenangabe bedeutet die Zahl der Zinnsteinkörner. - 2) In der Fraktion 0,2-0,1 beträgt der Topasgehalt 57%.

2. Ergebnisse: In vielen der bei Jühnsdorf, dem Rangsdorfer See und bei Groß-Schulzen-dorf gestoßenen Bohrungen wurden über den dunkelbraun, vorwiegend aber dunkeloliv-grün gefärbten tonig-schluffigen Paludinen-schichten kalkfreie, teilweise glimmerführende, helle Fein- bis Mittelsande ohne humose Beimengungen beobachtet. Sie wurden ferner in der Kiesgrube am Südwesthang des Lindenberges bei Jühnsdorf aufgeschürft.

Mit einem relativen Gehalt an vorwiegend basaltischem Pyroxen von ca. 30% und in ihrer sonstigen Schwermineralführung stimmen sie gut mit der Zusammensetzung der „Paludinenkiese“ an der Basis und im Liegenden der Paludinenbank überein (vgl. Abb. 2 c). Aus der Kartierungsbohrung Wietstock, die mit dem Ziele angesetzt wurde, die „Wietstocker Kiese“ an ihrer Typuslokalität altersmäßig zu den Paludinen-schichten in Beziehung zu setzen, geht hervor, daß die Sande Übergangsbildungen darstellen. In dieser Bohrung wurden über den eben beschriebenen Sanden Feinkiese in geringer Mächtigkeit angetroffen. Dem hohen Pyroxengehalt von >40% in der Schwermineralfraktion 0,6 bis 0,2 mm nach zu urteilen, handelt es sich bei diesen Kiesen sehr wahrscheinlich um die „Wietstocker Kiese“, die nur wenige Meter entfernt vom Bohrpunkt in einer aufgelassenen Kiesgrube anstehen (vgl. Abb. 2 d) und K. GENIESER & W. MIEL-ECHE 1957, S. 248-250).

In der Abb. 1 sind zwei Proben der „Wietstocker Kiese“ (5—10 mm) vom Lindenberg zu Proben der „Paludinenkiese“ von Phöben und Treuenbrietzen (4—10 mm) in Beziehung gesetzt worden. Es zeigt sich, daß der Quarzgehalt gegenüber den interglazialen Kiesen weiter zugenommen hat. Dem entspricht ein leichter Anstieg des Lyditgehaltes. Granitgerölle, die wohl größtenteils als nordisch anzusprechen sind, und Feuersteine haben gegenüber den „Paludinenkiesen“ weiterhin stark abgenommen. Das gerade ist wohl das sicherste Anzeichen dafür, daß wir es mit Flußablagerungen zu tun haben, die einerseits jünger sein müssen als die „Paludinenkiese“, andererseits älter als die Saale-Vereisung des Gebietes, die reichlich neues nordisches Material her-anführte.

Außer den bereits bekannten Vorkommen sind Reste von „Wietstocker Kiesen“ in Genshagen, Siethen, Trebbin, Christinendorf und der Ziegelei Klietow bei Brunnenbohrungen der Bohrfirma Rosenthal/Trebbin erbohrt worden. Ihr bisher südlichster Fundpunkt liegt in der Jahn'schen Ziegeleigrube am Südosthang des Gorrenberges bei Schweinitz, östlich von Wittenberg.

Die sie überlagernde saaleeiszeitliche Grundmoräne bzw. eine aus ihr ausgewaschene Steinsohle enthält unter warthestadialen Talsanden viele große Blöcke von Basalt, Tephrit und Phonolith, u. a. auch des Ägirin-Nephelin-Phonolithes von Nestomitz bei Aussig. Auch Kreidesandsteine, Achat-Quarz-Brekzien und Rotliegendkieselholz wurden beobachtet.

Der Ansatzpunkt einer weiteren Kartierungsbohrung südöstlich von Schweinitz war im Frühjahr 1959 bereits festgelegt. Diese Bohrung sollte die holstein-interglaziale Aufschotterung der Elbe flußaufwärts weiter verfolgen und das Tertiär im Gebiet zwischen dem Bitterfelder- und dem Niederlausitzer Braunkohlenrevier erkunden. Es ist nicht bekannt, ob und mit welchem Ergebnis die Bohrung durchgeführt wurde.

IV. Sämtliche unter I. bis III. angeführten Bohrungen und Schürfe.

1. Zielsetzung: Allgemeine Beobachtungen über Lagerungsstörungen und Gesamtschichtenfolge.

2. Ergebnisse:

a) Die Kartierungsbohrung Phöben mußte, nachdem sie auf ein Steinhindernis gestoßen war, umsetzen. Dabei wurde ein roter Geschiebelehm erbohrt, der nur wenige Meter entfernt in der neu begonnenen Bohrung nicht wieder angetroffen wurde. Der hier auftretende Geschiebelehm war von graublauer bis graubrauner Farbe.

b) Dicht über den Paludinenschichten wurden in den saaleeiszeitlichen Vor-schüttbildungen aus dem Paludinen-Interglazial aufgearbeitete Toneisensteinknöllchen beobachtet. Der in einer Probe ermittelte Pyroxengehalt von $\sim 70\%$ kann nur von aufgearbeiteten oder als Scholle verfrachteten „Wietstocker Kiesen“ herrühren.

c) In Aufschlüssen, Schürfen und Bohrungen wurde nachgewiesen, daß die „Wietstocker Kiese“ auf dem Lindenberg bei Jühnsdorf überschoben und steil gestellt, z. T. sogar überkippt wurden. Ähnlich liegen die Verhältnisse am Oßwinkelberg. Wohl aus diesem Grunde aber auch wegen der nur geringen Bedeckung durch weichseleiszeitliche Bildungen wurde von einigen Autoren ein eem-interglaziales Alter angenommen (W. BENNHOLD 1940, S. 27 und P. WOLDSTEDT 1950, S. 321). E. REICHE (1937 und 1939) hielt sie u. a. für holstein-interglazial. Von diesen Autoren wurde jedoch nicht bedacht, daß eine bis nach Berlin reichende Eisschollenverfrachtung großer Driftblöcke aus dem Böhmisches Mittelgebirge nur in einer kaltzeitlichen Periode möglich war.

Mit den zu III. 2. getroffenen Feststellungen kombiniert, bestätigt sich die Beobachtung des Verfassers, daß es sich am Lindenberg bei Jühnsdorf und am Oßwinkelberg bei Wietstock um „Durchtragungszüge, wahrscheinlich saaleeiszeitlichen Alters“, handelt (K. GENIESER & W. MIELECKE 1957, S. 261).

Die „Wietstocker Kiese“ gehören in die erste Vorstoßphase der Saale-Vereisung. Sie wurden durch die dem Inlandeis vorausseilenden Schmelzwässer (z. B. bei Phöben und am Lindenberg) oder auch durch seine Grundmoräne aufgenommen (z. B. am Gorrenberg bei Schweinitz) und z. T. weit nach Süden verfrachtet. So wurden von R. GLÄSEL (1955, S. 96) Basalte, Phonolithe und *Paludina (Vivipara) diluviana* KUNTH von der Tauchaer Endmoräne bei Leipzig erwähnt. Basalte und Phonolithe könnten auch aus dem „Schmiedeburger Elbelauf“ aufgenommen sein, sind jedoch in diesem viel seltener anzutreffen als in den „Wietstocker Kiesen“ des „Berliner Elbelaufes“.

B. Bohrungen und Schürfe im Gebiet von Dresden, Meißen, Ortrand und Elsterwerda-Biehla

I. Bohrung Heidesandterrasse bei der Waldschlösschenbrauerei in Dresden.

1. Zielsetzung: Nachdem im Berliner Raum ein hoher relativer Gehalt an vorwiegend basaltischem Pyroxen für die früh-saaleeiszeitlichen „Wietstocker Kiese“ nachgewiesen war, sollte das Alter und die Schwermineralzusammensetzung der Elbschotter der Heidesandterrasse ermittelt werden. R. GRAHMANN hatte sie in der 3. Auflage der Erläuterungen zu Blatt Dresden und in seiner Arbeit über die Geschichte des Elbtales (1933) zwar als saaleeiszeitlich angesehen, aber auch ein elsterzeitliches Alter derselben erwogen.

2. Ergebnisse: Die auf dem Gelände der Waldschlösschenbrauerei in Dresden niedergebrachte Kartierungsbohrung traf planmäßig den von R. GRAHMANN 1933, beschriebenen Bänderton, darunter sehr grobe Schotter an. Die Bohrung mußte wegen großer und sehr zäher Basaltgerölle abgebrochen werden, ohne die Schotterbasis zu erreichen. Feuerstein und anderes nordisches Material wurde nur vereinzelt beobachtet. Der in allen Schwermineralfraktionen festgestellte hohe Anteil an vorwiegend basaltischem Pyroxen (vgl. Abb. 2 h u. h' und die Überlagerung durch einen glaziären Bänderton, der nach Lage der Dinge nur zu dem bis etwa in die Meißener Gegend vorgedrungenen Saale-Inlandeis gehören kann, beweisen eindeutig ein saaleeiszeitliches Alter der untersuchten Flußschotter. In Verbindung mit früher durchgeführten schwermineralanalytischen Untersuchungen von Proben im Gebiet des Böhmisches Mittelgebirges bestätigt sich zugleich die vermutete Herkunft der basaltischen Pyroxene aus dem böhmischen Raum.

Proben, die bei Coswig (Abb. 2 g) und Zeithain (Abb. 2 f) entnommen wurden, unter-

scheiden sich kaum von denen der Heidesandterrasse. Die Coswiger Probe ist vielleicht ebenfalls früh-saaleiszeitlich, evtl. aber auch jünger einzustufen. Die von Zeithain dagegen ist der Niederterrasse entnommen, eine weitere dem rezenten Elbebett bei Rogätz, nördlich von Magdeburg (Abb. 2 e) nach Einmündung der Saale und Mulde.

Die Grenzen der Schwermineralunterscheidung von Elbeablagerungen liegen demnach bei den saaleiszeitlichen Bildungen. Diese lassen sich ohne zusätzliche morphologische oder stratigraphische Merkmale schwermineralanalytisch nicht mehr von den jüngeren Ablagerungen unterscheiden.

II. Bohrungen am ehemaligen Oberauer Tunnel bei Meißen.

1. Zielsetzung: Neuuntersuchung des „Pliozäns“ am ehemaligen Oberauer Tunnel bei Meißen. Es bestand die Vermutung, daß die humosen Lagen einem der älteren Interglaziale zuzuschreiben sind. Zugleich sollte untersucht werden, ob die dort von H. Br. GEINITZ (1839) erwähnten Erdbrandgesteine und „fremdartigen“ Gerölle vielleicht doch aus Böhmen stammen könnten.

2. Ergebnisse: Es wurden einige flache Bohrungen parallel zur ehemaligen Achse des Tunnels bis auf den anstehenden Untergrund niedergebracht. Dabei wurden die von H. GALLWITZ (1935) beschriebenen humusstreifigen Schichten in mehreren Bohrungen wiedergefunden und Proben zu ihrer Untersuchung entnommen. Die wenigen und leider nur sehr schlecht erhaltenen Pollen ließen keine einwandfreie Altersansprache zu. Es handelt sich aber nach Ansicht von W. KRUTZSCH (frdl. mdl. Mitteilung) wahrscheinlich um eines der älteren Interglaziale, wie es H. GALLWITZ (1935) bereits angedeutet hat. An Geröllen wurden nur große und wenig gerundete Quarze, Tertiärquarzite und viele violett-graue und rötliche Erdbrandgesteine gefunden, die wohl alle aus der mittelbaren Nachbarschaft stammen. Eine kleine Fauna winziger Schnecken ließ sich zu einer Altersdatierung ebenfalls nicht heranziehen.

III. Bohrungen in der Talsenke zwischen Ockrilla und Jessen bei Meißen.

1. Zielsetzung: Untersuchung der dem ehemaligen Oberauer Tunnel benachbarten breiten Talsenke zwischen Ockrilla und Jessen auf Weißeritz- bzw. Elbeschotter. Die Talsenke liegt etwa 10–15 m tiefer als das Vorkommen vom Oberauer Tunnel. Sie sollte nach R. GRAHMANN (1933) den Unterlauf der „präglazialen“ Weißeritz vor dem Einbruch des Dresdener Elbtalgrabens darstellen und zeitweise vielleicht auch von der Elbe benutzt worden sein.

2. Ergebnisse: Um die Talsenke in ihrer gesamten Breite zu erfassen, wurde zunächst eine Bohrreihe quer über das Tal gelegt. Dabei wurde eine elstereiszeitliche Grundmoräne erbohrt, die sich an eine Granodiorit-Aufbuckelung anschmiegt und dadurch wohl der nachfolgenden interglazialen Abtragung entging. In einigen der Bohrungen wurden kalkfreie Fein- bis Mittelsande angetroffen. Über ihnen lag in dünner, jedoch zusammen noch seinen ursprünglichen Kalkgehalt bewahrt hatte. Es wurden weder Weißeritz- noch hängender Decke ein saaleiszeitlicher Grundmoränenschleier, der sich in einzelnen Nestern Elbeschotter angetroffen.

Im darauffolgenden Jahre sollte die Tiefe der holstein-interglazialen Einschnidung in dieser Talsenke erkundet werden. Durch geoelektrische Messung wurde die mutmaßlich tiefste Stelle des Tales festgestellt und an diesem Punkte eine Bohrung angesetzt. Sie traf überraschend bereits bei 26 m auf anstehenden Granodiorit, der allerdings tiefgründig zersetzt war. Bei der Bearbeitung der Bohrproben stellte der Verfasser eine interglaziale Folge, u. a. eine Pflanzenmulde und kieselgurverdächtige Lagen, fest. Diese Schichtenfolge konnte gemäß den bereits festgestellten beiden Grundmoränen und den morphologischen Gegebenheiten nach nur als holstein-interglazial anzusprechen sein. W. SCHWARZENHOLZ wies dann auch einzelne Exemplare von *Azolla filiculoides* LAM und eine Reihe von

Diatomeen nach. Damit ist das erste Holstein-Interglazial in Sachsen aufgefunden und nachgewiesen worden. Spätere (1958/59), zur näheren Erkundung der kieselgurverdächtigen Schichten angesetzte Bohrungen stellten eine steil abfallende schmale Rinne fest, die durch eine wechselreiche Interglazialfolge ausgefüllt war. An ihrer Basis wird die Folge mit einem Süßwasserkalk eingeleitet. Nach dem Hangenden zu findet sie ihren Abschluß durch sandig-lehmige Bildungen. Die fossilen Samen und Früchte wurden von T. NÖTZOLD bearbeitet. Eine Veröffentlichung seiner interessanten Untersuchungen ist in Kürze zu erwarten¹⁾.

Außer den bisher beschriebenen Ablagerungen wurden elstereiszeitliche Vorschüttbildungen und in zwei Bohrungen „präglaziale“ quarzreiche Kiese aufgefunden. Sie enthielten u. a. Gerölle von Zehrener Quarzporphyr und von feinschuppigem Gneis (Triebisch ?²⁾). Die Talsenke zwischen Ockrilla und Jessen wurde demnach wohl von der „präglazialen“ Triebisch eingenommen, während die Fortsetzung des Weißeritztales weiter südlich in der Verlängerung des Tales der Wilden Sau auf der hochgelegenen Fläche zwischen Weinböhla und Moritzburg zu suchen sein dürfte. Die Ergebnisse sämtlicher in der Talsenke von Ockrilla-Jessen niedergebrachter Bohrungen wurde in zwei Berichten mit Profilzeichnungen niedergelegt (unveröffentlicht, im Archiv des Zentralen Geologischen Dienstes der DDR). Eine spätere Veröffentlichung war vorgesehen.

IV. Schürfe in den Kiesgruben von Großthiemig (Betonwerk Menzel) und Elsterwerda-Biehla (Dobra-Zeischka).

1. Zielsetzung: Feststellung des Alters der gemengten Elbschotter in den saaleeiszeitlichen Stauchmoränen zwischen Merzdorf, Hirschfeld, Ortrand und Ponickau sowie bei Elsterwerda-Biehla.

2. Ergebnisse: Die Schwermineraluntersuchung von drei in der Kiesgrube des Betonwerkes Menzel in Großthiemig entnommenen Sandproben ergab übereinstimmend einen fehlenden bzw. nur geringen relativen Pyroxengehalt, desgleichen eine Probe von Dobra-Zeischka (vgl. Abb. 2 k u. i) bei Elsterwerda-Biehla. Die Proben gleichen darin denen aus dem „Schmiedeberger Elbelauf“ auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau (Trossin bei Torgau, Dommitzsch, Wörblitz, Hohes Gieck und Radis bei Kemberg). Diese gehören zum Liegenden, von nordischem Material freien Teil der früh-elstereiszeitlichen I-Terrasse der Elbe, die auf ihrem Lauf dorthin bereits die Freiburger Mulde aufgenommen hatte (vgl. Abb. 2 m).

Durch die neuen Untersuchungen sind in der Nachbarschaft des Elbtales unterhalb von Dresden zwei Vorkommen elstereiszeitlicher Schotter der Elbe bekannt geworden, die nordisches Material enthalten. Zu klären wäre noch, ob die Schotter das unmittelbare Hangende der von nordischem Material freien Schotter des „Schmiedeberger Elbelaufes“ bilden. Theoretisch gäbe es noch zwei weitere Möglichkeiten: a) sie entsprechen einer Aufschüttung des Stromes zur Zeit des zweiten Vorstoßes des Elster-Inlandeises, b) die Schotter sind durch Schmelzwässer umgelagert, was aber nach ihrem Schwermineralbestand wenig wahrscheinlich ist. Die durch den niedrigen Pyroxengehalt angezeigte Zuordnung der Schotter zu den elstereiszeitlichen Flußablagerungen führt uns der Lösung eines Problems näher, das zuerst von R. GRAHMANN (1933, S. 149 ff) angeschnitten wurde.

¹⁾ Nach Abschluß dieser Arbeit erhielt der Verfasser Kenntnis von der inzwischen im Jahrbuch des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden erschienenen Abhandlung (T. NÖTZOLD 1961). Sie gibt einen interessanten Einblick vor allem in das Pflanzenleben der Gewässer zur Holstein-Warmzeit. Besonders zahlreich nach Individuen- und Artenzahl sind Potamogetonaceen und Characeen vertreten. Es werden nach Oogonien von Characeen der Gattung Tectochora neue Holotypen aufgestellt, die nicht als Unterarten auf andere tertiäre Tectochoren zurückgeführt werden können. Leider ist NÖTZOLD insofern ein Irrtum unterlaufen, als er die Interglazialbildungen dem Elbstrom zuweist, was nach S. 149 und S. 150 dieser Abhandlung nicht zutrifft.

²⁾ In ihrer Höhenlage (etwa + 143 m NN) entsprechen sie gut den neuerdings von H. PRESCHER (1961) bekanntgegebenen Schotterresten auf dem Burgberg von Meißen.

R. GRAHMANN suchte den Weiterverlauf der E-Terrasse der Elbe von Dresden-Klotzsche aus in nördlicher Richtung, konnte ihn jedoch nicht weiter festlegen. Er sah indessen einen Anhalt in großen Geröllen „von Basalt, Phonolith und Quadersandstein, die als schwer zerstörbare Überbleibsel in einem von Klotzsche aus nordwärts verlaufenden Zuge über Sanden und Kiesen des Miozäns gefunden werden“ (vgl. auch P. WOLDSTEDT 1956, S. 10). Durch eigene Untersuchungen (K. GENIESER 1955), bestätigt durch die Ergebnisse der Diplomarbeiten von I. DIENER (1955) und H. FLIEGNER (1955), wurde der von R. GRAHMANN gesuchte Weiterverlauf der E-Terrasse durch Leitgerölle und Schwerminerale in östlicher Richtung nachgewiesen („Bautzener Elbelauf“). Der von Klotzsche aus nordwärts verlaufende Zug großer Elbeegerölle konnte daher nur zu einer der jüngeren Elbeablagerungen gehören. Aus diesem Grunde bezweifelte der Verfasser (1955, S. 250) die Vermutung R. GRAHMANN's (1933, S. 159), daß die Elbe bereits vor der Elstervereisung über das Gebiet von Meißen abgeflossen sei.

Die großen Driftblöcke von Basalt, Tephrit, Phonolith, Orthogneis, u. a. Tschernoseker Gneis, und Kreidesandstein sowie die tiefreichenden synchronen Eiskeile in den Schottern der E-Terrasse (= „Bautzener Elbelauf“), in den Basislagen des „Schmiedeberger Elbelaufes“ (= I-Terrasse) zusätzlich Blöcke von granatführendem Granulit (z. B. bei Wörblitz und Grabo), weisen auf außerordentlich starke periglaziäre Einflüsse hin. Diese können wohl nicht gut auf die Fernwirkung eines weit im Norden oder Osten (Zentralpolen?) liegenden Inlandeises der Elbe-Eiszeit zurückgeführt werden, geschweige denn auf eine Kaltzeitperiode im Pliozän. Eher könnte diese Annahme auf den synchronen Frostbodenhorizont zutreffen, den der Verfasser in der großen Kiesgrube am Wachberg bei Ottendorf-Okrilla im Hangenden der „Liegendkiesserie“ des „Senftenberger Elbelaufes“ entdeckte (A₁-Terrasse?). In diesem liegen ebenfalls große Driftblöcke, z. T. solche aus Böhmen und aus dem Elbsandsteingebirge (vgl. die Zeittabelle 1 und K. GENIESER & I. DIENER 1958, S. 481 ff und Abb. 5 u. 6). Es spricht jedoch manches dafür, mit R. ENGELMANN (1938) auch die A-Terrassen der Elbe ins Früh-Pleistozän einzustufen.

Ob zwischen der Ablagerung der „Liegendkiesserie“ und der „Hangendkiesserie“ eine wärmere Phase (Interglazial oder Interstadial?) anzunehmen ist oder ob beide Serien nachträglich gemeinsam einer starken Verwitterungsauslese im „Cromer-Interglazial“ unterlagen, muß zunächst noch offen bleiben. Jedenfalls ist in dem Verhältnis der stabilen und instabilen Schwerminerale (s : i) ein grundlegender Unterschied zu den beide Serien überlagernden „Bautzener Elbelauf“ festzustellen (vgl. Tabelle 1). Zwischen diesem und den Kiesen des „Schmiedeberger Elbelaufes“ dagegen besteht kein wesentlicher Unterschied. Es ist daher unwahrscheinlich, daß zwischen der Ablagerung beider Schotterkomplexe eine längere Erosions- und Verwitterungsphase liegt. Die vorstehenden Erwägungen legen es nahe, beide Schotterterrassen (E und I) der Vorstoßphase des Elster-Inlandeises zuzuweisen (vgl. K. GENIESER & I. DIENER 1958, S. 485). Die I-Terrasse wäre demnach als in Fortsetzung des kaltzeitlichen Aufschotterungsvorganges gebildet anzusehen, dem auch die E-Terrasse ihre Entstehung verdankte. Er wäre nur durch die zu Beginn der Elster-Vereisung einsetzenden tektonischen Veränderungen am Rande des Elbtalgrabens für kurze Zeit gestört oder unterbrochen worden.

Diese Bewegungen, möglicherweise aber auch die Behinderung des freien Abflusses nach Osten und Nordosten durch das sich heranschiebende Elster-Inlandeis, hätten die Ablenkung des Flusses bewirkt. Die von H. FLIEGNER (1955) entworfene Gefällskurve des „Bautzener Elbelaufes“ weist zwischen Weixdorf und Ottendorf-Okrilla einen Sprung von etwa 10-12 m auf. Das läßt daran denken, daß der Fluß nach Abschluß der ersten tektonischen Bewegungsphase von Dresden-Klotzsche aus in etwa +210 m NN nach Norden in Richtung auf Ponnickau und Ortrand sowie weiter in Nordwest-Richtung abgeströmt ist („Schmiedeberger Elbelauf“). Auch die von R. GRAHMANN (1933, S. 149)

Tabelle 1
Zeittabelle zur Flußgeschichte der Elbe.

Zeit-einteilung	Geologisches Geschehen	Klimahinweise			Alterseinstufung der Elbeablagerungen	Terras-einteilung nach ENGELMANN u. GRAHMANN
		im Raume zwischen Dresden und Berlin	Schwermineralbereich			
			Pyroxen-gehalt 0,2—0,1 mm	s : i		
Saale-Eiszeit	Vereisungszyklus	Grundmoräne: Phöben, Gorrenberg und Ockrilla	/ / / / /	/ / / / /	/ / / / /	
	Früh-kaltzeitliche Aufschotterung	Vorschüttbildungen: Phöben, Teltow. Bänderton der Heidesandterrasse in Dresden				O
	Früh-kaltzeitliche bis spät-warmzeitliche Aufschüttung	Kiese mit Driftblöcken aus Böhmen und dem Elbsandsteingebirge	>40%	i > s	„Wietstocker Kiese“ auf d. Teltow, am Gorrenberg und bei Dresden	
Holstein-Warmzeit	Früh-kaltzeitliche bis spät-warmzeitliche Aufschüttung		~30%	i > s	„Übergangsschichten“	
	~~~~~ Erosion ? ~~~~~ ? ~~~~~ ? ~~~~~ ? ~~~~~ ? ~~~~~					
	Warmzeitliche Absätze in flußdurchströmten Seen u. in Rinnen	<i>Azolla filiculoides</i> LAM u. Diatomeen (Nennhausen b. Rathenow, Phöben, Teltow und Ockrilla bei Meißen)			Tonig-schluffige Paludinschichten mit der „Paludinenbank“ und den „Paludinenkiesen“ an der Basis	„Berliner-Elbelauf“
	„E - M - W“	Eichenmischwald, <i>Paludina (Vivipara) diluviana</i> KUNTH u. a. Schnecken, Ostracoden, Potamogeton u. a. Wasserpflanzen				
	Thalassostatische Aufschotterung im Berliner Gebiet und Einschneidung im Meißener Massiv	Schmutzig-graue Färbung der „Paludinenkiese“; Pyrit oder Kupferkies	~30%	i > s		
~~~~~ 2. stärkerer Einbruch des Dresdener Elbtalgrabens ~~~~~						
	Früh-warmzeitliche bis spät-kaltzeitliche Aufschotterung				„Liegendkiese“	

Eiszeit	?	Erosion im Berliner Raum ?	?	?	?	?	?	?	?
	Vereisungszyklus	Grundmoräne: Phöben, Doberlug-Kirchhain, Ockrilla, Elbtal oberhalb von Dresden Vorschüttbildungen: Ockrilla und Elbtal oberhalb von Dresden Kiese mit vielen Driftblöcken aus Böhmen u. d. Elbsandsteingebirge; nordisches Material	0,0—3,0%	i > s	Kiese v. Gr.-Thiemig u. Elsterwerda	↑ ?			
Elster-	Früh-kaltzeitliche Aufschotterung Ablenkung der Elbe nach Norden	Kiese mit einzelnen Driftblöcken aus Böhmen, d. Elbsandstein- und Granulitgebirge; ohne nordisches Material	0,0—3,0%	i > s	„Schmiedeberger Elbelauf“ mit Freiburger- und Zwickauer Mulde, evtl. auch Saale (Fläming)	↓ ?			I
	Erosion ?	?	?	?	?	?	?	?	?
„Cromer“- Warmzeit ?	1. schwächere Bewegungen am Rande des Dresdener Elbtalgrabens	Früh-kaltzeitliche Aufschotterung	Kiese mit Driftblöcken aus Böhmen und dem Elbsandsteingebirge; synchrone Eiskeile	0,0—2,5%	i > s	„Bautzener-Elbelauf“			E
	Erosion ?	z. B. Talsenke zw. Ockrilla und Jessen	?	?	?	?	?	?	?
Pliozän bis Altpleistozän	Starke Verwitterung Warmzeitliche Absätze	Pflanzenreste und kleine Schneckenfauna am ehemaligen Oberauer Tunnel bei Meißen. Auslese von schwer verwitternden Flußgeröllen und Schwermineralien							
	Erosion ?	?	?	?	?	?	?	?	?
Pliozän bis Altpleistozän	Kaltzeitliche Aufschotterung	Sande und Kiese mit Verkieselungen und Wüstenlackrinden; Eiskeile	0,0%	s > i	„Hangend-Kiesserie“				
	Starke Verwitterung ?	Starke Verwitterung der in den Hangendlagen der „Liegendkiesserie“ eingedrifteten Blöcke ? Auslese von schwer verwitternden Flußgeröllen und Schwermineralien ?							A ₂ ?
Pliozän bis Altpleistozän	Erosion	?	?	?	?	?			?
	Kaltzeitliche Aufschotterung	Sande und Kiese mit Verkieselungen und Wüstenlackrinden. Im Hangenden synchroner Frostboden und große Driftblöcke aus Böhmen und dem Elbsandsteingebirge. Basis noch unbekannt. Evtl. Zunahme der Verkieselungen zu erwarten	0,0%	s > i	„Liegend-Kiesserie“				A ₁ ?
Pliozän bis Altpleistozän	Gefällsumkehr								
	Erosion								
Tekton. Phase		Heraushebung der östl. u. nördl. Randgebirge Böhmens							
Einkieselung der Landoberfläche ?						Beraun und Vorläufer der Moldau nach Osten und Südosten ?		ENGELMANN GENIESER	

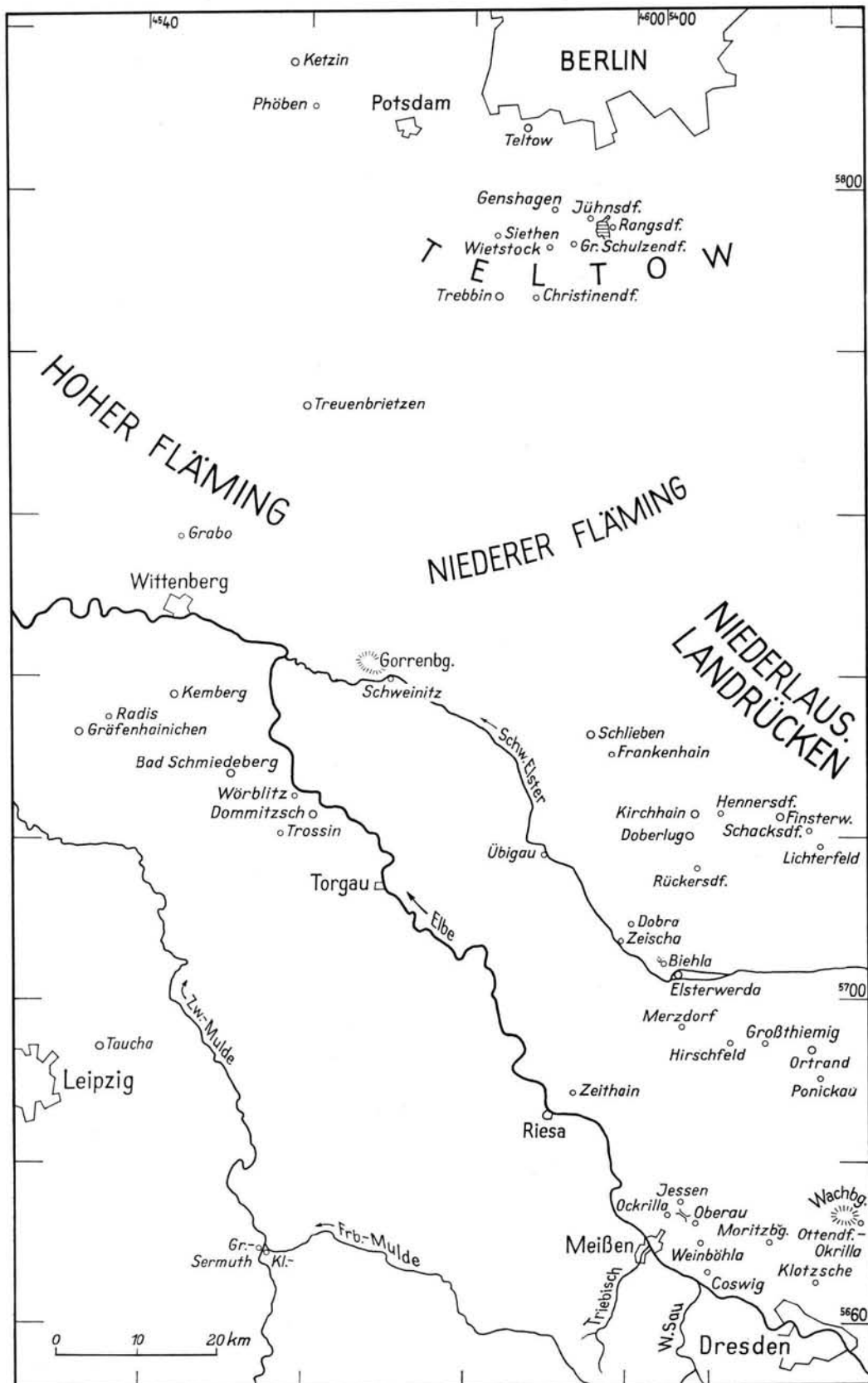


Abb. 3. Übersichtskarte.

erwähnten Elbeegerölle nördlich von Klotzsche und die gemengten Schotter von Großthiemig und Dobra-Zeischau dürften auf diesen Lauf zurückgehen. Dabei stammen die letzteren offenbar aus der Zeit, als das Inlandeis das Zittauer Becken bereits ausgefüllt und die nach Nordböhmen führenden Pässe im Neißetal bei Reichenberg (Liberec) und bei Pankratz (Jitřava) erreicht hatte („Pankratzer Sander“). Wir finden daher in ihnen neben zahlreichen großen Driftblöcken aus dem Böhmischem Mittelgebirge und dem Elbsandsteingebirge auch Feuersteine sowie Gerölle und Blöcke von nordischem Kristallin (vgl. aber auch S. 150). Diese wurden der Elbe über die Polzen (Ploucnice) und die ihr aus der Oberlausitz zufließenden, durch Schmelzwässer des Inlandeises verstärkten, Nebenbäche zugeführt (vgl. auch R. ENGELMANN und R. GRAHMANN).

Die Zusammensetzung der „Liegendkiese“ und der „Paludinenkiese“ im Berliner Raume deutet ihrerseits darauf hin, daß der Strom seinen Lauf über Meißen erst in der Zeit zwischen dem endgültigen Abschmelzen des Elster-Inlandeises und dem Beginn der Holstein-Warmzeit eingenommen hat (vgl. S. 143). Um auch in dieser Frage zu einem gesicherten Ergebnis zu kommen, war eine Reihe von Schürfen im Gebiet zwischen Dresden-Klotzsche und Ortrand einerseits und zwischen Weinböhla und Moritzburg andererseits (Weißeritzschotter?) vorgesehen. Sie konnten leider nicht mehr durchgeführt werden. Um die angeschnittene Frage schnell und überzeugend klären zu können, wird es aber auch genügen, an den von R. GRAHMANN (1933, S. 159) bei Meißen und Streumen angegebenen Punkten einige Proben schwermineralanalytisch zu untersuchen.

Die vorstehenden Ergebnisse ergänzen die bisherigen Kenntnisse zur Flußgeschichte der Elbe. Sie gestatten es, versuchsweise eine Zeittabelle zu entwerfen, die den Zeitraum vom Ausgang des Pliozäns bis zum Einsetzen der Saale-Vereisung umfaßt (vgl. Tab. 1).

Schriften-Verzeichnis

- BENNHOLD, W.: Zwei neue Vorkommen südlicher Kiese in der Umgebung von Berlin bei Zossen und Fürstenwalde a. Spree. - Z. Geschiebeforsch. 16, S. 27, Leipzig 1940.
- DIENER, I.: Schwermineralanalytische Untersuchungen der Schotter zweier Elbterrassen in Sachsen und der Lausitz. - Dipl.-Arbeit d. Humboldt-Univ. Berlin, Berlin 1955.
- ENGELMANN, R.: Der Elbedurchbruch, geomorphologische Untersuchungen im oberen Elbegebiet - Abh. geogr. Ges. Wien 13, S. 1 ff., Wien 1938.
- FLIEGNER, H.: Untersuchungen im Bereich der „Präglazialen“ Elbe. - Dipl.-Arbeit d. Humboldt-Univ. Berlin, Berlin 1955.
- GALLWITZ, H.: Das Pliozän von Oberau in Sachsen. - Sber. u. Abh. naturw. Ges. Isis Dresden, Jg. 1933/34, S. 82 ff., Dresden 1935.
- GEINITZ, H. Br.: Der Tunnel von Oberau. Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges, H. 1, 1. Aufl., S. 3, Leipzig 1839.
- GENIESER, K.: Einheimische und südliche Gerölle in den Deckgebirgsschichten von Dobrilugk. - Geologie 2, S. 35 ff., Berlin 1953. - - Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. - Geologie 4, S. 223 ff., Berlin 1955. - - Neue Beobachtungen im böhmischen Quartär. - Geologie 6, S. 331 ff., Berlin 1957.
- GENIESER, K. & W. MIELECKE: Die Elbekiese auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin. - Ber. geol. Ges. DDR 2, S. 242 ff., Berlin 1957.
- GENIESER, K. & I. DIENER: Versuch einer Altersdeutung der vor- bis früh-eiszeitlichen Elbeläufe auf Grund neuer Forschungsergebnisse. Als Manuskript gedruckt. - Wiss. Z. d. Humboldt-Univ. Berlin 6, 1956/57, S. 477 ff., Berlin 1958.
- GENIESER, K.: Auch Steine können reden. - Heimatkundliche Blätter (Sächsische Heimatblätter, H. 3), Dresden 1959.
- GLÄSEL, R.: Die geologische Entwicklung Nordwestsachsens. - 2. Aufl., VEB Deutscher Verlag d. Wiss., Berlin 1955.
- GRAHMANN, R.: Die Geschichte des Elbtales von Leitmeritz bis zu seinem Eintritt in das norddeutsche Flachland. - Mitt. d. Ver. f. Erdk. Dresden, NF., 1933, S. 133 ff., Dresden 1933.
- GROSSER, P. & M. HANNEMANN: Ein neues Interglazialvorkommen im Raum Fünfkirchen westlich Fürstenberg (Oder). Vorläufige Mitteilung. - Geologie 9, S. 299 ff., Berlin 1960.
- HUCKE, K.: Geologie von Brandenburg. - Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1922.

- KEILHACK, K.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte v. Preußen, Lfg. 20, Bl. Teltow, 2. Aufl., S. 12, Berlin 1910.
- LAUTERBACH, R.: Mikromagnetik - ein Hilfsmittel geologischer Erkundung. - Wiss. Z. d. Karl-Marx-Universität Leipzig, Jg. 1953/54, Math.-Naturw. Reihe, H. 3, S. 224 ff. - - Quartärgeologie und Mikromagnetik. - Ebenda, S. 282 ff. - - Angewandte Geophysik in Erkundung und Kartierung. - Z. f. angew. Geol. 2, S. 443 ff., Berlin 1955/56.
- LENK, A.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an pleistozänen Schottern des Elbsandsteingebirges. - Dipl.Arbeit Bergakad. Freiberg 1957.
- MIELECKE, W.: Geoelektrische Messungen als Hilfsmittel geologischer Kartierung. - Z. f. angew. Geol. 2, S. 154, Berlin 1956. - - Über den „Septarienton“ von Nennhausen bei Rathenow. - Z. f. angew. Geol. 4, S. 366, Berlin 1958.
- NÖTZOLD, T.: Einige Früchte und Samen aus den Paludinenschichten von Wietstock (Bez. Potsdam). - Geologie 8, S. 542 ff., Berlin 1959. - - Pleistozäne Pflanzenreste von Ockrilla bei Meißen - - Jb. staatl. Museum f. Min. u. Geol., Dresden 1961, S. 65-96, Dresden 1961.
- PRESCHER, H.: Über bisher unbekannte Ablagerungen auf dem Burgberg Meißen in Sachsen. Vorläufige Mitteilung. - Jb. staatl. Museum f. Min. u. Geol. Dresden 1961, S. 38 ff., Dresden 1961.
- REICHE, E.: Die Bedeutung südlicher Gesteine im Bereich des jüngeren Diluviums. - Z. Geschiebeforsch. 13, S. 76 ff., Leipzig 1937. - - Zusammenfassender Sitzungsbericht vom 7. 1. 1939 betr. die Aussprache über südliche Geschiebe. - Ebenda 15, S. 53, Leipzig 1939.
- STEDING, D. & G. SCHUBERT: Überblick über die Geologie des Meißischblattes Rothenburg (4655) und methodische Fragen der Kartierung. - Z. f. angew. Geol. 6, S. 502 ff., Berlin 1960.
- STOLLER, J.: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) von Norddeutschland III, Phöben, Kohlhasenbrück, Quakenbrück. - Jb. preuß. geol. Landesanst. 47, S. 330, Berlin 1926.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, S. 321 ff, Stuttgart 1950. - - Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart 7, S. 5 ff., Öhringen/Württ. 1956.
- WOLFF, W.: Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Berlin 1 : 100 000, Erl. H., S. 8, Berlin 1926.

Manusk. eingeg. 4. 4. 1962.

Anschrift des Verf.: Dr. Kurt Genieser, Hannover, Wiesenstraße 1, Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung.

Nachtrag: In Abb. 1 sind die „Liegendkiese“ versehentlich nicht gegen die „Paludinenkiese“ abgegrenzt worden.

Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis

VON LIBUŠE SMOLÍKOVÁ & VOJEN LOŽEK

Mit 10 Abbildungen und 2 Tabellen im Text

Zusammenfassung: Vom Standpunkte der Quartärstratigraphie können die Terrae calcis-Böden wichtige Leithorizonte bieten, da ihre Entstehung auf warmzeitliche Klimabedingungen zurückgeht. Zunächst muß allerdings das Alter von einzelnen Terrae calcis-Typen und -Varietäten möglichst genau bestimmt werden.

Beste Anhaltspunkte für die Altersbestimmung von Terrae calcis bieten die Ausgangsgesteine bekannten Alters und das Verhältnis zur Erosion. Als Hilfskriterien können die fossilführenden Terrae calcis-Sedimente in Karsthöhlräumen und das gegenseitige Verhältnis von einzelnen Terrae calcis-Typen in den Aufschlüssen angeführt werden. Die besten Ergebnisse wurden bisher auf Grund von Untersuchungen der Terrae calcis aus Travertinen und Kalkbreccien gewonnen, die altersmäßig in verschiedene Phasen des Jungtertiärs und Quartärs gehören.

Aus vergleichenden Studien im Karpatenraum geht eindeutig hervor, daß die jüngsten allitischen Terra rossa-Bildungen nur auf pliozänen Travertinen zu finden sind. Auf den Travertinen der pleistozänen Warmzeiten, abgesehen von den letzterterglazialen, ist üblicherweise die Terra fusca ausgebildet. Nur ausnahmsweise wurde flachgründige Terra fusca auch auf den letzterterglazialen (Eem-) Travertinen nachgewiesen, während die holozänen Quellkalke lediglich Rendzinen tragen. Aus den angeführten Anhaltspunkten ergibt sich somit, daß die jüngsten allitischen Terra-rossa-Bildungen endtertiär bzw. höchstens ältestpleistozän sind. Die Terra fusca ist eine bezeichnende Bildung der pleistozänen Interglaziale, während im Postglazial nur eine sehr beschränkte, lokale Entstehung dieses Bodens anzunehmen ist. Aus einigen Befunden in den Karsthöhlräumen kann geschlossen werden, daß siallitische Terra rossa auch in den ältestpleistozänen Warmzeiten gebildet wurde.

Wenn diese Gesetzmäßigkeiten noch an mehreren Fundstellen in verschiedenen Landschaften bestätigt würden, könnten die einzelnen Terrae calcis-Typen gute Alterskriterien in solchen Gebieten bieten, wo andere Anhaltspunkte nicht zur Verfügung stehen.

Abstract. From the standpoint of the Quaternary stratigraphy, soils of the terrae calcis group can represent important pedostratigraphical horizons, provided that the geological age of the different types can be determined precisely. The conditions of their development suggest that they are typical products of a warm climate.

The precise age determination of terrae calcis is most safely based on the age determination of the parent material and on their relation to erosion. As auxiliary criteria can serve fossiliferous fills of karst cavities built of terrae calcis sediments, and mutual relationship of individual types of these soils in the profiles. Best results were hitherto provided by investigating soils of the terrae calcis group which were developed on travertines and calcareous breccias dating from various periods of Late Tertiary and Quaternary.

Comparative studies in the Carpathian area have shown that the latest allitic terra rossa rests on travertines of Pliocene age. On travertines dating from Pleistocene interglacial periods, except for the Last Interglacial (Eemian), terra fusca is usually found. Exceptionally, thin layers of terra fusca have been observed also on travertines of Last Interglacial age, but never upon travertines of the Holocene age.

From the above-said it is evident that the youngest allitic terra rossa dates from the end of the Tertiary, from the onset of the Pleistocene at the latest. Terra fusca soils are typical for Pleistocene interglacials, whereas in the Postglacial they developed only locally, on a limited scale. From some finds in karst cavities it can be inferred that siallitic terra rossa continued to form even in warm periods of the earliest Pleistocene.

If this regularity (in the mutual relationship between the types of terrae calcis and time of their origin) is corroborated at other localities, it will be possible to use the individual types as a basis for age determination in areas where other criteria are lacking.

Einleitung

Die Frage des geologischen Alters der Böden der Terrae calcis-Gruppe ist bisher unklar, wie man sich aus den Angaben im Schrifttum überzeugen kann. In neueren pedologischen Arbeiten über diese Böden wird angeführt, daß im Falle von mitteleuropäischen Vorkommen meist Reliktböden vorliegen, die in der geologischen Vergangenheit gebildet

wurden (W. L. KUBIENA 1953). Besonders gilt dies für die Bildung der Terra rossa, während eine — allerdings recht beschränkte — Terra fusca-Entstehung auch unter heutigen Klimabedingungen nicht ausgeschlossen werden kann (J. WERNER 1958).

Eine genaue Altersbestimmung von verschiedenen Typen und Varietäten der Terrae calcis ist für die Quartärgeologie von Bedeutung, da diese Böden in manchen Fällen als pedostratigraphische Leithorizonte dienen könnten. In den bisherigen geologischen Arbeiten gibt es in dieser Hinsicht eine beträchtliche Unsicherheit, da die Ansichten verschiedener Autoren, vor allem bezüglich des Alters von Terra rossa, sehr verschieden sind. Die Entstehung von Terra rossa wird sowohl in das Jungtertiär (J. PELÍŠEK 1937 u. a., E. MÜCKENHAUSEN 1958, H. FRANZ 1960 usw.), als auch in die pleistozänen Interglaziale gestellt (M. KRETZOI 1956, V. LOŽEK & Fr. PROŠEK 1957); in extremen Fällen werden die Interstadiale (J. DVOŘÁK 1957) oder sogar das Postglazial in Betracht gezogen (z. B. J. PETRBOK 1932, z. T. auch E. BLANCK 1930, E. BLANCK, E. v. OLDERSHAUSEN & G. MAURMANN 1932). Im allgemeinen fehlt eine genaue Bestimmung der besprochenen Böden. Nach den meisten Beschreibungen kann nicht entschieden werden, ob autochthone bzw. parautochthone Bodenbildungen oder nur Bodensedimente vorliegen. Außerdem werden in einigen Schriften Böden mit der Bezeichnung „Terra rossa“ angeführt, die mit dem erwähnten Bodentypus nur die Rubefizierung (rötliche Färbung) gemeinsam haben (z. B. K. ŽEBERA 1954).

Erst in den letzten Jahren wurde versucht, die mitteleuropäischen Terrae calcis anhand des Alters der Ausgangsgesteine, z. B. der Travertine (V. LOŽEK & Fr. PROŠEK 1957), der Kalkbreccien (V. LOŽEK 1960) und Gletscherablagerungen aus Karbonatmaterial (in den Alpen, vgl. J. FINK 1958, H. FRANZ 1956) oder nach dem Verhältnis zu pleistozänen Abtragungsvorgängen (J. WERNER 1958) zu datieren. Auch die kolorimetrische Farbestimmung von Quartärablagerungen verschiedenen Alters (H. ALIMEN 1955) und die Bodenbildungen aus verschiedenaltigen Terrassenschottern (J. MARKOVIČ-MARJANOVIČ 1960, W. PAAS 1962) sowie die Ausbildung genau datierbarer Ausfüllungen von Karsthöhlräumen (M. KRETZOI 1956) sind von Bedeutung. Abgesehen von den sehr wertvollen, systematischen Untersuchungen H. KLINGES (1956, 1958) im Mittelmeergebiet sind aber diese Angaben in verschiedenen Schriften verstreut und entbehren meistens einer genaueren Beschreibung und Bestimmung der besprochenen Böden. Unser Beitrag hat sich zum Ziel gesetzt, die Altersfrage der Terrae calcis im Gebiet der Tschechoslowakei kurz zu besprechen, unsere bisherigen Beobachtungen zusammenzufassen (vgl. L. SMOLÍKOVÁ 1961a) und einige Gesetzmäßigkeiten festzustellen, die nach unseren Voraussetzungen im gesamten Mitteleuropa gültig sind.

Möglichkeiten der geologischen Altersbestimmung von Terrae calcis

Im Falle der meisten Terrae calcis-Vorkommen, insbesondere der Terra rossa-Relikte auf paläozoischen oder mesozoischen Kalken, stößt die Altersbestimmung auf große Hindernisse, bzw. kann praktisch nicht durchgeführt werden. Wie bereits W. L. KUBIENA (1953, S. 262) hingewiesen hat, ist auf Grund der Lagerung und des Gefüges solcher Böden ihre Alterseinstufung schwer zu erkennen. Eine stratigraphische Korrelation dieser Böden mit stratigraphisch bedeutenden Ablagerungen, d. h. zum Beispiel mit Gletscherablagerungen, Lößserien oder Flußterrassen, bietet mangels geeigneter Profile nur sehr beschränkte Möglichkeiten. In der Tschechoslowakei ist die Beziehung von Terra rossa, bzw. ihrer Sedimente, zu tertiären Ablagerungen seit langem bekannt. So wird ein Teil der Terra rossa-Böden auf den Triaskalken des Südslovakischen Karstes zweifellos von einer Serie pannonischer Sedimente überlagert (J. KUBIŠTA, R. MARŠALKO & L. ROZLOZNIK 1953) und ist also offenbar vorpliozänen Alters. Noch älter sind die Terra-rossa-Bildungen auf den Devonkalken bei Hranice (Weißkirchen) in der Mährischen Pforte, deren Hangendes marines Torton bildet (V. ROUSEK & J. VRBA 1960). Dadurch ist das tertiäre Alter

einer ganzen Reihe von Terra rossa-Vorkommen sicher belegt, während fast keine Beweise eines geringeren, d. h. quartären Alters, zur Verfügung stehen.

Große Möglichkeiten für die Altersbestimmung von Terrae calcis bietet die Untersuchung der Böden auf Travertinen verschiedenen Alters. Während typisch ausgebildete Terra rossa-Böden bisher nur auf pliozänen Travertinen festgestellt wurden, gibt es verhältnismäßig zahlreiche Terra fusca-Vorkommen auf Travertinen aus allen pleistozänen Interglazialen, nicht aber aus dem Postglazial. Über diese Beobachtungen wurden bisher nur kurze allgemeine Angaben veröffentlicht (V. LOŽEK & Fr. PROŠEK 1957, V. LOŽEK 1959, V. LOŽEK & J. TYRÁČEK 1958 usw.). Aus ihnen ergibt sich aber, daß die meisten Bildungen der Terra rossa beträchtlich älter als die der Terra fusca sind, die gewöhnlich noch in den pleistozänen Warmzeiten entstanden. Die Terra rossa-Bildung endete in Mitteleuropa bereits zu Beginn des Quartärs.

Hier soll versucht werden, folgende Fragen zu beantworten:

a) Wie alt sind die jüngsten Terra rossa-Bildungen Mitteleuropas und welche Terra rossa-Formen liegen hier vor?

b) In welchen Zeitabschnitten bildete sich Terra fusca und in welchem Umfang?

c) Möglichkeiten der Terra fusca-Bildung im Postglazial.

d) Bedeutung von Terrae calcis für die Quartärstratigraphie und -paläoklimatologie und deren Korrelation mit anderen Quartärablagerungen, bzw. Böden.

Stellung der Terrae calcis im quartären stratigraphischen System

Wenn die Position von Terrae calcis im quartären Sedimentations- und Bodenbildungszyklus festgestellt werden soll, muß man sich auf die Korrelation der Klimabedingungen, unter welchen sich die Bildung dieser Böden vollzieht, mit den Schwankungen des Quartärklimas stützen. Im allgemeinen kann man sagen, daß Terrae calcis das Produkt eines warmen feuchteren Klimas sind. Bei Terra fusca wird ein mäßig warmes und feuchtes Klima vorausgesetzt, das dem heutigen entspricht, bzw. ein wenig wärmer ist. Die Terra rossa beansprucht dagegen ein wärmeres Klima als das heutige im mitteleuropäischen Raum. Insbesondere ist hierzu ein heißer warmer Sommer und eine intensive Erwärmung des Bodenmaterials notwendig. Aus dem Vergleich dieser Voraussetzungen mit den bisherigen Erkenntnissen über den Charakter der quartären Klimaschwankungen geht somit hervor, daß nur solche Schwankungen in Betracht gezogen werden können, die mindestens so warm und feucht waren wie die heutige Zeit — also echte Interglaziale (vgl. J. KUKLA & V. LOŽEK 1961, J. KUKLA 1961). Die Kaltzeiten können im voraus ausgeschlossen werden. Auch die Möglichkeit einer Terra fusca-Bildung in großen Interstadialen — wenn auch nur im beschränkten Umfang — erscheint wenig wahrscheinlich. Aus den Analysen der mitteleuropäischen interglazialen Vertebraten- und Molluskenfaunen ist ersichtlich, daß die Interglaziale der jüngeren Hälfte des Pleistozäns in ihrer Gipfelphase wärmer und wesentlich feuchter als die heutige Zeit waren. Sie boten sehr günstige Bedingungen für die Terra fusca-Bildung. Die Möglichkeit von Terra rossa-Entstehung dürfte allerdings sehr beschränkt gewesen sein. Die altpleistozänen Warmzeiten waren noch wärmer, und ein wechselfeuchtes Klima mit heißem Sommer machte sich offenbar stärker geltend. In diesen Fällen kann die Terra rossa-Bildung nicht ausgeschlossen werden, insbesondere wenn man Befunde an einigen Fundstellen in Betracht zieht.

Zur Bestimmung der stratigraphischen Position und des Alters von quartären Terrae calcis stehen einige Kriterien zur Verfügung (vgl. H. KLINGE 1956, 1958, L. SMOLÍKOVÁ 1961a):

1. Das Alter des Ausgangsgesteins (vgl. Abb. 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8). Die untere Altersgrenze von Terrae calcis ist am besten dort bestimmt, wo das Alter des Aus-

gangsgesteins genau bekannt ist und wo eine sekundäre Herkunft von Terrae calcis-Material ausgeschlossen werden kann. Beste Möglichkeiten bieten hier Travertine verschiedenen Alters im karpatischen Raum, namentlich in der Slowakei (V. LOŽEK & Fr. PROŠEK 1957). Die Travertine bildeten sich in diesem Gebiet im Pliozän, in den pleistozänen Inter-glazialen, sowie im Postglazial (V. LOŽEK 1961c). Sie treten morphologisch im allgemeinen als auffallende Kuppen auf, deren Umgebung oft von Gesteinen aufgebaut ist, die kein günstiges Substrat für die Terrae calcis-Bildung bieten (Sandsteine und Tonschiefer des Paläogens), so daß eine allochthone Herkunft von Terrae calcis-Material auf den Traver-tinen vollkommen ausgeschlossen ist.

Das Alter des Travertins bestimmt die untere Zeitgrenze des möglichen Beginns der Terrae calcis-Bildung. Durch den Vergleich dieser Böden aus Travertinen von verschiedenen Zeitabschnitten kann somit annähernd festgestellt werden, welche Böden in verschiedenen Perioden entstanden und welche Entwicklungsstufe sie erreichten. Außer den Travertinen bieten auch Kalkbreccien ein günstiges Ausgangsmaterial, die mit Sinter verkittet sind (V. LOŽEK 1960). Terrassen und Moränen aus reinem Karbonatmaterial stehen im tschechoslowakischen Raum nicht zur Verfügung.

2. Das Verhältnis zur quartären Erosion (Abb. 6). Dieses Kriterium kann in solchen Gebieten benützt werden, in denen ein Kalkgelände durch Täler gegliedert ist. Diese wurden im Verlauf des Quartärs durch Erosion stufenweise gebildet, vor allem im Bereich der Böhmisches Masse. Wenn die Zeitbestimmung der einzelnen Erosions-niveaus festgelegt ist, kann eine ähnliche Methode wie im Falle der Travertine verwendet werden. Hier bestehen allerdings nur beschränkte Möglichkeiten, da geeignete Untersu-chungsstellen ziemlich selten sind und eine allochthone Entstehung von Terrae calcis nicht völlig ausgeschlossen werden kann, weil ihr Material von höheren Abschnitten der Kalk-hänge angeschwemmt wird.

3. Terrae calcis-Sedimente in Ausfüllungen der Karsthohl-räume. Das Bodenmaterial kann in die Karsthohlräume während verschiedenster Zeit-abschnitten angeschwemmt werden, so daß die einzelnen Beobachtungen nicht maßgebend sein können. Man kann aber die Ausbildung von genau datierten Ausfüllungen verschie-denen Alters vergleichen (M. KRETZOI 1956) und daraus schließen, welche Böden auf der Oberfläche der Kalkgebiete in den betreffenden Zeiträumen vorherrschten. Obwohl solche Beobachtungen sehr vorsichtig gewertet werden müssen, können sie doch ein gutes Hilfs-mittel sein.

4. Das gegenseitige Verhältnis verschiedener Typen und Varietäten von Terrae calcis in den Profilen (Abb. 9). Steht eine größere Anzahl von Profilen in einem bestimmten Gebiet zur Verfügung, so können ge-setzmäßige Beziehungen verschiedener Typen von Terrae calcis festgestellt werden, z. B. von Terra rossa zu Terra fusca. Die Terra rossa tritt z. B. nur in Ausfüllungen von tieferen Korrosionshohlräumen auf, während die Terra fusca regional an der Oberfläche verbreitet ist (vgl. L. SMOLÍKOVÁ 1961b). Ihre Sedimente überlagern gewöhnlich die Terra rossa-Ausfüllungen der Hohlräume. Daraus ist ersichtlich, daß die Terra rossa-Böden im be-treffenden Gebiet älter als die Terra fusca sind.

Im folgenden Abschnitt unseres Beitrages werden die datierbaren Vorkommen von Terrae calcis im tschechoslowakischen Gebiet in der Zeitspanne Pliozän-Quartär bespro-chen. Wir werden die Aufmerksamkeit auf solche Fundstellen richten, in denen die untere Altersgrenze durch das Ausgangsmaterial bestimmt wird, also vor allem auf die Tra-vertine.

Die meisten hier erörterten Terrae calcis-Profile wurden labormäßig untersucht. Ein Teil der Dünnschliffe wurde in der bodenkundlichen Abteilung der Bundesforschungsan-stalt für Forst- und Holzwirtschaft, Reinbek bei Hamburg, hergestellt, die eingehenden

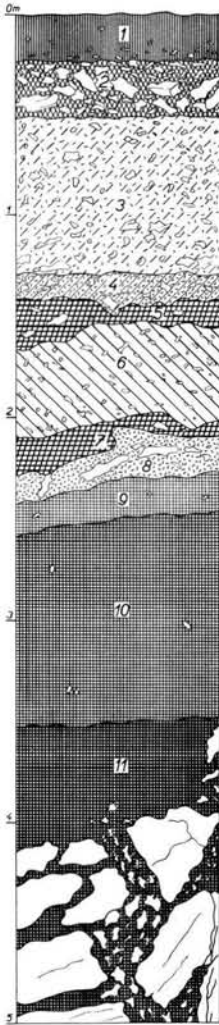


Abb. 1. Dreveník-Ostrá hora, Deckschichtenprofil an der Ostwand des Travertinsteinbruchs. - 1 Oberflächenboden (Mullrendsina, 10 YR 4/2), 2-8 Schuttschichten: 2 Zwischenmittel mit toniger Beimengung, vermutlich Terra fusca-Material (10 YR 5/6), 3, 4, 6 scharfkantiger bis mäßig korrodierter Travertinschutt mit lößartigem Zwischenmittel (10 YR 6/3 - 7/4), 5, 7 Zwischenlagen von Terra rossa-Sedimenten (2,5 YR 4/5 - 4,5/6); 8 heller Kalkanreicherungshorizont (10 YR 8/4), 9-11 braunrote tonige Lehme - Terra rossa; 9 u. 10 z. T. umgelagert (2,5 YR 4/5 - 4/6); 11 (2,5 YR 4/8) liegt unmittelbar dem stark korrodierten, festen, weißen Travertin auf.

Analysen der Terra fusca-Profile von Lúčky und Bojnice sowie die Dünnschliffe von diesen Fundstellen haben die Laboratorien des VEB Geologische Erkundung Süd—Freiberg/Sachsen durchgeführt. Für diese freundliche Hilfe sind die Verfasser den Herren Prof. Dr. W. L. KUBIENA, Hamburg-Reinbek, und Dr. Manfred WÜNSCHE, Freiberg/Sa. zu größtem Dank verpflichtet.

Jungpliozäne und quartäre Terrae calcis-Vorkommen im tschechoslowakischen Gebiet

Terra rossa

Die jüngsten einwandfrei datierten Terra rossa-Vorkommen entstanden aus Traver-tinen. Bisher sind folgende drei Fundstellen bekannt:

Dreveník-Ostrá hora bei Spišské Podhradie (= Kirchdrauf). Der mächtige Komplex von Dreveník und Ostrá hora besteht aus harten porösen Traver-tinen weißer Färbung, in welchen eine pliozäne Flora (F. NĚMEJC 1944) und die Mollusken

Abida frumentum (DRAP.) und *Fruticicola fruticum* (MÜLL.) festgestellt wurden. Der Travertin bildet ein ganzes Kuppensystem, das seine Umgebung als ein gewelltes Plateau mit schroffen, durch Rutschungen gestörten Rändern hoch überragt. Die weite Umgebung ist von paläogenen Sandsteinen und Tonschiefern aufgebaut. Die Terra rossa ist auf dem Dreveník-Plateau an zahlreichen Stellen in verkarsteten Spalten erhalten. Am besten können ihre Lagerungsverhältnisse im großen Steinbruch am Westhang eines flachen Sattels zwischen Ostrá hora und Dreveník verfolgt werden. Dort sind nur schwache Abtragungen zu verzeichnen, so daß die Abbauwand beste Aufschlüsse bietet.

Im Bereich des Sattels bildet eine siallitisch-allitische Terra rossa ($\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 0,13-0,19$)¹⁾ eine fast zusammenhängende Decke auf der stark korrodierten Travertinoberfläche (Abb. 1) und füllt auch zahlreiche, bis mehrere Meter tiefe Verwitterungstaschen aus. Sie ist von einem Schutt mit gelblichem lehmigem Zwischenmittel überlagert, der durchsinterter Zwischenlagen und Einlagerungen von Terra rossa-Sedimenten aufweist. Der Oberflächenboden ist heute eine tiefgründige Mullrendšina. Die erwähnten Schuttbildungen stellen zweifellos ein Produkt der pleistozänen Kaltzeiten dar.

In der Ostwand des Steinbruches gibt es Höhlungen, die mit Terra rossa-Material ausgefüllt sind, das sich von der zusammenhängenden Terra rossa-Decke der Oberfläche unterscheidet. Im Nordabschnitt der Wand wurde in einer kleinen Höhle etwa 4 m unter der Travertinoberfläche eine satt-rote, wenig plastische, krümelige allitische Terra rossa

($\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 0,12$) festgestellt (Probe B). In einer größeren Höhle am Fuß der Wand unter dem Oberflächenprofil (A) befindet sich eine rötlich braune Ausfüllung mit häufigem Bohnerz (Probe C), die als Sediment einer ausgeprägt allitischen Terra rossa ($\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 0,02$) gewertet werden kann.

Aus den angeführten Punkten geht hervor, daß sich die Terra rossa-Bildung in diesem Raum in mehreren Generationen vollzog. Die ausgeprägt allitischen Terra rossa-Formen in tiefen Hohlräumen sind offenbar älter als die schwächer allitische Terra rossa-Decke auf der Travertinoberfläche. Die Entstehung dieser Böden fällt zweifellos in das Endpliozän und in die Warmzeiten des ältesten Pleistozäns, da auf benachbarten Travertinen, die ähnlichen Charakter und Lagerungsverhältnisse wie der Travertin von Dreveník aufweisen, bisher keine Terra rossa nachgewiesen wurde, abgesehen von atypischen Resten rötlicher Bodenbildungen auf der altpleistozänen Pařica.

Zlatý Onyx bei Levice. Der sogenannte „goldene Onyx“ ist tatsächlich ein kompakter gelber Travertin mit zahlreichen kristallinischen Partien. Er bildet eine flache Kuppe auf dem Rücken der Levice Weinberge südlich von der Stadt Levice und wurde von L. IVAN (1952) in das Quartär eingeordnet. Ein altquartäres Alter kann zwar nicht ausgeschlossen werden, es handelt sich jedoch viel wahrscheinlicher um Jungpliozän.

Die gesamte aufgeschlossene Travertinwand, die etwa 10 m hoch ist, wird von zahlreichen Korrosionshöhlräumen durchsetzt, die mit satt-rottem Ton gefüllt sind. Sein Gefüge ist breccienartig und das Verhältnis $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 0,11-0,12$ entspricht einer allitischen Terra rossa. Im Hangenden liegt eine komplizierte Lößserie mit zwei fossilen Bodenkomplexen (Abb. 2). Die Korrosion der Travertine ist sehr stark und tief.

Aus der Ausbildung des Deckprofils ergibt sich, daß die Terra rossa hier mindestens vor zwei Interglazialen entstanden ist, denen die erwähnten fossilen Bodenkomplexe an-

1) Werte nach dem Auszug mit heißer 20% HCl, $\text{SiO}_2 = \text{SiO}_2 \text{ in HCl} + \text{SiO}_2 \text{ in KOH}$.



Abb. 2. Goldener Onyx bei Levice, Ostwand der oberen Grube. - Der untere Abschnitt der Abbauwand besteht aus festem, von zahlreichen Korrosionshohlräumen durchsetztem Travertin, die mit Terra rossa (roter Ton, 10 R 4/6 - 3/8) ausgefüllt sind. Darüber lagert eine komplizierte Lößserie mit zwei fossilen Bodenkomplexen.

Foto: Vojen Ložek.

gehören. Man muß auch den Umstand in Betracht ziehen, daß sich das Profil an einer exponierten Stelle befindet. Daraus ist zu schließen, daß hier nicht Interglaziale vorliegen, die unmittelbar dem Postglazial voranstehen und daß die Lößserie von den Terra rossa-Bildungen durch eine Diskordanz getrennt ist.

Ratnovce bei Piešťany. Travertine, die im großen Steinbruch bei Ratnovce aufgeschlossen sind, gehören altersmäßig zweifellos in das Neogen (vgl. O. HYNIE 1927). Ihre Oberfläche ist mit zahlreichen tiefen Korrosionshöhlen durchsetzt, die vorwiegend mit satt-braunen, stellenweise gelb gefleckten und gebänderten Tonen ausgefüllt sind. Örtlich sind auch tiefe Verwitterungstaschen mit rotem Ton vorhanden. Die Deckschichten können nicht verfolgt werden, da sie durch den Abbau gestört wurden.

Travertine, auf denen eine Terra rossa festgestellt wurde, sind durchweg alt, das heißt im Falle von Dreveník und Ratnovce nachweisbar pliozän, im Falle von Levice Onyx ist dieses Alter äußerst wahrscheinlich. Bald nach ihrer Entstehung wurden sie durch intensive chemische Verwitterung angegriffen, deren Produkt die tiefen Korrosionshöhlen und die Terra rossa sind. Die pleistozänen Schichten, wie Löß, Schutt und fossile Böden, sind von der liegenden Terra rossa durch eine Diskordanz getrennt. Die älteste mögliche Entstehungszeit der besprochenen Terra rossa-Böden ist in Anbetracht des Alters der Muttergesteine das Spätpliozän, bzw. die Warmzeiten des ältesten Pleistozäns. Jüngere Zeitabschnitte können ausgeschlossen werden, da die Terra rossa in typischer Ausprägung bisher auf keinem pleistozänen Travertin nachgewiesen wurde. Dieser Boden läßt sich nicht einmal in der nächsten Nachbarschaft der oben erwähnten Vorkommen finden, in denen alle Entstehungsmöglichkeiten gleich waren, abgesehen vom Alter des Ausgangsgesteins.

Für die Altersbestimmung der Terra rossa sind in einigen Fällen auch die Ausfüllungen

der Karsttaschen von Bedeutung. Dazu bietet die besten Bedingungen der Steinbruch an der Anhöhe Skala bei Ivanovce im Waagtal.

Die mesozoischen Kalke von Skala sind mit einem komplizierten System von Karsthöhlräumen durchsetzt, die mit gelbbraunem Ton mit Bohnerz gefüllt sind. Dieses Material enthält eine reiche Wirbeltierfauna, die altersmäßig an die Grenze Pliozän/Pleistozän fällt (O. FEJFAR 1961a). Außer dieser älteren Generation von Karsttaschen gibt es hier auch Korrosionshöhlen mit roter Ausfüllung ohne Bohnerz, die zweifellos jünger sind. Rote Tone wurden auch in die Ausfüllung einer alten Doline umgelagert, die im Steinbruch am Nordhang von Skala aufgeschlossen ist. Der besprochene Komplex wird von einer Lössserie mit fossilen Böden und von postglazialen Schichten mit häufiger prähistorischer Keramik überlagert. In den roten Ausfüllungen wurde eine typisch pleistozäne interglaziale Molluskenfauna nachgewiesen.

Aus den stratigraphischen Verhältnissen des Aufschlusses von Ivanovce geht klar hervor, daß die rote Ausfüllung altpleistozänen Alters ist und daß sie in einem Interglazial entstand, dessen nähere Einstufung noch offenbleiben muß.

Eine ähnliche Fundstelle ist die Anhöhe Málók bei Koliňany (NO von Nitra), deren Kalke zahlreiche, mit Terra rossa gefüllte, einander parallele Spalten aufweisen. Alle Ausfüllungen führen eine einheitliche altpleistozäne Wirbeltierfauna mit *Beremendia fissidens* (PET.), *Prospalax priscus* (NEHR.), *Hypolagus beremendensis* KORM. usw. (O. FEJFAR 1961b), woraus zu schließen ist, daß die Ausfüllung der Spalten während einer relativ kurzen Zeitspanne erfolgte. Auf der Oberfläche tritt hier heute keine Terra rossa auf.

Diese Beobachtungen stimmen mit den Befunden aus dem Südslowakischen Karst überein, wo durch reiche altpleistozäne interglaziale Mollusken- und Wirbeltierfaunen belegte Terra rossa-Sedimente in Karsttaschen bei Gombasek, Plešivec und Jelšava festgestellt wurden. Die Beschaffenheit der Ausfüllungen bietet allerdings keinen festen Beweis für das altpleistozäne Alter der Terra rossa. Diese konnte als Sediment in verschiedensten Zeitabschnitten umgelagert werden (z. B. während der Würm-Eiszeit, wie in der Großen Jasover Höhle festgelegt wurde — V. LOŽEK, J. SEKYRA, J. KUKLA & O. FEJFAR 1957). Es ist hier doch offensichtlich, daß in der betreffenden Zeit die Terra rossa-Böden auf der Karstoberfläche regional verbreitet waren und wahrscheinlich auch noch gebildet wurden. Dasselbe bestätigen auch Befunde aus Ungarn (M. KRETZOI 1956), sowie einige auffallend rote Schichten in cromer-zeitlichen Serien von Zlatý Kůň und von Chlum bei Srbsko im Böhmischem Karst.

Aus den angeführten Punkten geht somit hervor, daß die jüngsten sicher belegten Terra rossa-Vorkommen zeitlich in das oberste Pliozän und in die Warmzeiten des ältesten Pleistozäns fallen. Es handelt sich hierbei sowohl um deutlich allitische als auch siallitische Formen von Terra rossa.

Bisher ist nicht klar, ob sich die Terra rossa wenigstens örtlich und im beschränkten Umfang auch später bilden konnte. Einige Befunde dürften dafür zeugen. Es fehlen hierfür jedoch genügende Beweise. Erwähnenswert sind z. B. unzweifelhafte Terra rossa-Sedimente aus der interglazialen Serie im Südeingang der Dudlavá Skala-Höhle bei Šumiac, Zentralslowakei (V. LOŽEK 1962). Auf Grund der spärlichen Wirbeltierfunde und der Position im Hangenden der Hauptgeneration von Gebirgsrandschottern der Niederen Tatra ist dieses Interglazial nicht älter als Holstein. Die Fundstelle liegt im Gebirge, wo mehrmals eine sehr starke Abtragung stattgefunden hat. Heutzutage gibt es an der Oberfläche keine Terra rossa mehr. Danach darf man vermuten, daß sie während des erwähnten Interglazials an der Oberfläche noch weit verbreitet war und angesichts der angeführten Umstände nicht ein Relikt aus viel älteren Zeiten darstellen konnte.

Terra fusca

Die Terra fusca wurde auf relativ zahlreichen Travertinlagern im Karpatenraum festgestellt. Hier sollen in kurzer chronologischer Übersicht die einzelnen Vorkommen besprochen werden:

Altpleistozäne Travertine

Malé Bielice im Nitra Tal. Auf annähernd horizontal gelagerten kompakten Süßwasserkalken mit einer reichen interglazialen Molluskenfauna (T. KORMOS 1911) ist eine mächtige Terra fusca ausgebildet, die in tiefen Verwitterungsgorgeln in das Muttergestein eingreift (V. LOŽEK & Fr. PROŠEK 1957). Sie liegt direkt dem anstehenden Kalk auf und ist zum Teil von Löß überlagert.

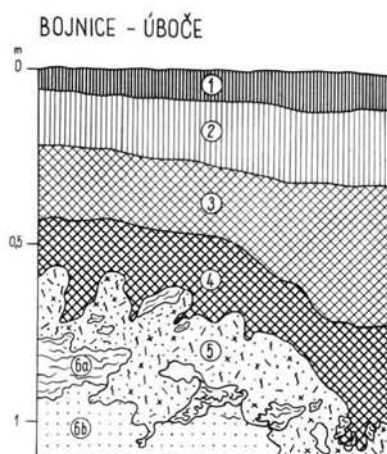


Abb. 3. Bojnice-Úboče, T. fusca aus altpleistozänem Travertin. 1 Dunkel graubrauner (10 YR 3/3), humoser Lehm, gut krümelnd, wurzelfilzig, 2 dunkelbrauner (8,75 YR 4/4), humoser, ± krümeliger Lehm mit verstreutem feinem Travertinschutt (<2 cm), vereinzelte Holzkohlen (wahrscheinlich ein ehemaliger Ap-Horizont), 3 brauner (7,5 YR 4,5/4), z. T. humusfleckiger, stark toniger Lehm, mittelblockig, im feuchten Zustand plastisch, schwach durchwurzelt, 4 rötlichbrauner (5 YR 4/4,5), stärker toniger Lehm, großblockig aufbrechend, stark plastisch, 5 verwitterter Travertin und feiner Travertinsand (10 YR 6/3 u. 5/3), feine, mit dem hangenden Ton ausgefüllte Korrosionsgorgeln und zahlreiche Toneinschlammungen, die auch die Poren im festen Travertin auskleiden; verwitterte, stark tonige und relativ frische Partien sind unregelmäßig verteilt, 6 hell gelbbrauner (10 YR 6/4), feiner Travertinsand mit Lagen und Knollen festen feingrigen Travertins (10 YR 8/4) (vgl. Tabelle 1).

Bojnice an der oberen Nitra (Abb. 3, Tab. 1). Auf den Travertinen „Úboče“ am Zoologischen Garten befindet sich eine mächtige rotbraune Terra fusca (V. LOŽEK 1961b). Sie liegt unmittelbar den oberen lockeren Schichten auf, zum größten Teil unter Acker. Die Ackerkrume weist eine sekundäre Kalkanreicherung auf; der Unterboden ist aber eine sehr typische Terra fusca mit zungenartigen Ausläufern in das Muttergestein. Hier muß hervorgehoben werden, daß auf den benachbarten Travertinen am Kirchhof, die wahrscheinlich letztinterglazial sind, bisher keine Terra fusca nachgewiesen wurde, obwohl beide Standorte hinsichtlich der bodenbildenden Faktoren fast vollkommen übereinstimmen.

Vyšné Ružbachy in der Zips. Auf der Travertinkuppe Modzele ist eine sattbraune tiefgründige Terra fusca zu verzeichnen. Sie liegt unmittelbar dem frischen Muttergestein auf.

Hier sei auch auf das Terra fusca-Vorkommen auf den Travertinen der Anhöhe Gestence bei Dudince erwähnt, das bisher noch nicht näher untersucht wurde.

Mittelpleistozäne Travertine

Tučin bei Přerov (Prerau). Eine sattbraune Terra fusca erscheint unmittelbar über den oberen lockeren Schichten einer Travertinkuppe. In ausgeprägten Verwitterungstaschen greift sie bis 1,5 m tief in das Muttergestein. Stellenweise ist sie von Hangmaterial mit Detritus der Tertiärsandsteine und äolischer Beimischung überlagert. Dort, wo der Travertin vom Travertinschutt überlagert ist, der krypturbat gestört wurde, liegt keine Terra fusca vor (V. LOŽEK & J. TYRÁČEK 1958). Daraus kann geschlossen werden, daß sie bereits hohes Alter besitzt.

Tabelle 1

Ergebnisse der chemischen Analysen und der Korngrößenbestimmung von Terra fusca-Profilen

Probe	Chemische										
	H ₂ O-110°	H ₂ O+110°	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO
B 1	3,3	6,7	7,0	52,7	10,9	4,1	0,2	0,8	0,09	10,4	1,3
B 2	3,9	5,6	5,5	58,0	12,1	4,8	0,2	0,8	0,08	7,8	1,3
B 3	4,8	5,7	0,5	63,5	16,5	6,0	0,1	0,9	0,08	1,9	1,2
B 4	7,1	7,2	1,5	57,6	17,0	7,6	0,1	0,9	1,0	2,3	2,2
B 5	0	7,8	20,4	27,4	8,9	4,1	0	0,5	0,06	27,4	1,5
B 6a	0	1,3	40,6	1,0	0,9	0,3	0	0,1	0,02	51,6	1,6
B 6b	0,2	1,2	40,8	1,4	0,6	0,2	0,1	0,5	0,03	52,6	1,8
L 1	1,8	4,7	0,3	67,4	13,1	4,3	0,8	0,9	0,10	1,1	2,5
L 2	5,9	7,7	0	56,5	19,5	7,5	0,5	0,8	0,09	1,6	0,9
L 3	4,4	6,0	0,2	55,8	19,6	8,1	0,2	1,0	0,09	2,8	2,8
L 4	5,9	10,2	0,03	51,0	21,5	8,9	0,4	0,8	0,09	1,7	2,2
L 5	1,8	2,8	30,9	13,4	6,1	3,1	0,1	0,2	0,04	41,0	1,1

Die Werte beziehen sich auf bei 110° getrocknete Substanz, das H₂O-110° ist infolgedessen in der

Probe	Korn					
	20,0–6,3	6,3–2,0	2,0–1,0	1,0–0,63	0,63–0,20	0,20–0,10
B 1	—	—	1,2	1,6	5,1	3,5
B 2	1,0	0,3	0,3	0,7	2,9	2,4
B 3	—	—	0,4	0,5	1,1	0,6
B 4	—	0,6	0,4	0,6	1,2	0,4
B 5	1,4	2,4	4,7	4,0	10,1	5,4
B 6b	—	—	2,2	3,1	12,1	12,6
L 1	—	—	0,2	0,7	4,0	8,0
L 2	—	—	0,2	0,6	3,1	4,2
L 3	—	—	0,3	0,9	3,2	3,2
L 4	—	—	—	0,2	1,3	1,0
L 5	—	—	1,7	4,0	13,4	10,1

Von der Probe B 6a wurde keine Kornanalyse durchgeführt, da die Probe, ein Travertin, sich auf
 Die Kornanalysen der Proben B 5, B 6b und L 5 sind durch den hohen CaCO₃-Gehalt in der Weise

B = Bojnice-Úboče, L = Lúčky-Skaličky

Bojnice-Úboče und Lúčky-Skaličky

Analysen

K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	Org. Subst. (Humus)	pH-Wert in H ₂ O	pH-Wert in KCl	(T-S)- Wert	S-Wert	T-Wert	V-Wert	CaCO ₃ nach SCHEIBLER
1,5	0,6	0,18	0,15	3,5	7,41	7,1	5,87	27,55	33,42	82,25	12,25
1,6	0,6	0,16	0,02	1,3	7,68	7,2	6,25	27,8	34,05	81,6	9,05
1,8	0,8	0,08	0,08	0,5	7,65	7,0	6,25	32,4	38,65	83,85	0,45
1,7	0,4	0,06	0,04	0,7	7,58	6,85	9,5	44,5	54,00	82,4	3,95
0,8	0,2	0,17	0,13	0,8	7,8	7,2	5,37	29,2	34,57	84,45	40,4
0,2	0,2	0,36	0,33	1,4	8,55	8,4	0,25	18,6	18,85	98,55	77,9
0,2	0,1	0,38	0,54	0,3	8,42	8,4	n. g.	7,45	7,45	100,00	76,5

2,2	0,6	0,05	0,70	1,6	7,70	7,15	5,87	17,65	23,52	75,0	1,2
3,4	0,5	0,08	0,02	1,2	7,68	6,85	8,75	32,35	41,10	78,7	Spuren
2,3	0,4	0,12	0,13	0,2	7,85	6,70	9,37	36,1	45,47	79,4	Spuren
2,3	0,3	0,07	0,04	0,3	7,80	6,75	10,12	46,0	56,12	81,95	Spuren
0,6	0,1	0,23	0,26	0,3	8,25	7,4	3,5	18,1	21,6	83,8	54,8

Summe nicht enthalten.

größen

0,10–0,063	0,063–0,020	0,020–0,010	0,010–0,006	0,006–0,002	<0,002 mm	%
3,8	20,7	20,6	4,0	7,5	30,4	98,4
2,7	17,3	24,0	2,2	6,7	38,7	99,2
2,4	17,8	13,5	9,0	8,1	44,3	97,7
0,8	7,4	13,9	7,2	5,5	61,8	99,8
5,7	9,5	6,7	4,0	6,4	37,2	97,5
19,1	23,5	10,4	4,5	6,2	6,1	99,8

12,5	18,2	7,1	4,8	10,3	33,2	99,0
6,0	10,4	4,8	2,7	8,0	57,9	97,9
5,5	5,3	5,4	5,9	7,3	60,6	97,6
2,5	5,9	4,2	2,4	9,1	72,1	98,7
10,4	14,4	8,5	3,2	8,8	25,4	99,9

Grund des hohen Kalkgehaltes nicht aufbereiten ließ.

beeinflußt, daß eine etwas zu grobe Körnung hervorgerufen wurde.

(T-S)-Wert = austauschbare H-Ionen am Sorptionskomplex

S-Wert = austauschbare Basen am Sorptionskomplex

T-Wert = Sorptionskapazität

V-Wert = Basensättigungsgrad

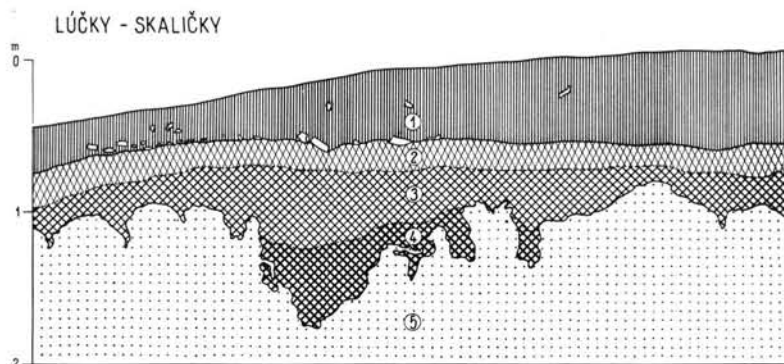


Abb. 4. Lúčky-Skaličky, Terra fusca aus mittelpleistozäner Seekreide. 1 Dunkel graubrauner (2,5 YR 3/2), humoser, mäßig toniger Lehm, prismatisch aufbrechend; vereinzelt durch Korrosion gerundete Bruchstücke von festem Travertin; an der Basis ein durchgehender Horizont von Schutt paleogener Sandsteine; 2 gräulich gelbbrauner (10 YR 4/5), toniger Lehm, prismatisch aufbrechend; 3 sattbrauner (7,5 YR 3/4), toniger Lehm, scharfkantig blockig; 4 sattbrauner (7,5 YR 4/5), stark toniger Lehm, scharfkantig großblockig, dicht gefügt, Untergrenze taschenförmig, scharf; die Verwitterungsfront besteht aus 2-5 mm großen Kalkkörnern mit weißlichen Verwitterungsrinden, Zwischenräume mit Braunlehmplasma durchsetzt; 5 gelbliche bis weißliche (10 YR 6,5/6), grobkörnige Seekreide mit zahlreichen Wassermollusken (*Lymnaea peregra* f. *ovata* [DRAP.]); ziemlich zahlreiche Wurmgänge mit dunkler Wurmlösung und stellenweise dunkelbraune Braunlehmplasma-Einschlümmungen (vgl. Tabelle 1).

Želátovice bei Přerov (Prerau). Die Verhältnisse stimmen mit denjenigen an der benachbarten Tučiner Fundstelle vollkommen überein (V. LOŽEK 1961a).

Lúčky bei Ružomberok (Abb. 4; Tab. 1). Auf der Travertinterrasse Skaličky wurde eine mächtige Terra fusca festgestellt, die aus Süßwasserkreide über festen Travertinen entstanden ist (vgl. J. KUKLA & V. LOŽEK 1961, Pl. II/2). Sie weist ausgeprägte Verwitterungstaschen auf und ist vom Schutt paläogener Sandsteine überlagert.

Ludrová bei Ružomberok (Abb. 5). Eine sehr mächtige Terra fusca sattbrauner Färbung ist auf festem Travertin des Čerená-Berges ausgebildet, der eine Reliktplatte im Hangenden von Deckenschottern der Niederen Tatra bildet. Die Travertinoberfläche weist sehr deutliche Korrosionserscheinungen auf (V. LOŽEK 1961c, Pl. V/1).

Sv. Ondrej bei Gánovce. Direkt in der Gemeinde tritt ein mächtiger, horizontal gelagerter Komplex von Seekreide mit festen Travertinbänken und Almwischenlagen auf. In der Oberflächenschicht wurde eine warmzeitliche Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* (RSSM.) festgestellt. Der lockeren, weißen Oberflächenschicht liegt unmittelbar ein Boden mit sehr scharfer Untergrenze auf, dessen Basisschicht einer Terra fusca

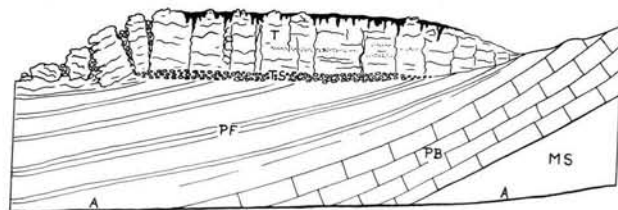


Abb. 5. Čerená bei Ludrová, geologische Position des Travertins mit Terra fusca auf der Oberfläche. T fester Travertin, TS mit Travertin verkittete Terrassenschotter (Deckenschotter - etwa 50 m über der heutigen Talsohle A), PF zentralkarpatisches Paläogen in Flyschfazies, PB basales Paläogen in Karbonatfazies, MS subatrisches Mesozoikum; schwarz - Terra fusca aus Travertin (mit zahlreichen tiefen Verwitterungsgorgeln).

ähnelt. Sonst ist das Bodenmaterial mit Detritus paläogener Sandsteine vermengt und enthält wahrscheinlich auch einige äolische Beimischung (V. LOŽEK 1961b).

Unter den mittelpleistozänen Fundstellen sind auch die Terra fusca-Vorkommen auf der Breccie von Muráň und im Steinbruch von Zásكالie bei Púchov zu erwähnen:

Muráň (Zentralslowakei). Im Tale Suchý dol am Orte Piecky tritt eine mächtige Breccie auf, die aus Kalkschutt besteht, der durch Sinter verkittet ist. Sie ist stark verkarstet, weist tiefe Erosionseinschnitte auf und enthält eine warmzeitliche Molluskenfauna. Auf der Oberfläche ist eine Terra fusca vorhanden, die meistens nur in Verwitterungstaschen erhalten blieb (V. LOŽEK 1960, L. SMOLÍKOVÁ 1961b).

Zásكالie bei Púchov im Waagtal, Westslowakei (Abb. 6). Im verlassenen Steinbruch von Zásكالie, in dem Jurakalke der Klippenzone gewonnen wurden, ist das ehemalige Prallufer des Waagflusses aufgeschlossen, das in der Erosionsphase vor der Aufschüttung der Hochterrasse entstanden ist. Der Kalk bildet eine Steilwand über den Sanden der Hochterrasse, der ein Schuttpaket unmittelbar horizontal aufliegt. Die

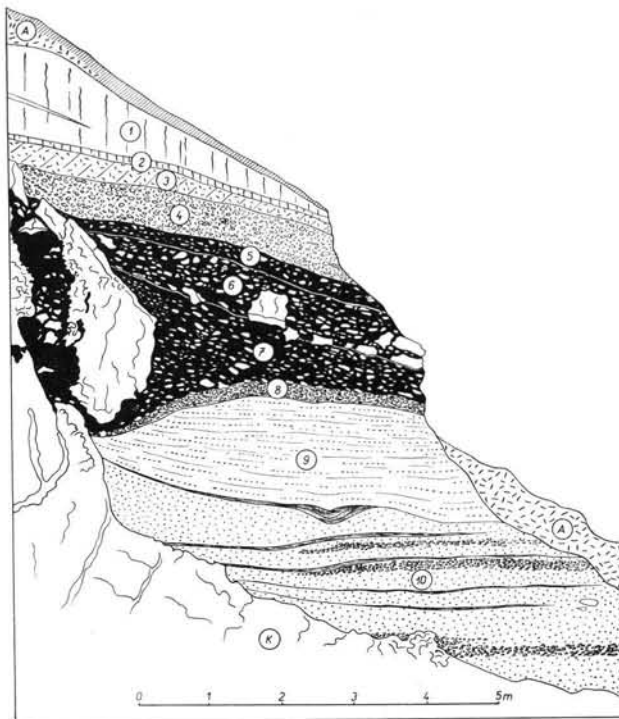


Abb. 6. Zásكالie bei Púchov im Waagtal, Deckschichten der Hochterrasse des Waag-Flusses. 1 Hell-ockerbrauner (10 YR 5/3,5) Löß mit streifenförmigen Kalkausscheidungen, 2 ockerbrauner (10 YR 5/4) Löß mit vereinzelten Kalksteinstücken, 3 Kalkschutt mit graubraunem (10 YR 4,5/2,5) löß-artigem Zwischenmittel, 4 Kalkschutt mit kalkhaltigem, dunkel graubraunem (10 YR 4/2,5) Lehm-zwischenmittel (z. T. Terra fusca-Material), hochinterglaziale Mollusken; 5, 6, 7 korrodierter Kalk-schutt mit Terra fusca-Zwischenmittel: 5,6 typisches, dunkel sattbraunes (7,5 YR 4-3,5/3) Terra fusca-Material, Gesteinsstücke stark korrodiert; 7 Zwischenmittel heller (7,5 YR 4,5/4, unreines umgelagertes Terra fusca-Material); dem Schichtpaket 5-7 entspricht die sattbraune (7,5 YR 4/5) Terra fusca-Ausfüllung des Karstschlotes am linken Rand des Profils; 8 Kalkschutt mit unregelmäßig kalkhaltigem, braunem (10 YR 5/3-4), heller geflecktem (10 YR 5/6) Lehmzwischenmittel, hochinterglaziale Mollusken; 9 anlehmige, dunkel gelbbraune (10 YR 4/4-5) Grobsande der Waag-Hochterrasse, 10 grau- bis gelbbraune Grobsande der Waag-Hochterrasse mit Schluff- und Schotter-zwischenlagen; A Aufschüttung, K Jurakalk.

unterste und die oberen Schichten dieses Pakets sind kalkhaltig und führen eine hochinterglaziale Molluskenfauna mit *Helicigona banatica* (RSSM.) und *Soosia diodonta* (FÉR.). Diese Fauna darf mit dem interglazialen Schneckenfund von L. KALAŠ ("Kočkovská skala") identisch sein. Die mittleren Lagen bestehen aus reinem Terra fusca-Material und stark korrodiertem Kalkschutt. Obwohl ein Teil des Zwischenmittels als Bodensediment zu deuten ist, erfolgte hier auch eine Terra fusca-Bildung an Ort und Stelle, wovon das reine Terra fusca-Material und die Kalkmehlfilme an den Gesteinsstücken zeugen. Außerdem ist der Kalkfelsen mit einem System von Hohlräumen durchsetzt, das eine reine Terra fusca-Ausfüllung aufweist. Diese ist mit den mittleren Schichten des erörterten Schuttpakets direkt verknüpft.

Aus den Lagerungsverhältnissen (vgl. Abb. 6) der warmzeitlichen Schichtenfolge mit Terra fusca ist zu schließen, daß die betreffende Warmzeit unmittelbar der Aufschotterung von Hochterrasse folgen mußte. Nach den Befunden im Ostrauer Gebiet fällt die karpatische Hochterrasse in die Vorrückungsphase der Saale-Vereisung. Demzufolge darf das Terra fusca-Vorkommen von Záska als vorletztinglazial angesprochen werden. Es liegt hier offenbar eine Analogie der mächtigen rubefizierten Bodenkomplexe PK IV vor (vgl. J. KUKLA, V. LOŽEK & J. BARTA 1962).

Letztinterglaziale Travertine

Hranovnica bei Poprad. Im Tale des Vernár-Baches liegt der Travertinberg Hincava, der aus mehreren Travertinterrassen besteht. Auf der Oberfläche der untersten Terrasse, die eine interglaziale Molluskenfauna und einen paläolithischen Kulturhorizont enthält, ist eine schwach lessivierte Terra fusca ausgebildet. Diese liegt nicht unmittelbar dem frischen Muttergestein, sondern einem Frostschutt über dem festen Travertin auf. Dieses Terra fusca-Vorkommen darf fast sicher als postglazial angesehen werden.

Hradište pod Vrátnom. Diese Fundstelle ist von großer Bedeutung, da hier Travertine von drei verschiedenen Warmzeiten in direkter Superposition auftreten, und zwar von zwei pleistozänen Interglazialen und von Postglazial. Terra fusca ist auf beiden pleistozänen Travertinen ausgebildet (Abb. 7). In beiden Fällen liegt sie der mechanisch verwitterten Oberfläche des Muttergesteins auf. Es liegt hier eine sattbraune, an der Oberfläche schwach lessivierte Terra fusca vor, die auf dem älteren Travertin (Mittel- bis Altpleistozän) bis 1,5 m tiefe Verwitterungstaschen aufweist und bis 2 m in das Muttergestein eingreift, während sie in den jüngeren Travertin nur in kurzen, schmal zungenartigen Ausläufern einläuft. Stellenweise ist die Oberfläche des jüngeren Travertins vom Schutt überlagert und Terra fusca ist hier nicht vorhanden. Dort, wo der Kontakt beider pleistozänen Travertine aufgeschlossen ist, liegen die Verhältnisse so, daß der sanft geneigten Oberfläche des älteren Travertins rotbraune, vom Löss überlagerte Terra fusca-Sedimente folgen. Darüber lagert der jüngere pleistozäne Travertin. In Hradište wurde ein Profil

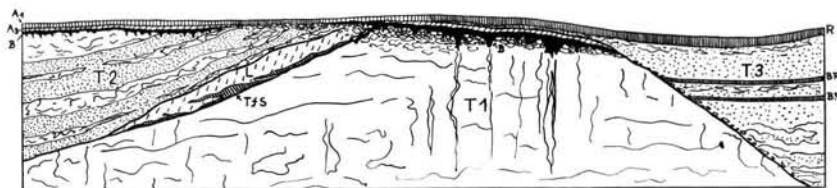


Abb. 7. Hradište pod Vrátnom, Gesamtschema der Travertinserie mit Terra fusca-Bildungen. T 1 Älterer Interglazialtravertin, T 2 jüngerer Interglazialtravertin mit Dauchsandzwischenlagen, T 3 holozäne Travertine und Dauche mit begrabenen Rendsinen (BR), Tfs fossile Terra fusca-Sedimente, L lößartiger Lehm, R Rendsina aus holozänem Dauch, A₁, A₃, B Horizonte der flachgründigen lessivierten Terra fusca aus dem jüngeren Interglazialtravertin, B. B-Horizont der tiefgründigen Terra fusca aus dem älteren Interglazialtravertin.

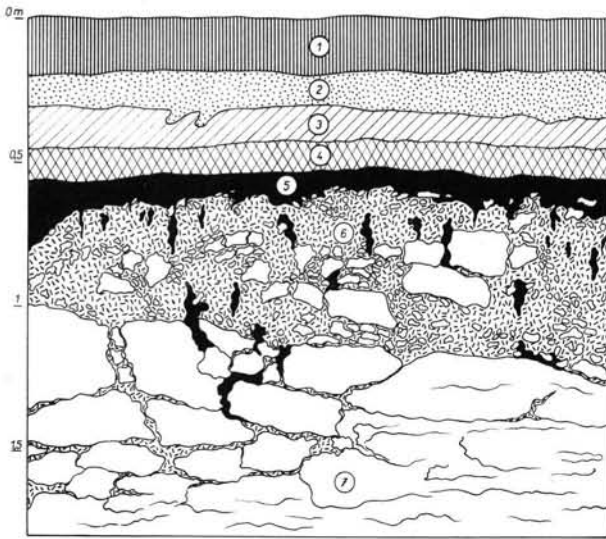


Abb. 8

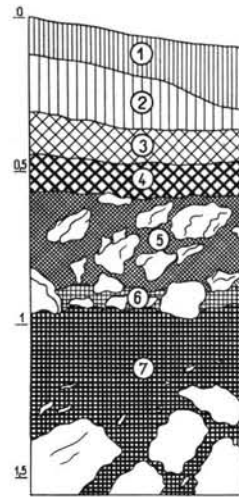


Abb. 9

Abb. 8. Hradište pod Vrátnom, Detailprofil von Terra fusca aus dem älteren Interglazialtravertin. 1 Bräunlich dunkelgrauer, humoser, krümeliger, kalkhaltiger Lehm (Rendsina aus Dauchsand, Ap), 2 weißlicher Dauchsand mit häufigen Humuseinschlammungen und Wurmgängen (Ap/C), 3 hell graubrauner Lehm mit zahlreichen Holzkohlen und vereinzelt vorzeitlichen Scherben (Hallstatt-La Tène) (umgelagerter A₃-Horizont der lessivierten Terra fusca), 4 gelblich brauner (10 YR 5,5/4), toniger Lehm, unregelmäßig blockig aufbrechend, hellgraue lessivierte Adern, 5 sattbrauner (7,5 YR 4/4), stark toniger Lehm, mittelblockig bis unregelmäßig prismatisch aufbrechend, greift in schmalen Verwitterungsgorgeln ins Liegende ein, 6 feinsplitteriger Travertinschutt mit groben Blöcken, Zwischenmittel Travertinsand, häufige Braunlehmplasma-Einschlammungen und tiefe Verwitterungsgorgeln; 7 anstehender mittelporiger Travertin, z. T. durch mechanische Verwitterung und Korrosion angegriffen.

Abb. 9. Banka bei Piešťany, Profil einer Kalkverwitterungslehmserie an der Straße Piešťany—Radošina unweit des Gasthauses Havran am Westhang des Inovec-Gebirges. 1 Dunkel braungrauer, humoser, staubiger Lehm (A₁), 2 hell braungrauer Lehm mit Humuseinschlammungen (A₃), 3 gelbbrauner, toniger Lehm, bröckelig zerfallend, 4 hell rötlichbrauner, toniger Lehm, mittelblockig aufbrechend, 5 satt-rotbrauner, stark toniger Lehm, der das Zwischenmittel einer Dolomitschuttlage bildet, 6 braunroter, stark toniger Lehm an der Unterseite derselben Schuttlage (Gesteinsstücke stark korrodiert), 7 dunkel ziegelroter, stark toniger, jedoch wenig plastischer Lehm, gut krümelnd, zahlreiche kleine weiche orangefarbene Konkretionen, grobe korrodierte Dolomitstücke und korrodierte anstehender Dolomitfelsen mit tiefen Verwitterungstaschen.

aufgenommen (Abb. 8), in dem über der Terra fusca aus dem älteren Pleistozäntravertin graubraune Lehme mit Scherben aus der Hallstatt-La Tène-Zeit liegen, die wieder von einem jungen (holozänen) Dauch (lockeren Kalktuff) mit Oberflächenrendsina überlagert werden (V. LOŽEK 1961d). Auf den holozänen Travertinen gibt es keine Spur von Terra fusca-Bildung. Auf der Oberfläche hat sich eine geringmächtige Rendsina entwickelt, abgesehen von mehreren begraben Rendsinen innerhalb des Travertinkomplexes. Hradište pod Vrátnom stellt eine sehr bedeutende Fundstelle dar, und man kann erwarten, daß fortschreitende Steingewinnung noch weitere wichtige Profile aufschließen wird. Im Falle, daß sich die Vermutung über das letzterglaziale Alter des jüngeren Pleistozäntravertins bestätigt, kann seine Terra fusca als postglazial angesprochen werden.

Die Terra fusca-Böden aus Travertin werden durch ihre sattbraune bis rötliche Färbung, die relativ dunkle Tönung, sowie tiefe Verwitterungstaschen und -orgeln gekennzeichnet. Verglichen mit den Kalksteinen sind die Travertine viel poröser und für Wasser durchlässiger; in höchstem Maße sind diese Eigenschaften bei den lockeren Travertin-

bildungen (Dauchsand) ausgebildet, die manchmal die Beschaffenheit von groben Seekreiden aufweisen (Lúčky, Sv. Ondrej). Der Travertin wird viel rascher gelöst als kompakte Kalksteine, und die Kolloideinschlammungen greifen oft sehr tief in das anstehende Gestein ein. Danach kann man vermuten, daß sich die Terra fusca-Bildung aus Travertinen viel rascher vollzieht als aus Kalksteinen.

Mit Ausnahme der Fundstelle Hranovnica und des nicht sicher bestätigten Vorkommens von Hradište pod Vrátnom ist bisher keine Terra fusca aus den letztinterglazialen Travertinen bekannt. Am besten kann diese Erscheinung dort verfolgt werden, wo letztinterglaziale und ältere Travertine in unmittelbarer Nachbarschaft liegen (Bojnice, Lúčky, Umgebung von Gánovce). Daraus kann geschlossen werden, daß die Terra fusca in pleistozänen Interglazialen entstand, nicht aber im Postglazial, wo nur lokal eine geringe Terra fusca-Bildung stattfand. In älteren Warmzeiten waren die Terra fusca-Bildungsvorgänge viel intensiver als in den jüngeren.

Das gegenseitige Verhältnis von Terra rossa und Terra fusca in den Karstgebieten der Tschechoslowakei

Beide Terrae calcis-Typen sind in den meisten tschechoslowakischen Karstgebieten vorhanden; allerdings ist der Modus ihrer Erhaltung unterschiedlich und weist einige Gesetzmäßigkeiten auf. Als Oberflächenboden kommt die Terra rossa auf großen Flächen nur im Südslovakischen Karst vor (L. SMOLÍKOVÁ 1959); in anderen Karstgebieten ist sie nur in Korrosionshöhlräumen und Verwitterungstaschen, bzw. an beschränkten Flächen in Depressionen erhalten. Hingegen wird die Terra fusca überall dort angetroffen, wo der Kalkstein Ebenen oder flache Abhänge bildet.

An einer ganzen Reihe von Fundstellen, z. B. im Gebirge Považský Inovec, im Südslovakischen und Muráň-Karst, wurde nachgewiesen, daß die Terra rossa im liegenden von Terra fusca auftritt. Sie füllt nur Depressionen und Karsttaschen aus, während die Terra fusca eine mehr oder weniger zusammenhängende Oberflächendecke bildet. Die Terra rossa tritt gewöhnlich als Ausfüllung senkrechter Korrosionshöhlräume auf, in welchen an einigen Stellen eine altpleistozäne Fauna festgestellt wurde (vgl. S. 164). Dagegen sind ähnliche Hohlräume (Spalten, Schlote) mit Terra fusca-Ausfüllung eine ziemlich seltene Erscheinung. Daraus kann geschlossen werden, daß in der Zeit, als die Terra rossa in großem Umfang auf der Karstoberfläche auftrat, d. h. im Pliozän und Altpleistozän, zahlreiche vertikale Spalten und Höhlen entstanden, die relativ rasch mit Terra rossa-Material gefüllt wurden. In späteren Zeiten, als an der durch die pleistozäne kaltzeitliche Abtragung angegriffenen Oberfläche allmählich die Terra fusca die Oberhand gewann, bildeten sich ähnliche Hohlräume nicht mehr und die Verkarstung war von anderer Prägung als in älteren Epochen. Diese Erfahrung wird durch die stratigraphische Erforschung der fossilführenden Höhlenablagerungen vollkommen bestätigt. Während die altpleistozänen und tertiären Ausfüllungen gewöhnlich in senkrechten Hohlräumen erhalten sind, treten ähnliche Lagerungsverhältnisse in der jüngeren Hälfte des Pleistozäns nur ausnahmsweise auf.

Schluß

Die bisherige Erforschung der Altersfrage von Terrae calcis im tschechoslowakischen Raum brachte folgende Ergebnisse:

1. Die besten Bedingungen für die Bestimmung des geologischen Alters von Terrae calcis bieten die Vorkommen dieser Böden auf Travertinen von verschiedenen Zeitabschnitten des Pliozäns und Quartärs.
2. Das Verhältnis von Terrae calcis zur quartären Erosion, ihr Auftreten in den Ausfüllungen der Karsthöhlräume und ihr paläopedologi-

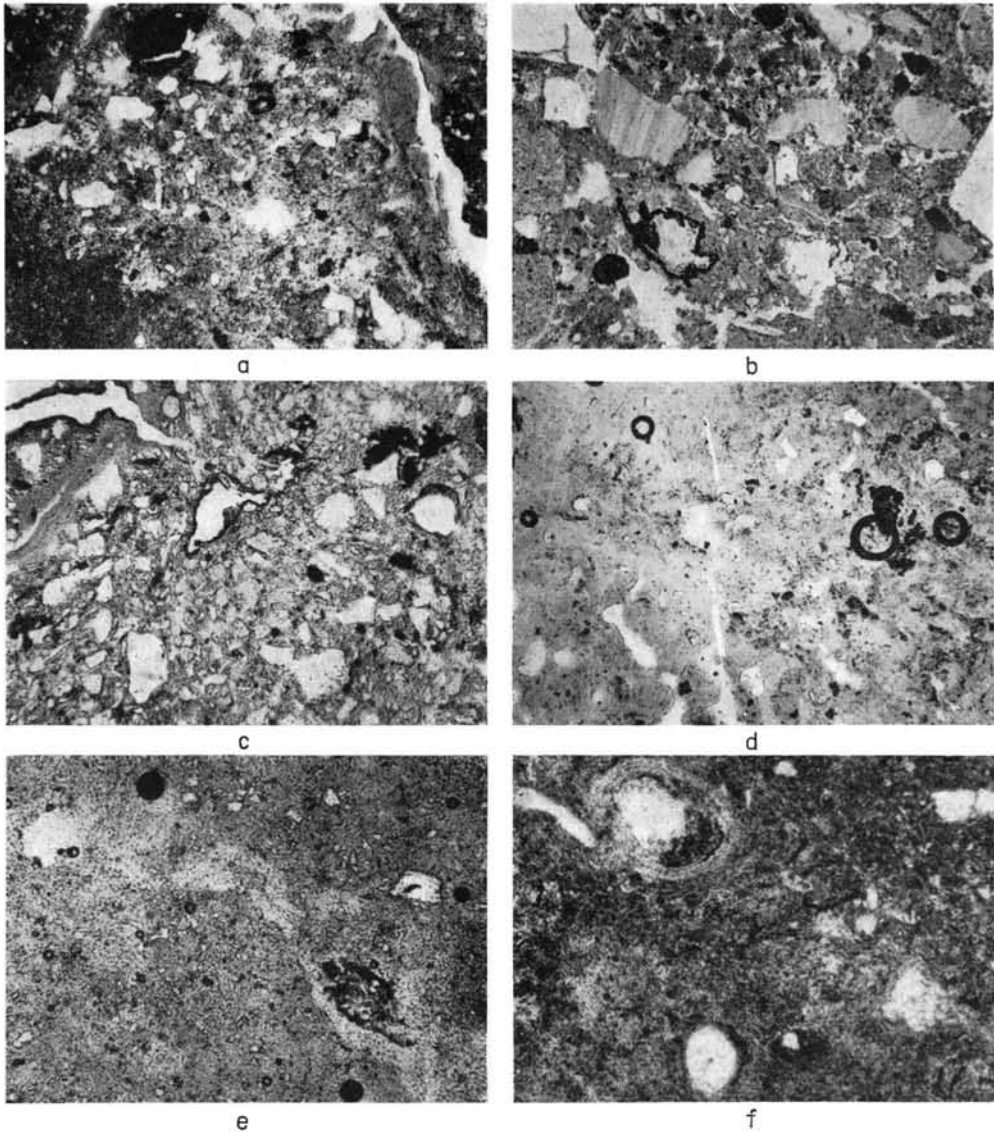


Abb. 10. Dünnschliffe von Terrae calcis aus verschiedenaltigen Travertinen.

- Zlatý Onyx, allitische Terra rossa aus Pliozäntravertin. Dichte Grundmasse mit zahlreichen Eisenhydroxydausscheidungen und -konkretionen durchsetzt.
- Dreveník-Ostrá hora, Sediment einer allitischen Terra rossa aus Pliozäntravertin (Höhle am Fuß der Abbauwand). Typisches Brecciengefüge.
- Tučín, Terra fusca aus mittelpleistozänem Travertin (Probe II/3) Basis des lessivierten A₃-Horizontes, schlierige Tonsubstanz nur an Leitbahnen erhalten, sonst ausgewaschen.
- Tučín, B-Horizont derselben Terra fusca (Probe II/4). Dichte bewegliche Grundmasse mit typischem Braunlehmgefüge von leuchtend ockergelber Farbe.
- Bojnice-Uboče, Terra fusca aus altpleistozänem Travertin (Probe 4). Typischer (B)-Horizont, dichte bewegliche schlierige Grundmasse mit zahlreichen kleinen Eisenhydroxydausscheidungen und größeren Konkretionen.
- Lúčky-Skaličky, Terra fusca aus mittelpleistozäner Seekreide (Probe 4). B₂-Horizont, dichte Grundmasse mit Eisenhydroxydausscheidungen vollständig durchsetzt, die schlierige Tonsubstanz bildet konzentrisch geschichtete Auskleidungen der Leitbahnen.

Foto: BÄRTLOVÁ.

Tabelle 2

Chronologische Übersicht der datierbaren Terrae calcis-Vorkommen in der Tschechoslowakei

Fundstelle	Bodenbildung	
	Bodentypus	Altersbestimmung
Hranovnice (untere Terrasse)	Flachgründige lessivierte Terra fusca	Holozän
Hradište pod Vrátnom (jüngerer Interglazialtravertin)	Mittelgründige lessivierte Terra fusca	Holozän ?
Želátovice bei Prerau Tučín bei Prerau Lúčky-Skaličky Ludrová-Čerená Sv. Ondřej in der Zips	Mittel- bis tiefgründige Terra fusca	Letztes (Eem-) oder vor- letztes (Warmzeit zwischen Holstein und Eem) Inter- glazial
Záskalie bei Púchov	Terra fusca	Vermutlich vorletztes Inter- glazial
Dudlavá Skala-Höhle (Südeingang)	Sedimente der siallitischen Terra rossa	Mittelpleistozän ? (Holstein bis Eem)
Muráň (Suchý dol, Piecky)	Terra fusca	Holstein bis Eem
Vyšné Ružbachy-Modzele Dudince-Gestence Hradište pod Vrátnom (älterer Interglazialtravertin) Bojnice-Úboče Malé Bielice im Nitra-Tal	Meist tiefgründige Terra fusca	Spätplleistozäne Warm- zeiten bis Eem-Interglazial (wahrscheinlich in mehreren Warmzeiten gebildet)
Koliňany-Málok Ivanovce-Skala (jüngere Genera- tion der Karstaschen)	Terra rossa	Altpleistozän ? Altpleistozän
Dreveník-Ostrá hora Levice-Zlatý Onyx Ratnovce	Allitische Terra rossa Allitische Terra rossa Terra rossa	Endpliozän bis Ältestpleistozän

(Zeitspanne Endpliozän-Quartär)

Ausgangsmaterial		Bemerkung
Gesteinsart	Altersbestimmung	
Schutt über Travertin Travertin	Eem-Warmzeit (Travertin) bzw. Würm-Eiszeit (Schutt) Eem-I. bzw. eine der mittel- pleistozänen Warmzeiten	Flachgründige Terra fusca-Bildungen mit schmalen kleinen Verwitterungsorgeln
Travertine bzw. Seekreide (Lúčky) oder Dauchsand (Sv. Ondrej)	Mittelpleistozäne Warmzeiten (Holstein und vorletztes Interglazial)	Gut ausgebildete, meist tiefgründige Terra fusca mit tiefen Orgeln und kleinen Verwitterungstaschen
Kalkschutt über Hochterrasse	Vermutlich vorletztes Interglazial ev. Eem)	Terra fusca-Bildung aus Jurakalkschutt an Ort und Stelle
Ursprünglich Triaskalk	Oberfläche der Kalksteine durch intensive pleistozäne Abtragung angegriffen	Terra rossa-Sediment in einer warmzeitlichen Höhlenserie
Kalkbreccie (verkitteter Schutt)	Altpleistozän? (bzw. jünger)	Nur in Verwitterungstaschen erhalten
Travertine	Alt- bis Ältestpleistozän	Typische Terra fusca-Böden in ursprünglicher Lagerung, meist mit tiefen Verwitterungstaschen und -orgeln
Triaskalk	Oberfläche der Kalke durch pleistozäne Abtragung angegriffen	Fossilführende Terra rossa-Sedimente (Málok spätvillafrafranchisch, Ivanovce sicher jünger als Villafrafranca)
Travertine	Pliozän	Mächtige Terra rossa-Bildungen mit tiefen Korrosionsorgeln und geräumigen Verwitterungstaschen

scher Modus in den Karstgebieten bieten gute ergänzende Kriterien für die Altersbestimmung.

3. Abgesehen von örtlichen, schwach ausgebildeten Terra fusca-Vorkommen, sind alle unsere Terrae calcis als Relikt- bzw. fossile Böden zu werten, die in älteren geologischen Zeiten entstanden sind.

4. Aus den bisherigen Befunden, vor allem aus dem Vergleich von Terrae calcis-Bildungen aus Travertinen verschiedenen Alters, geht hervor, daß die Terra rossa, sowohl die allitische als auch die siallitische Form, zum erstenmal in der Grenzphase Pliozän-Pleistozän, bzw. in den Warmzeiten des ältesten Pleistozäns gebildet wurde; meist ist sie jedoch älter, nämlich tertiär. Die Terra fusca ist ein bezeichnendes Produkt der pleistozänen Interglaziale (vgl. Tab. 2).

5. Bisher wurde die Frage nicht vollkommen geklärt, ob die Terra rossa, wenigstens örtlich und in beschränktem Umfang, auch während der Gipfelphasen einiger pleistozäner Interglaziale entstand und inwieweit sich die Terra fusca im Postglazial ausbilden konnte. Einige Befunde deuten auf beschränkte Lokalbildung von Terra fusca im Holozän.

Schriftenverzeichnis

- ALIMEN, H.: Colorimétrie de sédiments quaternaires et paléoclimats. Premiers résultats. - Bull. Soc. géol. France (6) 4 (1954), S. 609-619, Paris 1955.
- BLANCK, E.: Die Mediterran-Roterde (Terra rossa). - Handbuch der Bodenlehre, 3. Bd., S. 194-257, Berlin 1930.
- BLANCK, E., OLDERSHAUSEN, E. v. & MAURMANN, G.: Über Roerdebildungen im und auf Zechsteinkalk im mittleren Deutschland. - Chemie der Erde 7, S. 620-640, 1932.
- DVOŘÁK, J.: Význam archeologických výkopů v jižní části Moravského krasu pro kvartérní geologii. - Anthropozoikum 6, S. 341-363, Praha 1957.
- FINK, J.: Die Böden Österreichs. - Mitt. geograph. Ges. Wien 100, S. 92-134, Wien 1958.
- FRANZ, H.: Beiträge der Bodenkunde und Bodenbiologie zur Quartärforschung. - Actes IV. Congrès Internat. Quaternaire (Rome-Pise, Août-Septembre 1953), vol. I, S. 250-267, Roma 1956. - - Feldbodenkunde. - 12+583 S., Verl. G. Fromme, Wien-München 1960.
- FEJFAR, O.: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce/Slowakei/ČSR. I. Die Fundumstände und Stratigraphie. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh. 111, S. 257-273, Stuttgart 1961 [1961a]. - - Výzkum fosilních obratlovců na území ČSSR. - Zprávy o geologických výzkumech v roce 1960, S. 170-172, Praha 1961 [1961b].
- HYNIE, O.: Geologická stavba širšího okolí lázní Piešťany a jejich termální zřídla (Structure géologique des environs des bains de Piešťany et leurs sources thermales). - Sborník státn. geol. Ústavu ČSR 7, S. 619-650, Praha 1927.
- IVAN, L.: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. - Geologické práce (SAVU) 32, S. 5-22, Bratislava 1952.
- KLINGE, H.: Zur Frage der zeitlichen Einordnung rezenter und vorzeitlicher Kalksteinböden der Iberischen Halbinsel. - VI^e Congr. internat. Sci. du Sol Paris 1956, Extrait des Rapports présentés au Congrès 5, S. 31-35, Paris 1956. - - Eine Stellungnahme zur Altersfrage von Terra-rossa-Vorkommen (Unter besonderer Berücksichtigung der Iberischen Halbinsel, der Balearischen Inseln und Marokkos). - Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 81 (126), S. 56-63, Weinheim 1958.
- KORMOS, T.: Beiträge zur Kenntnis der Pleistozänfauna des Komitates Nyitra. - Földtani Közlöny 41, S. 802-806, Budapest 1911.
- KRETZOI, M.: Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányi Gebirges. - Geologica Hungarica, Ser. Palaeont. 27, 264 S., Budapest 1956.
- KUBIŠTA, J., MARŠCHALKO, R. & ROZLOŽNIK, L.: Predbežná zpráva o výskytu ch červenice v Juhoslovenskom krase. - Geologický sborník (SAV) 4, S. 869-873, Bratislava 1953.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - 392 S., Stuttgart 1953.
- KUKLA, J.: Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle. - Instytut Geologiczny, Prace 34 - Czwartorzec Europy Środkowej i Wschodniej, Część I, S. 145-154, Warszawa 1961.

- KUKLA, J. & LOŽEK, V.: Survey of Czechoslovak Quaternary: Soils. - Ibidem, S. 59-63, Warszawa 1961.
- KUKLA, J., LOŽEK, V. & BÁRTA, J.: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. - Eiszeitalter und Gegenwart 12, S. 73-91, Öhringen 1962.
- LOŽEK, V.: Zoopaleontologický výzkum pleistocenních travertinů. - Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957, S. 124-126, Praha 1959. - - Muráňská brekcie (Breccie von Muráň). - Věstník Ústředního ústavu geologického 35, S. 469-471, Praha 1960. - - Stratigrafický výzkum travertinu v Želatovicích u Přerova (Stratigraphische Erforschung des Travertins in Želatovice bei Prerau). - Anthropozoikum 9, S. 47-63, Praha 1961 [1961a]. - - Další interglaciální malakofauna ze Slovenska (Weitere interglaziale Molluskenfaunen aus der Slowakei). - Anthropozoikum 9, S. 77-85, Praha 1961 [1961b]. - - Survey of Czechoslovak Quaternary: Travertines. - Instytut Geologiczny, Prace 34 - Czwarthorzej Europy Środkowej i Wschodniej, Część I, S. 81-86, Warszawa 1961 [1961c]. - - Biostratigrafický výzkum čs. kvartéru v roce 1960. - Zprávy o geologických výzkumech v roce 1960, S. 173-175, Praha 1961 [1961d]. - - Stratigrafický výzkum jeskyně Dudlavá skála (Stratigraphical Investigation of the Cave "Dudlavá skála"). - Československý Kras 13, S. 121-146, Praha 1962.
- LOŽEK, V. & PROŠEK, Fr.: Krasové zjevy v travertinech a jejich stratigrafický význam (Karst Phenomena in Travertines and Their Stratigraphical Importance). - Československý Kras 10, S. 145-158, Praha 1957.
- LOŽEK, V. & TYRÁČEK, J.: Stratigrafický výzkum travertinu v Tučíně u Přerova (Die stratigraphische Erforschung des Travertines in Tučín bei Prerau). - Anthropozoikum 7, S. 261-296, Praha 1958.
- LOŽEK, V., SEKÝRA, J., KUKLA, J. & FEJFAR, O.: Výzkum Velké Jasovské jeskyně (Die Durchforschung der Großen Jasover Höhle). - Anthropozoikum 6, S. 193-282, Praha 1957.
- MARKOVIČ-MARJANOVIČ, J.: Die Bedeutung der fossilen „terra rossa“-Horizonte für die Stratigraphie und Chronologie des Pleistozäns von Jugoslawien. - Verh. geol. Bundesanstalt 1960, S. 8-22, Wien 1960.
- MÜCKENHAUSEN, Ed.: Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinlands und Westfalens 2, S. 495-502, Krefeld 1958.
- NĚMEJC, Fr.: Výsledky dosavadních výzkumů paleobotanických v kvartéru západního dílu karpatského oblouku. - Rozpravy II. třídy České akademie 53, 35, 47 S., Praha 1944.
- PAAS, W.: Rezent und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart 12, S. 165-230, Öhringen 1962.
- PELÍŠEK, J.: Fossilní terra rossa z jurských vápenců od Brna. - Věstník státn. geol. Ústavu ČSR 13, S. 71-76, Praha 1937.
- PETRBOK, J.: Ke stáří české rudozemi. - Časopis Národního musea, oddíl přírodovědný 106, S. 152-153, Praha 1932.
- ROUSEK, V. & VRBA, J.: Inženýrsko-geologické a hydrogeologické poměry širšího okolí lázní Teplic nad Bečvou (Ingenieur- und hydrogeologische Verhältnisse der weiteren Umgebung des Badeortes Teplice nad Bečvou). - Věstník ústředního Ústavu geol. 35, S. 279-298, Praha 1960.
- SMOLÍKOVÁ, L.: Půdní poměry Jihoslovenského krasu (Die Bodenverhältnisse des Südslovakischen Karstes). - Acta Universitatis Carolinae, Geologica 3, S. 273-300, Praha 1959. - - Stratigraphical Significance of Terrae calcis Soils. - INQUA VIth Congress, Abstracts of Papers, S. 34-35, Łódź 1961 [1961a]. - - K výzkumu půd skupiny „terrae calcis“ Muráňského krasu (Zur Erforschung der Terrae calcis-Böden im Muráň-Karst, Zentral-slowakei). - Věstník Ústředního ústavu geologického 36, S. 373-375, Praha 1961 [1961b].
- WERNER, J.: Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra fusca) auf der Schwäbischen Alb. - Arb. geol. paläontol. Inst. Techn. Hochschule Stuttgart, N.F. 16, S. 1-94, Stuttgart 1958.
- ŽEBERA, K.: Některé zajímavější výsledky výzkum čtvrtohor v oblasti Českého masivu v roce 1951 (Quelques résultats intéressants des recherches faites en 1951 sur les terrains quaternaires dans le domaine du Massif Bohémien). - Anthropozoikum 3, S. 93-124, Praha 1954.

Manusk. eingeg. 8. 3. 1962.

Anschrift der Verfasser: Dr. Libuše Smolíková, Lehrkanzel der Geologie der Karls-Universität, Prag II, Albertov 6.

Dr. Vojen Ložek, Geologische Zentralanstalt, Prag 1, Malostranské náměstí 19, Tschechoslowakei.

„Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern“

Eine Richtigstellung zu dem gleichnamigen Aufsatz von Ernst C. KRAUS in diesem

Jahrbuch 12, S. 43-58, 1962

Von JULIUS BÜDEL, Würzburg

Der genannte Aufsatz von KRAUS zerfällt in zwei Teile. Der erste Teil (S. 43-47) ist ausschließlich ein Angriff gegen mich, d. h. meine beiden Arbeiten von 1957 und 1960, die ohne jede wissenschaftliche Begründung in Bausch und Bogen abgelehnt werden. Auf meine darin enthaltenen Beweise und Gedankengänge geht KRAUS nicht mit einem Wort ein. Der zweite Teil der Arbeit sucht Belege für die von KRAUS aufgestellte Theorie zweier interstadialer Würmböden in Südbayern ausschließlich an anderen (von KRAUS neu in die Diskussion geworfenen) Stellen zu erbringen. Zu diesem zweiten Teil kann ich mich ohne neue eigene Untersuchungen an den gleichen Stellen naturgemäß nicht äußern. Der erste Teil aber bedarf einer sofortigen deutlichen Richtigstellung.

I) E. KRAUS hatte 1955 allein an Aufschlüssen aus der Murnauer Gegend einen „Innerwürm-Verwitterungsboden“ beschrieben. Ich ging den betreffenden Vorkommen systematisch im Gelände nach, fand eine Reihe davon in den Aufschlüssen wieder, suchte diejenigen aus, die am ehesten für KRAUS' Theorie sprechen konnten und kam nach eingehender (auch bodenchemischer) Analyse zur Erkenntnis, daß es sich hier um tiefere Ausläufer des postglazialen Bodenprofils handle, wie sie unter ganz bestimmten geologischen Voraussetzungen hier entstehen konnten. Dies mein Ergebnis wurde an Hand mehrerer Aufschlußprofile (eines davon mit zwei 25 cm hintereinanderliegenden Schnitten der gleichen Aufschlußwand!) auf 20 Seiten Text begründet.

Von alledem nimmt E. KRAUS in seiner neuen Publikation keinerlei Notiz. Vielmehr behauptet er an der Spitze seiner Mitteilung, J. BÜDEL hätte 1957 nur „mitgeteilt, er habe den KRAUS'schen Interstadialboden in der Murnauer Gegend nicht finden können“! Und noch deutlicher im französischen Resumé: „En 1957 Monsieur J. BÜDEL me renseignait qu'il ne pouvait pas trouver mon sol interstadial du wormien moyen dans la région de Murnau.“

KRAUS verschweigt damit dem Leser die Grundtatsache, die allein der Ausgangspunkt einer weiteren wissenschaftlichen Diskussion sein könnte, nämlich, daß ich die von KRAUS gemeinten Sedimentspuren sehr wohl im Gelände gefunden, aber eben auf Grund eingehender Analysen anders gedeutet habe. So entsteht schon von der Vorgeschichte dieser Sache ein völlig falsches Bild.

II) Aber KRAUS geht in der gleichen Richtung noch viel weiter. Als Ziel seines Aufsatzes will er zeigen, „warum dieser Boden für BÜDEL nicht zu sehen war“; französisch: „j'explique pourquoi il était invisible pour Monsieur BÜDEL“. Es geschieht dies an zwei Aufschlüssen am Riegsee bei Murnau: einem westlichen (850 m östlich des Dorfes Froschhausen) und einem östlichen (2000 m östlich dieses Dorfes).

Vom westlichen Aufschluß hatte ich (1957) geschrieben, daß dort E. KRAUS' Innerwürmboden oder auch nur ein etwa so deutbares Schichtglied bei meinen Begehungen in

1) Im Gegensatz zu E. KRAUS 1955, S. 87, wo er aus eben dieser westlichen Grube („1 km östl. Froschhausen, Höhenpunkt 669“) ausdrücklich seinen Boden in 0,2 m Mächtigkeit erwähnt. 1961 S. 45 schreibt er dagegen, er habe diese westliche Kiesgrube 1955 gar nicht beschrieben, „weil damals dort mein Boden nicht sichtbar gewesen war“. Ich erwähne diesen Widerspruch bei KRAUS nur am Rande und halte mich oben im Text an KRAUS' letzte Äußerung.

den Jahren 1956 und 1957 nicht aufgeschlossen war. KRAUS bestätigt nun (1961), daß auch er dort 1955 einen solchen Boden nicht sah¹⁾. Von diesem Aufschluß — wohl-gemerkt dem einzigen, der sowohl von mir 1957 als auch von KRAUS 1960 erwähnt wird — stimmen also unserer beider Beobachtungen völlig überein. Erst 1960 habe dann, schreibt KRAUS (1961), der weitere Abbau der Grube auch dort das umstrittene Sediment frei gelegt. Hieraus einen Vorwurf gegen mich zu konstruieren, ist ein vollkommener Nonsens.

III) Von der „östlichen Grube“ handelt nun KRAUS' nächster Absatz. In diesem Aufschluß fand KRAUS 1960 eine 1/2 cm mächtige Schmutzschicht oder Schmutztapete, die von der hangenden Grundmoräne ausgehend die Diskordanzzone zwischen dieser und dem liegenden Vorstoßschotter sowie diesen selbst bald mehr, bald weniger tief verkleisterte. KRAUS bringt von diesem Aufschluß — Stand 1960! — sogar eine Skizze mit der Zeichnung dieser Schmutzschicht und fährt dann fort: „Deren sonderbare Gestalten zeichnete offenbar J. BÜDEL in seiner Arbeit von 1957, nicht aber meinen von ihm gesuchten Boden, der bei seinem Besuch vielleicht nur einen halben cm tiefer unter der Tarnschicht lag.“ Die Bemerkung, daß ich nicht einmal wisse, daß man eine solche Schmutzschicht beseitigen müsse, um einen Aufschluß beurteilen zu können, ist absurd genug; und diesem Vorwurf fehlt vollends dadurch jede Realität, daß ich, weder 1957 noch sonst wann, jemals diese östliche Grube beschrieben oder gezeichnet habe. Daß das wahr ist, muß KRAUS doch wissen, denn kurz vorher beanstandet er, daß ich 1957 nur die westliche, aber nicht die östliche Grube besucht hätte.

IV) Aus diesem dreifach falschen Bild, das er dem Leser von mir entrollte, zieht er schließlich die lapidare Folgerung: „Damit darf ich mir wohl ein näheres Eingehen auf die Ausführungen J. BÜDEL's unter Hinweis auf meine Arbeit von 1955 ersparen.“ Und in der Zusammenfassung an der Spitze seiner Arbeit geht er dann aufs Ganze und schreibt: „Die (sc. von BÜDEL) aufgebauten Schlußfolgerungen gegenüber der Klimakurve von P. WOLDSTEDT wie auch die paläoklimatischen Schlüsse (J. BÜDEL 1960) entfallen oder bedürfen doch erheblicher Abänderungen“, und wieder noch schärfer im französischen Resumé: „Les conclusions à l'égard de la courbe climatique de P. WOLDSTEDT ... ainsi que les conclusions paléoclimatologiques (J. BÜDEL 1960) sont démenties ou au moins modifiées dans une large mesure.“

Das heißt, KRAUS sucht den Eindruck zu erwecken, er habe in seinem Aufsatz nicht nur die Schlußfolgerungen meines kleinen Beitrages von 1957 über die Gegend von Murnau, sondern auch meine größere Arbeit von 1960 über die Gliederung der Würmkaltzeit „widerlegt“ oder mindestens in weitem Maß modifiziert.

In Wahrheit jedoch geht KRAUS in seinem ganzen Aufsatz außer in dieser einen Allgemeinbemerkung in der Zusammenfassung mit keinem Wort auch auf meine Arbeit von 1960 oder deren Gedanken ein! Während er es ferner so darstellt als beruhe meine Arbeit von 1960 ganz auf den Schlußfolgerungen derjenigen von 1957 und stehe und falle mit dieser, werden meine Ergebnisse von 1957 in meiner Arbeit von 1960 in Wahrheit nur mit einer Zeile in der kleingedruckten Anmerkung 6) gestreift. Räumlich wie inhaltlich macht der Inhalt meiner Arbeit von 1957 im Rahmen der späteren Arbeit von 1960 noch kein Promille aus. Selbst wenn KRAUS die Widerlegung der Arbeit von 1957 gelungen wäre, würde das den Inhalt meiner Arbeit von 1960 noch nicht um 1/1000 annullieren.

Zur „Widerlegung“ meiner Arbeit von 1957 aber bietet KRAUS' neue Publikationen nicht mehr als die oben (unter I—IV) richtiggestellten, wissenschaftlich — milde gesagt — völlig substanzlosen Abschnitte. Die von mir ausführlich dargelegten geologischen, bodenkundlichen, glazialmorphologischen und paläogeographischen Gesichtspunkte (z. B. die mit der Moränenüberdeckung nachweislich verbundene enorme Gletschererosion der Vorstoßschotter) läßt er völlig außer acht. Wie man in solcher Weise eine wissenschaft-

liche Diskussion führen kann, ist unverständlich. Da KRAUS in Wahrheit keinen einzigen sachlichen Einwand gegen meine Arbeiten von 1957 und 1960 vorbringt, bleiben diese voll in Kraft.

Angeführte Schriften

- J. BÜDEL: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachtal bei Murnau (Südbayern). - Stuttgarter Geographische Studien 69, S. 121-141, 1957. - - Die Gliederung der Würmkaltzeit. - Würzburger Geogr. Arbeiten H. 8, S. 1-45, 1960.
- E. KRAUS: Die Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - Dieses Jahrbuch 6, S. 75-95, 1955. - - Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. Dieses Jahrbuch 12, S. 43-59, 1961.

Manusk. eingeg. 10. 4. 1962.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Julius Büdel, Geograph. Institut der Univ., Würzburg, Klinikstraße 3.

Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel

Von HANS GRAUL

(Mit einem Beitrag von M. u. K. BRUNNACKER)

Zusammenfassung: Verfasser versucht zu beweisen, daß O. WITTMANN's Datierung der Niederterrassen im unteren Hochrheintal mit Alt- bis Mittelwürm (im Sinne von H. GROSS) falsch ist und daß die alte Ansicht von einer Parallelisierungsmöglichkeit der Niederterrassenflächen mit den verschiedenen Jungendmoränen des Rheingletschers, des Reuß- und des Linthgletschers durchaus als richtig anzusehen ist.

Summary: The author tries to prove that O. WITTMANN is not right in dating back the Lower-Terraces of the lower part of the High-Rhine Valley to the Old and Middle Würm (in the meaning of H. GROSS), but that the old opinion of a parallelism between the Low-Terraces and the various Young-Endmoraines of the Rhine, the Reuß- and the Linth-glacier, is the right one.

Die gleichnamige Untersuchung von Otto WITTMANN (1961) ist die forschungsge-
schichtlich ausführlichste Arbeit, die wir über die Gliederung der Niederterrassen-(NT-)
felder des unteren Hochrheintales und kurz unterhalb von Basel besitzen. Das Ergebnis
ist eine wertvolle Tabelle (1) der Gliederungsschemata der NT bei Basel von A. DAUBRÉE
(1850) bis N. THEOBALD (1948), in der freilich die auf drei durchlaufende Felder verein-
fachten Schemata von L. ERB (1936) und von D. KIMBALL & F. E. ZEUNER (1946) nicht
enthalten sind. Der Grund dafür ist wohl in der Tatsache zu sehen, daß O. WITTMANN
die jüngste und differenzierteste Gliederung von N. THEOBALD zur Grundlage seiner
eigenen nimmt. Sehr wichtig ist das Ergebnis, daß die Aufteilung in 6—7 glaziale Felder
der letzten Eiszeit nicht erst am Austritt des Hochrheintales in den Oberrheingraben ein-
setzt, sondern am Ausgang des durch rißzeitliche Moränenfüllung verstopften Talstückes
zwischen Schwörstadt und Säckingen. Dies verdeutlicht seine Abbildung 2 trotz der ver-
wirrenden Vielfalt von topographischen Punkten auf den verschiedenen NT-Feldern, die
in Form von Summenlinien miteinander verbunden werden. Wie ich andernorts (1962a)
betone, kann man in einem Tallängsprofil nur die intakten inneren Terrassenkantenpunkte
eintragen, womit man mit viel größerer Sicherheit, als im allgemeinen geglaubt wird, die
noch vorhandenen Reste der alten Talböden im Tallängsschnitt erhält und deren Gefälle
berechnen, beziehungsweise die einzelnen Reste miteinander verbinden kann. Es erscheint
zwecklos, die vielen entweder durch nachträgliche Denudation zu tief oder durch nachträg-
liche Deckschichten-Überlagerung zu hoch gelegenen Punkte ebenfalls ins Profil einzutragen.
Die damit erreichte Verdichtung von Punkten der Terrassenoberflächen wirkt in der
Tat nur umso unübersichtlicher, je mehr eine größere Genauigkeit der Aufnahme vor-
getäuscht wird. Denn die Summenlinien sind keineswegs realere morphologische Erschei-
nungen als die nach den inneren Terrassenkanten konstruierten und in den Schnitt proj-
zierten Talboden-Oberflächen.

Die Übernahme der vollständigen Flächengliederung von N. THEOBALD, bzw. über-
haupt das Ausgehen von der reichhaltigen Flächengliederung im Bereich der Schwemm-
kegel-Ineinanderschachtelung im Umkreis von Basel, bedeutet ohne Zweifel eine gewisse
Erschwerung für das Erkennen durchlaufender NT-Talböden des ganzen Hochrhein-Aare-
Flußsystems. Und tatsächlich ist O. WITTMANN ein nicht unwichtiger Korrelierungsirrtum
unterlaufen, dem schon L. ERB wie D. KIMBALL & F. E. ZEUNER entgangen waren; er
verbindet nämlich das breite Sisselner Feld (HUG's und der anderen Bearbeiter
„untere Niederterrasse“) mit der A₃-Fläche N. THEOBALD's = Burgfeldener Fläche = „mitt-
lere Niederterrasse“ von L. ERB u. d. a. Auf diese Fehlkorrelierung und den daraus sich
ergebenden falschen Vorstellungen über die Gefällsverhältnisse der tieferen Terrassen-
flächen möchte ich hier aber nicht näher eingehen. Die Fig. 1 zeigt den Unterschied zwi-

schen der Flächenverbindung von O. WITTMANN und mir (bzw. L. ERB und D. KIMBALL & F. E. ZEUNER).

Viel entscheidender ist m. E. WITTMANN's Versuch (Kap. E) einer „Genetischen Deutung der NT-Felder und zeitliche Einordnung“, der durch Verknüpfung alter und neuer schweizerischer und deutscher auf Geländebeobachtung beruhender Auffassungen mit den theoretischen Überlegungen um die Würm-Gliederung anhand der bisher zur Verfügung stehenden Radiokarbondatierungen angestellt wird. Dieser Versuch wirft nicht nur alle bisherigen entsprechenden chronologischen Versuche über die würmzeitlichen Bildungen im Hochrheintal über den Haufen, sondern stößt auch die bisher anerkannten Regeln glazialgeologischer Vorgänge im Vorland eines alpinen Gletschers restlos um. Diese Tatsache und nicht irgendwelche kleineren Meinungsverschiedenheiten über die Einordnung dieses oder jenes Terrassenstückes ist nun auch der Grund, warum ich im folgenden gleichsam ein Gegenreferat zu O. WITTMANN's Ausführungen vorlege.

In meiner im Gelände durchgeführten Bearbeitung der NT-Felder des gesamten Hochrheintales bis aufwärts zum Bodensee-Ausfluß von Stein und des unteren Aaretales bis zum Solothurner Eisstand ist versucht worden (1962a), die Frage des Durchverfolgens bestimmter NT-Felder durch die genannten Täler bis zu den Jungendmoränen der einzelnen Teilgletscherenden und zum anderen die Frage der stratigraphischen Verbindung zwischen den fluvioglazialen Akkumulationen einerseits und den Endmoränen andererseits zu beantworten. Dabei war es notwendig, die lokal auftretenden, aber durchaus nicht immer allein durch lokale Erscheinungen verursachten „Teilfelder“, „Zwischentalböden“, „abgleitenden Terrassenflächen“ oder die kurzfristig entwickelten Schwemmkegeloberflächen am Austritt der vielen Engtalstrecken von den tatsächlich durchlaufenden echten Akkumulationstalböden abzutrennen. Denn nur wenn dies gelungen ist, kann die scheinbar verwirrende Vielfalt von Terrassenflächen verschiedensten Oberflächengefälls, wechselnder Ausdehnung und Verbreitung in ein geomorphologisch brauchbares System würmzeitlicher Talböden gebracht werden. Es ist hier weder der Platz noch meine Absicht, näher darauf einzugehen, daß meine NT-Analyse die alte Auffassung von der Existenz mehrerer durchlaufender NT-Akkumulationsböden bestätigen konnte, allerdings in entscheidenden Punkten differenziert gegenüber der Auffassung vor allem von D. KIMBALL & F. E. ZEUNER von drei jeweils bis zum heutigen Talboden herabgreifenden Akkumulationen während der Würmzeit.

O. WITTMANN hat nun ebenfalls verschiedene Niveaus aus dem südlichen Oberrheingraben (elsässische Seite) bis weit oberhalb vom Hochrheintal-Ausgang talauf verfolgt, jedenfalls bis zur Schwörstadter Enge im Bereich der Möhlener Altmoränen. Weiter talauf ist O. WITTMANN auf die erst vor kurzem erschienenen, höchst intensiven Bearbeitungen vor allem von S. MOSER, E. BUGMANN und A. LEEMANN angewiesen. Wenn er auch das



Abb. 1. Die Niederterrassenflächen im Rheintal zwischen Bartenheim (Elsaß) und Säckingen. Erläuterung: 1) Die Oberkante gut erhaltener Reste des obersten NT Niveaus (O. WITTMANN's A₁ Fläche); 2) O. WITTMANN's A₃ Flächen; 3) seine B₁ Flächen; 4) seine B₃ Flächen; 5) seine C Flächen; 6) ergänzte, gut erhaltene Terrassenflächen (nach H. GRAUL 1962a); 7) die bei H. GRAUL 1962

Ergebnis A. LEEMANN's, daß ein Durchverfolgen der Terrassenflächen über größere Strecken des Hochrheintales unmöglich sei, als „enttäuschendes Ergebnis“ bezeichnet, so ist er doch gleichermaßen der Ansicht, daß nur das oberste NT-Niveau ein Aufschüttungstalboden, alle unter ihm erhaltenen Felder aber Erosionsflächen seien. Damit teilt er aber, streng genommen, die Ansicht seiner Schweizer Kollegen, daß nur das oberste, nämlich das Akkumulationsniveau, durchzuverfolgen sei, voll und ganz. Denn Erosionsflächen in Schotterfüllungen sind stets lokal bedingte und damit auch lokal auftretende Erscheinungen des Flußwerkes. Es gibt nämlich keine durchlaufenden Erosionstalböden, sondern höchstens mit gewissen Verallgemeinerungen durchlaufende Erosionsflußbetten. O. WITTMANN unterliegt also dem gleichen Fehler wie seine Schweizer Kollegen: er nimmt an, daß es mehrere 100 Meter bis Kilometer breite, mehrere Kilometer lange und dabei äußerst flachgeneigte Erosionstalböden geben kann. Aber alle diese flachgeneigten (im Hochrheintal zwischen 1 und wenig über 1,5‰) Breittalbodenreste sind akkumulativer Entstehung. Dies kann in beinahe jedem Aufschluß mit Hilfe der in die Hauptvorstoßschotter eingelagerten Akkumulationskörper (mit deutlicher, stark lokal bestimmter Groblage an der Basis) geologisch einwandfrei bewiesen werden (GRAUL 1962a).

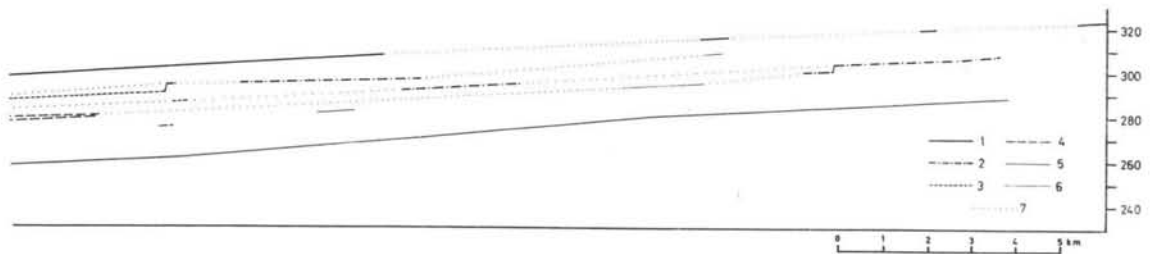
Wenn auch die Frage, ob Akkumulations- oder Erosionsflächen, nicht allzu entscheidend für die stratigraphische Stellung derselben ist, so ist sie doch höchst ausschlaggebend für die Vorstellung über die Genese einer Schmelzwasserrinne während einer Kaltzeit. In dem einen Fall (Erosionsterrassen) würde die Erscheinung von NT-Treppen in den einzelnen Abschnitten auf lokale Ursachen (Talengen, oder wie bei O. WITTMANN tektonische Abbiegungen) zurückgehen, im anderen Falle aber, wie leicht einzusehen ist, auf überregionale, also in erster Linie klimatische Ursachen und damit auf die Bewegungen der Riesengletscher im Rückland.

Zum besseren Verständnis sei die stratigraphische Tabelle (2) von O. WITTMANN wiederholt:

Es sind folgende Eintragungen auffallend:

1.) Die gesamten deutlicheren Jungmoränen sind jünger als der „Paudorfer“ Interstadialboden (25—26 000 v. h.), die gesamten Flachtalböden der NT (A_1 — B_3) sind aber älter als das Paudorfer Interstadial. Sie sind also auch älter als alle nicht überfahrenen Jungmoränen, wobei nur die Phase A als überfahrene Endmoräne jünger aufgefaßt wird. Daß neben der Moräne von Seengen im Seetal auch die von Wohlen, Stetten, Schlieren und Diessenhofen als überfahrene Moränen dargestellt werden, eben zur Phase A gehörend, ist zwar ebenfalls sonderbar, soll aber im folgenden nicht behandelt werden.

2.) Es gibt nur eine einzige fluvioglaziale Akkumulation, nämlich die vom obersten Feld A_1 abgeschlossen wird, und sie soll im Altwurm (im Sinne von H. GROSS), also



vorgenommene Verbindung der Terrassenflächen zu Talböden. Es wird das Sisselner Feld (im Schnitt rechts unten) talab nicht mit der A_3 , sondern mit der B_3 Fläche von N. THEOBALD (St. Ludwig) verbunden. Damit wird das Gefälle der tieferen NT bei Basel höher angenommen als bei O. WITTMANN.

Tabelle 1 (= Tab. 2 von O. WITTMANN)
Chronologie und Stratigraphie (Daten nach GROSS 1958, S. 182)

Jahre vor heute	Gliederung			Gletscherstände Reußtal	Akkumulation Basel	Erosion Basel	Zeitlage d. Grenzen			
		und Dauer								
0	Holozän	10 000			Junge Aueschotter Feld C (lokale Akkumulation)	B 4	0			
					Bodenbildung					
10 000	Würm-Weichsel-Eiszeit	Spätwürm GROSS	7 000	Rückzugsstadien	in den Alpen		10 000			
					Rückzugsstände im Mittelland					
20 000		Hauptwürm WOLDSTEDT	8 000	Stadial	Phase C (innere Jung- endmoräne)	Oberer jüngerer Löß	17 000			
					Phase B (Maximalstand) (äußere Jugendmoräne)		Kryoturbation			
					Phase A (überfahrene Moränen)					
		Mittelwürm WOLDSTEDT	1 000	Paudorfer Interst.			25 000			
							3 000	Stadial	Jüngere Vorrückungsphase	(B 3)
										(B 1-2)
30 000		15 000	Göttweiger Interstadial		? Bodenbildung		29 000			
40 000				Stadial	Rückzug bis in die Alpen		(A 3) A 2			
50 000	Frühwürm-Wöld. Altwürm - Gross		Stadial	Ältere Vorrückungsphase	Feld A 1 (Niederterrasse)		44 000			

44 000 v. h. und damit etwa 24 000 Jahre vor der Maximalausdehnung des Würmeises erfolgt sein.

3.) Alle anderen Niederterrassen sind Erosionsflächen aus der Zeit des „Göttweiger Interstadials“ (44 000 — 29 000 v. h. zit. nach H. GROSS). Der Vorstoß der Gletscher zu ihren vordersten Stellungen (Phasen A—C, die den äußeren bis inneren Jungendmoränen im üblichen Sinne entsprechen) war im Hochrheintal und allem Anschein nach auch im unteren Aaretal weder mit einer fluvioglazialen Aufschüttung noch auch mit einer ersichtlichen Erosion verbunden.

4.) Es wird für möglich gehalten, daß die etwas stärkere Bodenbildung auf der Haupt-NT einer „Göttweiger Bodenbildung“ entspricht, der während des Hauptwürms eine Kryoturbation und während des maximalen Eisstandes die Auflagerung des oberen jüngeren Lösses folgten. Als dieser wird in Ermangelung eines entsprechenden Lösses auf der Baseler A₁ Fläche der von A. SCHREINER (1958) auf der Kaiserstühler NT beschriebene Löß angesehen.

5.) Das Paudorfer Interstadial wird zwar als wichtiger Hiatus zwischen zwei Stadien angenommen, aber es konnten keinerlei geologische oder morphologische Erscheinungen mit ihm in Verbindung gebracht werden.

Auf diese fünf wenigstens für mich sehr auffallenden Thesen möchte ich im folgenden näher eingehen:

Mit der These 1 wird die A. PENCK'sche Auffassung von der Einheit der „Glazialen Serie“ sowohl als stratigraphisches Phänomen wie als Formengruppe völlig aufgehoben. Wenn auch schon der scharfsinnige Beobachter O. AMPFERER 1912 PENCK's Vorstellung von der Verzahnung der Endmoränen mit den Fluvioglazialschottern dahingehend korrigiert hatte, daß er eine solche nur für die obersten Lagen beobachtet hatte, während er im Liegenden die aus dem intra- in das extramoräne Gebiet durchlaufenden Schotter erkannt hatte, die wir später mit K. KRAUS (1932) als „Vorschotter“, mit F. WEIDENBACH (ab 1936) als „Vorstoßschotter“ zu bezeichnen pflegen, so haben doch alle nachfolgenden Forscher und mit ihnen auch S. MOSER keinen Hiatus zwischen diese Vorstoßschotter und die darauf abgelagerten Geschiebemergel oder Endmoränen mit den zu diesen gehörenden Übergangskegeln gelegt. Auch der von O. WITTMANN als Kronzeuge angeführte S. MOSER hat keineswegs die Einheit der „Glazialen Serie“ von A. PENCK abgelehnt, sondern ganz im Gegenteil ein verbessertes Diagramm davon vorgelegt. Meinen eigenen Vorschlag für ein Sammeldiagramm für Glaziale Serie folgt in Abb. 2.

Es nützt nun nicht allzuviel, wenn sich WITTMANN der Auffassung der jüngeren Schweizer Geomorphologen in dem Punkte anschließt, daß die extramoränen „Mittelterrassenschotter“ der NW-Schweizer Geologen (insbesondere A. WEBER, H. SUTER,

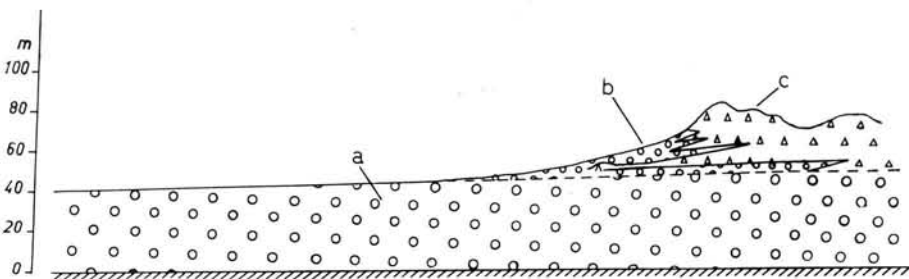


Abb. 2. Schematisches Diagramm über das stratigraphische Verhältnis zwischen Vorstoßschotter, Endmoränen und Übergangskegel als „Glaziale Serie“ ein- und derselben Vereisung.

a = Vorstoßschotter mit etwa gleichbleibendem Oberflächengefälle durchlaufend,
b = Übergangskegelschüttung, c = Endmoräne.

H. JÄCKLI und dazu auch R. HUBER) als Würm-Vorstößschotter anzusehen seien, da niemals ein Rest einer interglazialen Verwitterung zwischen jenen Schottern und den hangenden Würmmoränen gefunden worden sei. Solcherlei geköpfte Bodenprofile müßten nämlich auch dann zwischen den Vorstößschottern und den Jungmoränen gefunden werden, wenn zwischen beiden Ablagerungskomplexen das sogenannte „Göttweiger Interstadial“ mit einer angenommenen Dauer von 15 000 Jahren gelegen haben sollte. Wir wissen heute sehr wohl, daß im äußeren Bereich der Eiszungen bei einer Gletschermächtigkeit von unter 150 m die Glazialerosion besonders innerhalb flachgeneigter Breittalböden so geringfügig war, daß mehr oder weniger geköpfte Bodenhorizonte unter den Geschiebemergeln der Gletscherenden erhalten blieben. Solche einwandfreien Bodenreste habe ich in ein und demselben Vorlandgletscher (Rheingletscher) bereits für alle Interglaziale und stets in ähnlicher topographischer Situation des ehemaligen Gletschers beschreiben können (1962b), und ähnliche Funde können in allen Vorlandgletschern beliebig vermehrt werden. Nur zwischen Würm-Vorstößschottern und dem Außensaum der Jungmoränen ist ein solcher Bodenrest noch niemals beobachtet worden! Bei Hörmating (E. EBERS 1960) und anderen ähnlichen Stellen handelt es sich im Liegenden der Jungmoränen immer um verwitterte Präwürmschotter. Und was den Innerwürmboden von E. KRAUS (1955) in der Murnauer Gegend betrifft, bin ich durchaus der Ansicht von J. BÜDEL (1957), daß es sich um postsedimentäre diagenetische Erscheinungen handelt, aber niemals um echte Bodenreste. Diese meine Auffassungen werden übrigens vollinhaltlich von K. BRUNNACKER geteilt (brieflich).

Aber selbst wenn man die Existenz oder besser die Nichtexistenz von Bodenresten zwischen den Vorstößschottern und den Moränen nicht als entscheidend ansehen wollte, so ist die Tatsache des Zusammenhanges vom Eisvorrücken und der Akkumulation von Vorstößschottern im Talbereich unterhalb des vorrückenden Eises evident und unumstößlich. Auch O. WITTMANN läßt diese Tatsache gelten für die Zeit der ersten Gletschervorrückungsstadien (Altwürm). Warum aber die Eosionsterrassentreppe von A₁ bis A₃ im „Göttweiger Interstadial“, während der eigentlichen Maximalvorstöße jedoch keinerlei Vorrückungs-Aufschotterung erfolgt sein soll, so daß also auch die tiefsten Erosionsterrassen B₁ bis B₃ vor dem „Paudorfer Interstadial“ und der folgenden Maximalausdehnung des Rheingletschers entstanden sein sollen, ist mir als eine morphogenetische Deutung für den Geschehensablauf in der Schmelzwasserrinne des Hochrheintales völlig unverständlich. Dabei wird von O. WITTMANN angenommen, daß im „Göttweiger Interstadial“ die Gletscher bis in die Alpen abgeschmolzen sein sollen, und daß damit die Wiedervorstöße von „Hauptwürm“ aus dem Alpenraum heraus weiter ins Vorland hinaus erfolgt sein sollen als die Vorstöße des Altwürms mit der stellenweise über 60 m mächtigen Vorstößschotter-Akkumulation.

Als geologische Beweise für seine morphogenetische und stratigraphische Deutung wird die Tatsache von schwachen Kryoturbationen an der Oberkante der A₁- bis B₃-Terrassen-Oberflächen, die mächtigere Verwitterung der A₁- bis 2-Flächen gegenüber den tiefer gelegenen Flächen und die Überdeckung der B-Flächen (entsprechen bekanntlich der Unteren NT von L. ERB, D. KIMBALL & F. E. ZEUNER und mir im Hochrheintal) mit Löß rings um den Kaiserstuhl angesehen, wobei sicher mit Recht A. SCHREINER eine Niveaufkreuzung der NT-Flächen im Raume zwischen Isteiner Klotz und Kaiserstuhl annimmt. Dazu wäre folgendes zu sagen:

a) Das von A. SCHREINER beschriebene Beispiel aus der Kiesgrube NW von Niederrotweil zeigt eindeutig den syndementären Charakter der schwachen Kryoturbationen innerhalb der periglazialen, von Randbächen abgelagerten Sande auf den hochglazialen Rheinkiesen, welche an ihrer Oberfläche unverwittert sind. Das Entscheidende ist bei allen diesen kaltzeitlichen Deckschichtenprofilen auf NT-Oberflächen das Fehlen jeglicher Verwitterung der liegenden Fluvioglazialkiese.

Im übrigen sind Kryoturbation auf Jungmoränen bis heute bereits von vielen Stellen beschrieben worden, so von L. WEINBERGER (1954) aus dem Salzachgletscher, von A. DÜCKER (1954) aus Schleswig-Holstein, J. DYLIK (1956) aus Polen, H. LIEDTKE (1957/58) aus Brandenburg, für Mitteleuropa zusammengefaßt in der Karte von Kh. KAISER (1960). Die Kryoturbationen und Eiskeile liegen ebenso wie periglaziär bedingte Dellen, Korrasionstächen usw. im Bereich zwischen den deutlichen äußeren und den inneren Jungendmoränen, sind also, wie H. LIEDTKE richtig bemerkt, nicht in erster Linie als Erscheinungen der jüngeren Tundrenzeit, sondern als solche des späteren Hochglazials aufzufassen (ausnahmsweise des frühen Spätglazials). Auch im Hochrheintal konnte ich, genauso wie A. SCHREINER die Kryoturbationen innerhalb jener, der unteren NT-Akkumulation entsprechenden Kaiserstuhlsande gefunden hat, Kryoturbationen an den Oberflächen nicht nur des obersten NT-Niveaus beobachten (so besonders schön bei Reinach im Birstal und auf dem Weiler Schwemmkegel), sondern auch auf O. WITTMANN's A₃ (im großen Aufschluß des Flurteils Lächlen der Birsfelder Hard), auf seiner B₁ (obere St. Ludwig-Fläche) und sogar B₃ (große Kiesgrube unmittelbar westlich Dt. Rheinfelden, siehe Fig. 3). Es ist also entschieden herauszustellen, daß durchaus die gleichen periglaziären Erscheinungen nicht nur auf den NT-Feldern bis zur B₃-Fläche herab, sondern auf allen Jungendmoränen bis mindestens einschließlich der inneren Jungendmoräne gefunden werden. Es ist also unmöglich, aus der Tatsache, daß Kryoturbationen auf den NT-Feldern im Umkreis von Basel auftreten, einen großen interstadialen Hiatus zwischen der Bildung dieser und den Jungmoränen des Schweizer Vorlandes zu konstruieren.

b) Die tiefere Verwitterung der höher gelegenen NT-Felder gegenüber den tieferen habe auch ich festgestellt. Bekanntlich stellt dieses Phänomen im nördlichen Alpenvorland ein seit langem diskutiertes und bestimmt noch nicht restlos gelöstes pedologisches Problem dar. Meine Messungen in vielen Aufschlüssen im Umkreis von Basel sind im Vergleich zu den bei FÖRSTER (zit. WITTMANN) gemachten Angaben folgende:

Flächen bei O. W.	Meine Talbodenbezeichnung 1962	Tabelle 2	
		Verwitterung nach FÖRSTER	Meine Messung des B-Horizontes des Ca-Horizontes
A ₁ —A ₂	R -Talboden	0,8 m	0,4—0,8, i. D. 0,58 bis 1 m
A ₃	A -Talboden	0,5 m	0,3—0,6, i. D. 0,38 bis 0,4 m
B ₁ —B ₃	Rh-Talboden	0,3 m	0,2—0,6, i. D. 0,4 wenig

Diese ohne Zweifel eigenartige Erscheinung war der Anlaß zu den verschiedensten Deutungen; R. MAROCKE (1956) u. a. schlossen daraus sogar auf das rißzeitliche Alter der Baseler Haupt-NT. Am eingehendsten haben sich in jüngster Zeit die Bodenkundler J. FINK (1959) und K. BRUNNACKER (1960) damit befaßt. Wie vor allem des letzteren eingehende Untersuchungen bei den Kartierungen des Blattes Freising-Süd (1959) ergaben, nimmt auch auf den höheren NT-Feldern der Münchener Ebene die Mächtigkeit des Schotterverwitterungslehms ab und wird auf den spät- bis postglazialen Flächen von einer schwachen Mullrendzina abgelöst. Da aber hier wie in allen anderen Vorländern an der genetischen Einheit des Hauptschotterfeldes mit den äußeren Jungmoränen kein Zweifel aufkommen kann, muß die mächtigere Schotterverwitterung auf den höheren Feldern mit einer bereits kaltzeitlichen Verwitterungstätigkeit, die aufschließend und vorbereitend die tiefere Verlehmung dieser Flächen verursachte, erklärt werden.

Wenn wir also die Baseler Haupt-NT, die sich talauf bis ins Rafzer Feld im unmittelbaren Vorland der äußersten Rheingletscher-Jugendmoränen, ins Limmattal bis zu den Wohlener Endmoränen, im Aaretal bis zum Birrfeld und Schafisheimer Feld im Vorland des würmzeitlichen Reußgletschers verfolgen läßt, wegen der etwas mächtigeren Verwitterung in Frühwürm stellen wollten, müßten wir die gesamten Hauptniederterrassenfelder im Vorland der äußeren Jungendmoränen in gleicher Weise für frühwürmzeitlich erklä-

ren und das sozusagen konkordante Schichtverhältnis zu den auflagernden Jungendmoränen ablehnen.

c) Es wäre sicher verfehlt, den schwachen Sandlöß auf der Verwitterung der Bartenheimer Terrasse mit dem Löß auf der Kaiserstuhler NT (A. SCHREINER) zeitlich gleichstellen zu wollen. Eine solche Parallelisierung wird zwar von O. WITTMANN nirgends ausgesprochen, aber er wertet den Kaiserstuhler Löß ohne weiteres als „Oberen Junglöß“, obzwar A. SCHREINER, vorsichtig genug, diese Bezeichnung niemals anwendet, sondern m. E. völlig richtig diesen echten Löß der Kaiserstuhler Niederterrassen „an das Ende der wärmzeitlichen Hauptphase oder ins Spätglazial“ stellt. Dieser kleine Unterschied in der Datierung ist keineswegs unwichtig. Denn damit, daß O. WITTMANN diesen Löß mit dem Maximum der Würm-Vereisung altersgleich setzt, müssen seine B-Felder, die A. SCHREINER ebenfalls richtig etwa mit den Inneren Jungmoränen der Schweizer Gletscher parallelisiert, in die Zeit vor der gesamten Endmoränenablagerung der letzten Eiszeit verlegt werden, womit aber diese unglückliche Diskrepanz zwischen dem Alter der Jungmoränen einerseits und der NT-Felder andererseits für O. WITTMANN eine Bestätigung zu erhalten scheint.

Bei der gesamten Frage würden wir einen guten Schritt weiterkommen, wenn es geologisch einwandfreie Möglichkeiten gäbe, auch bei Fehlen fossiler Böden eine stratigraphische Untergliederung der kaltzeitlichen Talfüllungen vornehmen zu können. Eine solche Möglichkeit ist in den NT-Schottern des Mittel- und Niederrheins vor kurzem mit Hilfe minutiöser Schwermineralanalysen vorgelegt worden (J. FRECHEN & G. VAN DEN BOOM 1959 und J. FRECHEN 1959), wenngleich die daraus gefolgerten Datierungen außer bei der „Unteren Niederterrasse“ noch als höchst hypothetisch angesehen werden müssen. Aber es gibt durchaus paläontologische Möglichkeiten, wofür ich die mit M. & K. BRUNNACKER gemeinsam durchgeführte Bearbeitung der Kiesgrube im Flurteil Rütte am Westrand von Deutsch-Rheinfeldern vorlegen möchte.

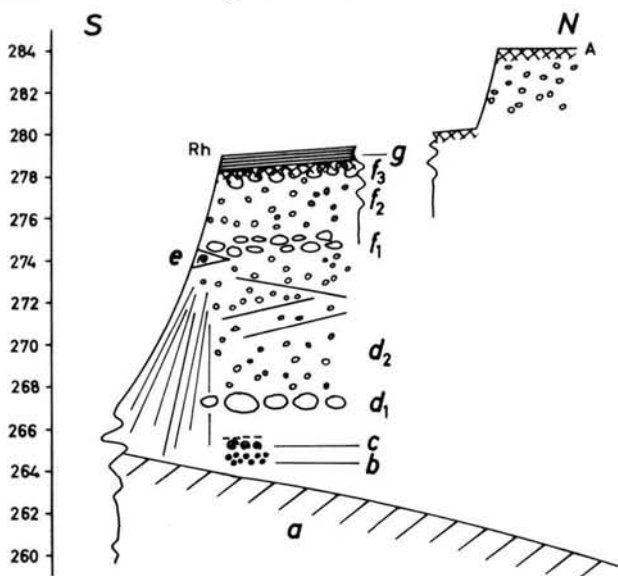


Abb. 3. Das schematisierte Schichtprofil in der Kiesgrube Rütte von Deutsch Rheinfeldern. Erläuterung: Die Kiesgrube ist auf der Rheinfeldener NT (bei O. WITTMANN als B₃Fläche kartiert) angelegt.

a) = nicht genau vermessen, aber auch bei H. HEUSSER (1926) in ähnlicher Höhenlage angenommene, nach N stark absinkende Oberfläche des Buntsandsteins. Der Rhein ist also bei Rheinfeldern spätglazial (und jünger) epigenetisch eingeschnitten, seine präwürmzeitliche Tiefenrinne liegt am Nordrand des Tales entlang Nollingen—Herten.

Im Anschluß an die Schichtfolge der Kiesgrube von Rheinfelden und auf Grund meiner bisherigen Erfahrungen bei der Untersuchung voralpiner Schmelzwasserrinnen möchte ich in äußerster Kürze folgenden Geschehensablauf für das Hochrheintal während des letzten Glazials rekonstruieren:

1.) Eine echte, also lange andauernde Kaltzeit begann auch in einer Schmelzwassergrube wie dem Hochrheintal mit einer periglaziären Akkumulation fluviatiler Fazies. Sie zeigt vorherrschend lokales Material und war bedingt durch das Herabsteigen der Waldgrenze und damit der Verbreiterung der waldfreien Frostschutt- und Tundrenzzone im Einzugsgebiet. Sie begann stets mit Anreicherung erst des allergrößten Materials (grobe Basislage) und wurde dann feinkörniger. An deren Basis können unter günstigen Umständen in liegenden Lehmen echte warme Faunen- und Florenreste gefunden werden, die das vorangehende Interglazial anzeigen.

2.) Eigenartigerweise schließt jene periglaziäre Lokalaufschüttung vielfach mit einem Aulehm oder -mergel ab, bevor die fluvioglaziale, Fernmaterial führende Akkumulation einsetzt. Beispiele dazu siehe bei J. SCHRÖDER & R. DEHM (1951), D. GEYER (1914), J. SCHRÖDER (1915), H. GRAUL (1962b, bearbeitet von M. & K. BRUNNACKER) u. a. m. Dies sind aber nur Beispiele, bei denen die lehmige Zwischenschicht Konchylien enthält, die bestimmt wurden. Konchylienfreie oder nicht näher untersuchte Lehmzwischenlagen sind aber an viel mehr Orten bekannt. Sie sind vor allem in jenen Tälern zu finden, die verhältnismäßig spät, über eine niedrige Wasserscheide hinweg, vom Schmelzwasser eines Gletschers erreicht und aufgeschüttet worden waren oder in größerer Entfernung vom Eisrand, so vor allem im ganzen Donautal. Daß nun auch im Hochrheintal bei Rheinfelden diese stratigraphisch immer in gleicher Situation angetroffene Aulehmlage noch in Resten gefunden wird, liegt erstens an der etwas abseitigen Lage der Fundstelle gegenüber dem frühwürmzeitlichen Rheinbett und zweitens wohl an der Tatsache, daß die fluvioglaziale Akkumulation zuerst die zahlreichen übertieften Seebecken im Schweizer Vorland und insbesondere das riesige Bodenseebecken hatte auffüllen müssen, bevor sie sich im Hochrheintal in größerer Breite und Mächtigkeit entwickeln konnte.

3.) Es ist daher bestimmt abwegig, eine besonders frühe würmzeitliche fluvioglaziale Akkumulation auch im Hochrheintal zu erwarten. Diese erfolgte vielmehr im Alpenrheintal und im Riß/Würminterglazialen Bodenseebecken, sie lag im Waalenseebecken und in den anderen vielen schon präwürmzeitlich stark übertieften Wannen. Es wäre sogar folgerichtig, postrißzeitlich nicht unbedeutend größere Seebecken anzunehmen als sie postwürmzeitlich angelegt wurden.

4.) Eine andere als Seitenerosion während der Zeit der fluvioglazialen Talauffüllungen annehmen zu wollen, ist bestimmt unrichtig. Erstens sprechen die vielfach er-

b) Lehmshotter periglaziären Charakters von einem zu Beginn der Würm-Kaltzeit aus dem Möhliner Altmoränengebiet kommenden und weiter im Norden in den Rhein einmündenden Bach abgelagert. Soll nach dem Grubenbesitzer stellenweise bis 12 m mächtig werden. An dessen Obergrube

c) bis $\frac{1}{4}$ m Konchylien führender Lehm,

d) die fluvioglaziale Hauptakkumulation mit enormer Groblage an der Basis (d_1), darüber normalkörnig und kreuzgeschichtet ohne weitere durchlaufende Diskordanzen (d_2),

e) obere Aulehmlage in Resten, ebenfalls mit Konchylien,

f) obere Akkumulationslage, ebenfalls mit deutlicher Groblage einsetzend, die zum großen Teil den liegenden Aulehm aufgearbeitet hat. Die Groblage besteht vorwiegend aus Schwarzwaldkristallin, Muschelkalk und aus gut gerundeten hellen alpinen Quarziten. Die Oberfläche (f_3) ist leicht kryoturbat gestört und 0,4—0,5 m verwittert.

g) Als Deckschicht existiert noch ein bis 0,7 m mächtiger Geröll-Lehm.

Rh = Niveau der unteren NT, entsprechend dem Rhonegletscher-Würm-Maximum,

A = Niveau der mittleren NT, entsprechend dem Aaregletscher-Würm-Maximum (siehe GRAUL 1962a).

Vgl. hierzu: Ausführungen von M. u. K. BRUNNACKER im Anhang.

haltenen Reste der vorher in diesen Tälern abgelagerten periglaziären Schotter dagegen, zweitens müßte eine Tiefenerosion vor der fluvioglazialen Akkumulation erfolgt sein, als zwar das gesamte sommerliche Niederschlags- und Schmelzwasser aus den Hochgebirgen abfloß, aber die Schottermassen in den Becken abgefangen wurden. Trotzdem finden wir an so vielen Orten die präfluvioglazialen, aber schon kaltzeitlichen Ablagerungen in den Tälern erhalten. Die Tiefenerosion erfolgte also ganz zu Beginn des gesamten, jeweils zweigeteilten Akkumulationsvorganges, während der Zeit der Ansammlung der Groblage im Flußbett. In diesem Sinne, aber auch nur in diesem Sinne, schließe ich mich I. SCHAEFER's (1950) Ansicht von einer „frühglazialen“ Tiefen- und Breitenausschürfung der Flußbetten an. Sie war erfolgt zu Beginn der Fließerdezeit, lange bevor fluvioglaziales Material in wesentlicher Menge in die Vorlandtäler verfrachtet worden war.

5.) Das kühl-feuchte und durchaus nicht kalt-trockene Klima, welches alle bisher in dieser Situation gemachten und bestimmten Konchylienfunde anzeigen, spricht deutlich für eine Abkühlung bei unverminderten Niederschlägen als Ursache für die Gletscherzunahme und für das Abwärts- und Äquatorwärtswandern aller Klima- und pflanzengeographischen Grenzen. Es erscheint aussichtslos, in unseren Breiten für die Zeit des Gletscheranwachsens exzessiv kalte Faunen und Floren finden zu wollen. Ebenso aber ist es verfehlt, aus dem „nur kühlen“ Charakter derselben periglaziäre Vorgänge und Erscheinungen in Mitteleuropa ausschließen zu wollen. Die Funde an der Oberschicht der lokal getönten Flußablagerungen sind ein eindeutiger Beweis.

6.) Die fluvioglaziale Akkumulation wandert genauso wie die periglaziäre von oben nach unten (im Gegensatz zu einer tektonisch oder eustatisch bestimmten), sie beginnt mit sich überdeckenden flachen Schwemmkegeln, sobald die übertieften Seebecken aufgefüllt und von den talab sich entwickelnden Schwemmkegeln überwandert wurden. Dies ist — wie leicht einzusehen ist — in allen Abflußrinnen zu verschiedenen, von den lokalen Verhältnissen abhängigen Zeitpunkten erreicht. Man kann unmöglich mit einem auch nur einigermaßen gleichen Zeitpunkt des Beginns der fluvioglazialen Aufschüttung in den verschiedenen Abflußrinnen außerhalb der rißzeitlichen Beckenzone rechnen. Der Hauptstoß der Aufschüttung erfolgte aber, sobald das Eis die mit Schotter aufgefüllten alten Seewannen erreichte und infolge seiner immer stärker anwachsenden Mächtigkeit meist das gesamte Lockermaterial aus diesen Wannen vor sich herschob und unter sich herausdrückte. Denn die unbedingt vor Heranrücken des Eises mehr oder weniger vollständig aufgefüllten Wannen sind sozusagen geröllfrei nach Wiederabschmelzen des Eises, wie wir einwandfrei wissen. Zum Verständnis der Morphogenese in den extramontanen Schmelzwasserrinnen müssen wir also die Fernwirkung der großen Stammbecken mitberücksichtigen, eine Wirkung, die von Eiszeit zu Eiszeit bedeutender geworden war. Es besteht daher nur mit ziemlichen Einschränkungen die Möglichkeit, Erscheinungstyp und Verbreitung der Fluvioglazialablagerungen der jüngsten Vereisungen mit jenen der ältesten Vereisungen zu vergleichen.

Ich fasse diesen Punkt nochmals zusammen: es gibt keine genaue Gleichzeitigkeit des Aufbaus der Vorstoßschotterkörper, wie es auch keine Gleichzeitigkeit des Vorrückensmaximums der Gletscher und des Wiedereinschneidens (Teilfelderbildung) nach Beginn des Rückzuges der einzelnen Gletscher gibt.

7.) Aber das Wesentlichste ist nun die Folgerung aus diesen morphogenetischen Überlegungen in Verbindung mit der chronologischen Tabelle von O. WITTMANN. Eine Vorrückungsphase des Eises mit Bildung der obersten NT-Aufschüttungsfläche mit nachfolgendem „Rückzug bis in die Alpen“ müßte schotterfreie und daher mit Wasser gefüllte Übertiefungs-Stammbecken hinterlassen haben. Es müßte gleichzeitig eine gründliche Zerschneidung des A₁-Niveaus erfolgt sein. Eine 15 000jährige Pause müßte selbst bei nur teilweiser Entgletscherung der großen Alpentäler eine ganz beträchtliche Wiederauffüllung der frei gewordenen Stammbecken des Vorlandes erbracht haben. Bei starker Verkleinerung der

Tundren- und Frostschuttzone in den benachbarten Berg- und Mittelgebirgsländern während eines angenommenen Groß-Interstadials à la „Göttweig“ könnte die Akkumulation tatsächlich restlos von Erosion ersetzt gewesen sein.

Aber der Wiedervorstoß des Eises zu seinem nun endgültigen weitesten Stand der Würmzeit, die Wiederabkühlung des Klimas mit völliger Entwaldung und einer Tundrenaudehnung bis zu den tiefsten Talböden herab müßte eine abermalige Akkumulationsperiode größten Ausmaßes verursacht haben mit einer ähnlichen Zweiteilung, nämlich der lokal-periglaziären Fazies im Liegenden und der fernfluvioglazialen im Hangenden. Wo aber sind die Bildungen dieser unbedingt zu erwartenden Akkumulation des „Hauptwürms“? Mit der unbeantworteten Frage O. WITTMANN's auf S. 38 können wir uns doch nicht zufrieden geben: „Es stellt sich aber nun die Frage, bis wohin die jüngeren Vorrückungsschotter des Hauptwürm (GROSS) gereicht haben mögen. Wir wissen es nicht, aber wohl kaum bis zu den inneren Jugendmoränen; man wird die Ursache in dem ungleich kürzeren Zeitraum sehen müssen, der für ihre Akkumulation zur Verfügung stand.“ Dabei stößt sofort die Frage auf, woraus wird ein kürzerer Zeitraum für das Hauptwürm gegenüber einem mit glazigenen Schichten noch nirgends belegten Frühwürm-Gletschervorstoß geschlossen? Außerdem erscheint die Zeitdauer der eigentlichen strengen Kaltperioden weniger entscheidend, so weit sie mit etwa gleichweit reichenden Vergletscherungen verbunden waren. Viel entscheidender scheint mir die Dauer der nichtvergletscherten Perioden gewesen zu sein, weil von ihnen die Mächtigkeit der neuen Gesteinsaufbereitung abhängig war: die Bergsturmassen in den übersteilten Alpentälern, die Menge der sonst als Schutthalde, Schwemmkegel, Beckenauffüllungen angesammelten Lockermassen innerhalb aller jener Bahnen, die von den Eismassen des nächsten Gletschervorstoßes aufgenommen und ins Vorland verfrachtet wurden. Aber gerade die Annahme eines 15 000 Jahre währenden Interstadials mit einem Eisrückzug bis in die Alpen schließt aus, daß die nachfolgende Akkumulation besonders geringfügig und in den Schmelzwasserrinnen überhaupt nicht mehr zur Wirkung gekommen wäre.

Der Irrtum O. WITTMANN's liegt m. E. also weniger in einer Fehldatierung des Beginns der Akkumulation im Hochrheintal, sie setzt selbstverständlich irgendwann im Frühglazial ein. Sondern der Fehler liegt bei der Annahme der Beendigung der Fluvioglazialschüttung, die nun völlig losgelöst vom Vergletscherungsablauf angesehen wird und runde 24 000 Jahre früher angesetzt wird als die Maximalausdehnung der Gletscher und damit der eigentlichen Beendigung jener Schmelzwasserauffüllung. Dies alles aber nur aus dem einen Grund: das „Göttweiger Interstadial“ mußte stratigraphisch untergebracht werden. Geologische Zeugen für ein solch langandauerndes Interstadial sind in dem ganzen Paket ebensowenig vorhanden wie im Mittelrhein-Würmschotter (siehe bei J. FRECHEN & G. VAN DEN BOOM). So mußte das Fehlen einer Verzahnung zwischen den Vorstoßschottern und den Äußeren Jugendmoränen das Indiz für einen 15 000-jährigen Hiatus, genannt das „Göttweiger Interstadial“, abgeben.

8.) Nach Abschluß der Haupt-Talauffüllung mit dem obersten NT-Niveau im ganzen Hochrheintal wie im untersten Aaretal als dem „Urstromtal“ für alle vom Schweizer Gletscher kommenden Schmelzwasser setzte im Bereich der Übergangskegel und der Äußeren Jugendmoränen die Wiedereintiefung mit Bildung der Teilfelder ganz im Sinne A. PENCK's und C. TROLL's ein. Diese Ausräumung erbrachte, wie C. TROLL (1926) vor allem beschrieb, noch eine gewisse Schotterüberlastung in den abwärts folgenden Talabschnitten. Aber keineswegs war diese imstande, im ganzen Rheinlauf eine noch weiter anhaltende Akkumulation und damit eine weitere Aufhöhung des NT-Hauptniveaus zu bedingen. Sondern selbstverständlich setzte auch bald die Wirkung der unteren Erosionsbasis in der Richtung talauf ein. Diese lag zwischen dem Isteiner Klotz und dem Austritt des Hochrheintals in den Oberrheingraben und war besonders kräftig am Austritt aus

jedem Engtalabschnitt und gehemmt in diesem selbst, genau wie heute auch noch. Diese von der unteren Erosionsbasis talauf wirkende Erosion ist nicht mit der Teilfelderbildung zu verwechseln. Sie würde bei gleichbleibendem Verhältnis von Last und Wassermenge keine größeren Erosionsterrassen, erst recht nicht durchlaufende Talböden entwickelt haben. Aber das Verhältnis zwischen Last und Wassermenge wurde noch mehrmals empfindlich gestört, so daß es noch während des Hochglazials zu zwei weiteren Aufschüttungstalböden kam, der mittleren und der unteren Niederterrasse (ganz im Sinne L. ERB's). Auf Einzelheiten dieses Geschehensablaufs kann hier nicht eingegangen werden, sondern es sei auf meine Arbeit verwiesen. Jedenfalls ist bei Rheinfelden auch das untere NT-Niveau breit und gut entwickelt, zeigt eine selbständige Akkumulationsschicht von 5—6 m Mächtigkeit und unter der Basisgroblage derselben einen aufgearbeiteten Auehm, den oberen Konchylienlehm. Vor der neuerlichen Akkumulation, die mit dem Maximum des nordöstlichen Rhonegletscherarmes im Aaretal zu verbinden ist (H. GRAUL 1962a), war ein Erosionsstillstand mit Talauebildung eingetreten. Der paläontologische Befund von K. & M. BRUNNACKER spricht vom „Wiedereinwandern bestimmter Molluskenarten infolge beginnender Klimaverbesserung“ und einer Stellung derselben zwischen Hochglazial und der noch reicheren Fauna des jüngeren Spätglazials, wie sie von R. SCHRÖDER (1915) aus der Münchener Gegend beschrieben worden war. Da nach der diesem Auehm auflagernden Aufschotterung die endgültige Zerschneidung der Auffüllung im Hochrheintal begann, die von keiner glazigenen Akkumulation mehr unterbrochen wurde, weil die Gletscher bereits in den Stammbecken Raum zur Akkumulation ihrer Fluvio-glazialschotter geschaffen hatten, zweifle ich nicht, daß mit der Zerschneidung der unteren NT tatsächlich das Spätglazial eingesetzt hatte. Ich sehe daher weder aus paläontologischen noch aus morphogenetischen Gründen eine Möglichkeit, die untere NT älter als die Äußeren Jungendmoränen des Rheingletschers aufzufassen, d. h. vor das Paudorfer Interstadial zu stellen, wie dies O. WITTMANN vorschlägt. Die untere NT muß spätesthochglazial, ja unter Umständen sogar frühest-spätglazial sein.

Mit diesen Ausführungen ist wohl klar geworden, daß der Versuch, die fluvio-glaziale Akkumulation stratigraphisch von der glazigenen Ablagerung vollkommen abzulösen, im intramoränen Raum zur Aufgabe des Begriffs der „Glazialen Serie“ führen muß und damit die gesamten in der jetzt über 100jährigen Forschungsgeschichte der Glazialgeologie und -geomorphologie gewonnenen relativen Datierungen und Korrelationen von intra- und extramoränen Ablagerungen über Bord geworfen werden, nicht nur im circum-alpinen Raum, sondern in allen Gebieten ehemaliger Vergletscherungen überhaupt. Wenn dem so wäre, hätte H. GROSS mit seinem Satze, daß beim Versuch einer Lösung der Gliederung der Würmeiszeit die geomorphologische Methode versagt habe, in der Tat recht gehabt.

Anhang: Die Molluskenfaunen (MARGRIT BRUNNACKER & KARL BRUNNACKER)

Aus der unteren und oberen Lehmlage wurden jeweils rd. 3 kg des von Herrn H. GRAUL überlassenen Materials geschlämmt und die Fauna bestimmt.

Für die ökologische Bewertung einer Molluskenfauna ist nicht allein ihre qualitative, sondern darüber hinaus auch ihre quantitative Zusammensetzung von Bedeutung. In der Artenliste der Tab. 3 wurde deshalb auch die Größenordnung der bestimmbareren Schalen angegeben, nämlich:

1—2 Schalen = einzeln	= e	15—30 Schalen = sehr häufig	= sh
3—6 Schalen = selten	= s	31—60 Schalen = massenhaft	= m
7—14 Schalen = häufig	= h		

Bei derartigen in Flußablagerungen vorkommenden Molluskenresten ist weiterhin von Bedeutung, ob es sich 1. um aus Elementen verschiedenster Biotope zusammengeschwemmte Mischfaunen handelt oder 2. um eine Fauna, deren Lebensraum das einbettende Sediment bzw. der Boden war. Ferner ist zu unterscheiden zwischen solchen Bildungen, die a) noch einigermaßen *in situ* liegen bzw. nur lokal verzogen wurden, als sich eine neue Flußanschüttung darüberlegte, und b) solchen

Einlagerungen, die als Schollen vom benachbarten Uferrand hinabgestürzt sind bzw. durch Transport in einer Eisscholle oder im Wurzelsteller eines verdrifteten Baumes usw. in das neue Sediment gelangt sind.

Bereits der verhältnismäßig geringe Schillanteil der Proben von Rheinfeldern spricht gegen eine Mischfauna. Dazu kommt, wie unten gezeigt, eine ihrem Biotop nach einigermaßen einheitliche Zusammensetzung beider Faunen. Ob hingegen die heutige Lagerung der Lehme dem ursprünglichen Lebensraum entspricht, läßt sich, wenn überhaupt, nur am Profil entscheiden. Bei beiden Molluskenvorkommen bestehen also zumindest theoretisch folgende Möglichkeiten:

1. Einschwemmung von Molluskengehäusen im Rahmen der Sedimentation; hier ist auch mit der Umlagerung „fossiler“ Molluskenschalen zu rechnen.
2. Der Ablagerungsraum des Sedimentes ist der Lebensraum einer Molluskenfauna (Wasser- und evtl. Feuchtf fauna).
3. Bodenbildung nach der Sedimentablagerung infolge veränderter Wasserführung mit dazugehöriger Molluskenfauna, wobei sich weitere Möglichkeiten unterscheiden lassen:
 - a) Grundwasser ständig in Oberflächennähe = Gley; über Wiesen zu (bei geeignetem Klima) bruchwaldartiger Vegetation; Feuchtf fauna evtl. mit Komponenten einer Wasserfauna;
 - b) Grundwasser meist relativ weit unter der Oberfläche, zeitweilig Überschwemmung = Auenboden; über Wiesen zu (bei geeignetem Klima) auewaldartiger Vegetation; Fauna mit mittleren Feuchtigkeitsansprüchen, u. U. mit Komponenten eines relativ trockenen Milieus. In beiden genannten Fällen zeigen sich außerdem Unterschiede in der Zusammensetzung der Fauna, je nachdem, ob es sich um Stadien des offenen Geländes, des mit lichtem Gebüsch und Baumgruppen bestandenen offenen Geländes oder des Waldes handelt. Bei Wald kann außerdem der Grad seiner Auflichtung und seine Zusammensetzung (insbes. ob Nadel- oder Laubwald) hereinwirken.
 - c) Wird schließlich das Grundwasser soweit abgesenkt, daß „terrestre“ Böden entstehen, so hat dies ebenfalls entsprechenden Einfluß auf die Zusammensetzung der Molluskenfauna. Insbesondere hat hier neben dem Vegetationszustand die Art des Bodens, so z. B. seine Korngrößenzusammensetzung und Reaktion (stark sauer, schwach sauer, alkalisch = kalkhaltig) Einfluß auf die vorkommenden Molluskenarten, deren Häufigkeit und Erhaltungsfähigkeit (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1959).
4. Durch Aufeinanderfolge von zwei oder mehr Möglichkeiten obiger Aufzählung können ebenfalls Mischfaunen zustandekommen.

Tabelle 3

Die Molluskenfaunen von Rheinfeldern

	Unterer Lehm	Oberer Lehm	Obere Fauna im HT-Schotter bei München (R. SCHRÖDER 1915)
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	h	e (Bruchstücke)	+
<i>Cochlicopa lubrica</i> O. F. MÜLLER	sh	m	+
<i>Pupilla muscorum pratensis</i> CL.	m	—	+
<i>Vertigo pygmaea</i> DRAP.	sh	—	+
<i>Vallonia pulchella</i> O. F. MÜLLER	—	h	+
<i>Vallonia costata</i> O. F. MÜLLER	m	—	+
<i>Orcula dolium</i> DRAP.	e	—	—
<i>Clausilia parvula</i> STUDER	e	—	—
<i>Punctum pygmaeum</i> DRAP.	sh	h	+
<i>Retinella radiatula</i> ALDER	—	sh	—
<i>Vitrea crystallina andreaei</i> BOETTGER	m	—	+
<i>Helicolimax</i> cfr. <i>diaphanus</i> DRAP.	s	—	—
<i>Limax</i> cfr. <i>tenellus</i> NILSSON (Mantelschild)	s	—	—
<i>Euconulus trochiformis</i> MONT.	e	s	+
<i>Fruticicola villosa</i> STUD.	e	—	+
<i>Fruticicola sericea</i> DRAP.	h	m	+
<i>Ariana arbustorum</i> L.	s	—	+
<i>Cepaea silvatica</i> DRAP.	—	h	—
<i>Galba truncatula</i> O. F. MÜLLER	—	e	+

Das Einbettungsmittel der unteren Fauna von Rheinfeldern besteht aus gelbgrauem kalkhaltigem sandig-feinsandigem Lehm mit schwach bröckeliger Struktur; die Oberfläche der Bodenkörper ist schwach eisenfleckig; humose Bestandteile sind makroskopisch nicht erkennbar. Demnach handelt es sich um ein nur wenig durch Nässe beein-

flußtes Material. Es liegt damit entweder ein Auesediment oder ein nur schwach entwickelter Talboden vor, der nach kurzer Zeit wieder überschottert wurde oder bei dem es aus klimatischen Gründen zu keiner besonders intensiven und tiefgründigen Humusbildung gekommen ist; denkbar wäre auch, daß der Humus inzwischen wieder abgebaut wurde.

Das Einbettungsmittel der oberen Fauna besteht aus hellgrauem kalkhaltigem sandig-feinsandigem Lehm. Die Vergleyung ist hier möglicherweise etwas stärker ausgeprägt; sonst entspricht die Ausbildung der unteren Lehmlage.

In beiden Proben fehlen Rhizosolenien, d. h. durch Kalk verkittete Wurzelröhrchen, und andere Kalkkonkretionen, wie sie in lößartigen Sedimenten auch dann vorzukommen pflegen, wenn es sich um die Sumpflößfazies handelt (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1956).

Sämtliche gefundenen Arten (Tab. 3) kommen auch heute in Mitteleuropa mehr oder weniger häufig vor. Bemerkenswert ist jedoch:

1. Es treten keine klimatisch anspruchsvollen Arten auf.
2. Die in Tab. 3 aufgeführten Arten sind heute in den Alpen auch oberhalb der Waldgrenze, z. T. sogar in über 2000 m Höhe zu finden.
3. Es besteht eine große Ähnlichkeit in der Zusammensetzung dieser beiden Faunen mit der von R. SCHRÖDER (1915) aus dem Hochterrassenschotter bei München beschriebenen „Oberen Fauna“; so führt R. SCHRÖDER (1915) 11 Arten an, die auch in der unteren Fauna von Rheinfelden gefunden wurden (bei insgesamt 14 Arten, ohne Reste von Nacktschnecken), und 7 Arten der Münchner Fauna finden sich in der oberen Fauna von Rheinfelden (bei hier insgesamt 9 Arten) wieder. Dies spricht sicherlich nicht für Gleichaltrigkeit der oberen Fauna des Hochterrassenschotters von München mit den beiden Faunen von Rheinfelden, jedoch für vergleichbares Biotop. Bemerkenswert ist außerdem, daß bei München in diesem Horizont bereits Reste des Halsbandlemmings gefunden wurden (R. SCHRÖDER 1915).

4. Sämtliche Arten weisen auf feuchtes Biotop.

Die untere Fauna von Rheinfelden zeigt eine für ein einheitliches Biotop sprechende Zusammensetzung, wobei natürlich nicht ausgeschlossen ist, daß einzelne Gehäuse zusätzlich eingeschwemmt sind. Das gehäufte Vorkommen von *Vallonia*, *Pupilla* und *Vertigo* deutet auf Wiesenvegetation, während die übrigen Arten sowohl im Wald wie im offenen Gelände vorzukommen vermögen.

Die untere Fauna weist damit auf einen terrestrischen Standort mittlerer Feuchtigkeit mit sehr lichter auewaldartiger Vegetation oder noch besser auf Wiesengelände, das mit Gebüsch — und evtl. mit Baumgruppen durchsetzt war. Hinsichtlich der Temperatur muß mit kühleren Verhältnissen als heute, jedoch nicht mit extrem kalten Bedingungen gerechnet werden. Entsprechend der „oberen Hochterrassenfauna“ von R. SCHRÖDER (1915) kann man die Temperaturspanne mit kühl bis kalt umreißen. Die pedogenetische Ausbildung des einbettenden Sedimentes stimmt damit überein.

Die obere Fauna von Rheinfelden zeigt auf eine ähnliche Umwelt, wie sie für die untere Fauna angegeben wurde. Möglicherweise war jedoch die Bedeckung des Bodens mit Gebüsch u.dgl. etwas dichter und der Standort etwas feuchter. Bemerkenswert ist hier das Vorkommen von *Cepaea silvatica*, einer westalpinen Molluskenart. Sie ist durch ein ausgewachsenes Exemplar und durch 6 dazugestellte Jugendstadien vertreten.

Ihrer Zusammensetzung nach stehen beide Faunen zwischen den vollinterglazialen Waldfaunen und den hochglazialen Lößfaunen. Nach dem geologischen Befund gehört die untere Fauna von Rheinfelden in das Frühglazial der Würmeiszeit. Die gefundenen Arten stehen damit nicht in Widerspruch. Werden die R/W-interglaziale Molluskenfauna von Moosburg (H. NATHAN 1953) und die des würmeiszeitlichen Lösses in Südbayern (M. & K. BRUNNACKER 1956) noch zum Vergleich herangezogen, so zeigt sich in Rhein-

felden bei der unteren Fauna deutlich die Verarmung der Fauna auf Kosten der anspruchsvolleren Elemente gegenüber dem Vollinterglazial als Überleitung in die ausgesprochen artenarme Succineen-Fauna des Hochglazials.

Dem geologischen Befund nach gehört die obere Fauna von Rheinfeldern bereits in die Zeit nach dem Maximum des Hochglazials.

Sie deutet damit auf das Wiedereinwandern bestimmter Molluskenarten infolge beginnender Klimaverbesserung. Von zoogeographischem Interesse ist hierbei das Auftreten der westlichen *Cepaea silvatica*. Die aus dem jüngeren Spätglazial der Münchener Gegend beschriebenen Faunen der „Übergangszeit“ (R. SCHRÖDER 1915) zeigen schließlich eine weitere Zunahme der Artenzahl. Aber auch hierbei handelt es sich noch um anspruchslose Vertreter, die vor allem durch *Goniodiscus ruderalis* gekennzeichnet sind. Erst in Annäherung an das Klimaoptimum des Postglazials erscheinen dann die anspruchsvolleren Molluskenarten wieder. Zwischen Vollinterglazial des R/W und Hochglazial des Würm kann demnach im Alpenvorland auf Grund der bisher gefundenen Faunen nur ein Zwischenglied ausgeschieden werden. Zwischen dem Würmhochglazial und dem postglazialen Klimaoptimum deuten sich hingegen zwei Zwischenglieder an. Doch ist zu vermuten, daß eine spätinterglaziale *Ruderalis*-Fauna nicht ausfällt, sondern vielmehr bisher noch nicht gefunden wurde — vielleicht deshalb, weil keine geeigneten Sedimente dieses Abschnittes überliefert sind.

Angeführte Schriften

- AMPFERER, O.: Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. - Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1912.
- BRUNNACKER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. - München 1959. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geolog. Bavar. 43, S. 74-150, München 1960.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. - Geol. Blätter NO-Bayern, 6, S. 91-100, Erlangen 1956. - - Gehäuseschneckenfauna und Boden. - Zool. Anz. 163, S. 129-134, Leipzig 1959.
- BÜDEL, J.: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachtal bei Murnau (Südbayern). - Stuttgarter geogr. Studien 69, S. 121-141, Stuttgart 1957.
- BUGMANN, E.: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. - Mitt. d. aargau. naturforsch. Ges. 25, Aarau 1956.
- DÜCKER, A.: Die Periglazialscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - Göttinger geogr. Abh. 16, 1954.
- DYLIK, J.: Coup d'oeil sur la Pologne periglaciaire. - Biul. periglac. 11, 1960.
- EBERS, E.: Drumlinker, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadialprofil von Hörmating/Obb. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, S. 64-76, 1960.
- ERB, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. - Mitt. bad. geol. L. A. 11, H. 6, Freiburg/Br. 1936.
- FELGENHAUER, F. & FINK, J. & DE VRIES, Hl.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich, 1. Fellabrunn. - Archäol. Austriaca 25, S. 35-73, Wien 1959.
- FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. der Geol. v. Rheinland u. Westf. 4, S. 363, Krefeld 1959.
- FRECHEN, J. & VAN DEN BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - Fortschr. d. Geol. v. Rheinland u. Westf. 4, S. 89, Krefeld 1959.
- GEYER, D.: Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. - Jber. u. Mitt. d. ober-rhein. geol. Ver., N.F. 4, S. 120, 1914.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung und Morphogenese der Niederterrassen im Schweizer Mittelland und im Hohe Rheintal. - Heidelb. geogr. Arb. 9, 1962(a). - - Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER). - Peterm. geogr. Mitt. 1962(b) (i. Dr.).
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und in den Nachbargebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart 9, S. 155-187, 1958.

- HEUSSER, H.: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. - Beitr. z. Geolog. Karte d. Schweiz, N.F. 57, Bern 1926.
- HUBER, R.: Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare. - Viertelsschr. d. naturf. Ges. Zürich 101, S. 1-92, Zürich 1956.
- HUG, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. - Zt. f. Gletscherkd. 3, S. 214, 1909.
- JÄCKLI, H.: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reuſtal. - Geogr. Helv. 11, S. 46-59, Zürich 1956.
- KAISER, Kh.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, S. 121-141, 1960.
- KIMBALL, D. & ZEUNER, F. E.: The terraces of the Upper Rhine and the age of the Magdalenian. - Univ. of London, Inst. of Arch., Nr. 7, London 1946.
- KRAUS, E.: Die Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - Eiszeitalter u. Gegenwart 6, S. 75-95, 1955.
- KRAUSS, K.: Über die sogenannten Deckenschotter des Rißtals. - Jber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. 21, S. 66, 1932.
- LEEMANN, A.: Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. - Geogr. Helv. 13, S. 89-173, Zürich 1958.
- LIEDTKE, H.: Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. - Wiss. Zt. d. Humboldt Univers. zu Berlin, Math.-Naturw. Reihe, Jg. 7 (1957/58), Nr. 3, S. 359-376, Berlin 1958.
- MAROCKE, R.: Etude pédologique préliminaire de sols rouges et gris de Harth. - Etude du sol 4, 1956.
- MOSER, S.: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. - Mitt. d. geogr.-ethnol. Ges. Basel 10, Basel 1958.
- NATHAN, H.: Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FERUSSAC (Melanopsenkies). - Geol. Bavar. 19, S. 315-334, München 1953.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 1901-09.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. - Forsch. z. dt. Landeskd. 49, Landshut 1950.
- SCHREINER, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). Mitt. bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz, N. F. 7, S. 113-125, Freiburg/Br. 1958.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocaen bis zur Gegenwart. - Nachr. Bl. deutsch. malakozool. Ges. 3 u. 4, S. 1-87, Schwanheim 1915.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Die Molluskenfauna aus der Lehm-Zwischenlage des Deckenschotters von Fischach, Kreis Augsburg. - Geolog. Bavar. 6, S. 118-120, München 1951.
- SUTER, H.: Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt, und Rhein. - Eclog. geol. Helv. 37, S. 83-97, 1944.
- THEOBALD, N.: Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du Fosse Rhenan. - Serv. de la Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg 1948.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. - Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk. 26, München 1926.
- WEBER, A.: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehung zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. - Diss. T. H. Zürich, 1928.
- WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt Waldsee (Nr. 164), Stuttgart 1936.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach Vorlandgletschers. - Göttinger geogr. Abh. 15, 1954.
- WITTMANN, O.: Die Niederterrassefelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. - Baseler Beitr. z. Geogr. u. Ethnol. 3, Basel 1961 (alle wichtige, in meiner Arbeit nicht zitierte Literatur siehe hier).

Manusk. eingeg. 21. 4. 1962.

Anschrift des Verf.: Professor Dr. Hans Graul, Heidelberg, Dantestraße 8.

Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung¹⁾

Von W. MÜLLER, Hannover

Mit 6 Abbildungen im Text und 1 Tabelle

Zusammenfassung: Vergleichende Betrachtungen der neuesten Untersuchungsergebnisse in verschiedenen Marschgebieten Niedersachsens und der Niederlande führen zu der Feststellung, daß trotz örtlich sehr unterschiedlicher Einflüsse auf das Sedimentationsgeschehen der Aufbau der holozänen Schichten von überregional wirksamen Faktoren bestimmt sein muß. Der Aufbau der holozänen Schichten im südlichen Nordseeküstengebiet wird vor allem durch die von glazialeustatischen Meeresspiegelbewegungen bedingte Meerestransgression bestimmt. Einflüsse tektonischer Krustenbewegungen und anderer Faktoren sind demgegenüber nur von untergeordneter Bedeutung. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste wird auf Grund von 57 Radiokarbondatierungen und umfangreicher Kartierungsarbeiten in einem Diagramm dargestellt. Es gibt unter größtmöglicher Berücksichtigung der Sedimentsetzungen die mittleren Hochwasserstände zu den verschiedenen Zeitperioden wieder.

Stärkere Anstiegsbewegungen des Meeresspiegels treten im Präboreal (8000—6750 v. Chr.), im Atlantikum (5500—2500 v. Chr.) und im Subatlantikum (ab 300 v. Chr.) bis heute auf. Die umgekehrten Tendenzen sind im Boreal (6750—5500 v. Chr.) und im Subboreal (2500—300 v. Chr.) festzustellen. Diese Verlangsamungen bzw. Unterbrechungen des Transgressionsablaufes sind in etwa zeitgleich mit bedeutenden Gletscherregenerationen auf dem nordamerikanischen Kontinent. Diese beiden bedeutendsten Einschnitte in der Kurve des holozänen Transgressionsablaufes im Boreal und Subboreal werden zu einer Untergliederung des Holozäns in 3 Unterabteilungen verwendet (Alt-, Mittel-, Jungholozän). Innerhalb dieser Unterabteilungen werden dann jeweils eine untere Stufe (Transgressionsbeschleunigung) und eine obere Stufe (Transgressionsverlangsamung) unterschieden. Im Jungholozän stehen wir z. Zt. noch in der unteren Stufe. Weitere Untergliederungen ergeben sich aus der Ausscheidung kleinerer Schwankungen des Transgressionsverlaufes, wobei im unteren Mittelholozän 3 Folgen, im oberen Mittelholozän 2 Folgen und im Jungholozän 4 Folgen unterschieden werden können. Jede dieser Folgen setzt sich aus einem Überflutungs- und einem Verlandungsabschnitt zusammen.

Summary. Comparative studies of the latest investigations in various parts of the marsh areas of Lower-Saxony (Germany) and of the Netherlands lead to the conclusion that despite different local influences upon the sedimentation characteristics the geology of the holocene layers must have been determined by factors which had more than only regional importance. The geology of the holocene layers of the southern Northsea coast is mainly determined by sea transgressions, originating from glacial eustatic changes of sea level. The influences of tectonic movements and other factors are, in comparison to this, only of minor significance. The sequence of the holocene sea transgressions on the southern Northsea coast are illustrated in a diagram on the basis of fiftyseven C¹⁴-determinations and of extensive field survey work. This diagram shows, in consideration of the subsiding rates of the sediments, the mean highwater levels of the sea at different time periods.

Greater upward movements of the sea level occurred during the Preboreal (8000—7650 B.C.), the Atlanticum (5500—2500 B.C.), and during the Subatlanticum (beginning 300 B.C.) until today. Opposite trends were found during the Boreal (6750—5500 B.C.) and the Subboreal (2500—300 B.C.). These retardations or interruptions of transgressions occurred at approximately the same time during which the important regenerations of glacier took place on the American continent. These two most important incisions in the course of the holocene transgressions during the Boreal and Subboreal are used for subdividing the Holocene into 3 subdivisions (Old holocene, Middle holocene and Young holocene). Within these subdivisions a lower step (transgression acceleration) and an upper step (transgression retardation) are differentiated respectively. Today's status can be considered within the lower step of the Young holocene. A further subdivision of sequences can be derived from minor fluctuations of the transgressions. Thus the Lower Middle holocene is divided in 3 sequences, the Upper Middle holocene in 2 sequences and the Young holocene in 4 sequences. Each of these sequences is composed of one flooding phase and one silting-up phase.

¹⁾ Erweiterter Vortrag, gehalten anlässlich der Tagung der Nordwestdeutschen Geologen in Eutin am 25. 5. 1961.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Überblick über bisher vorliegende Arbeiten aus dem Untersuchungsraum
3. Kritische Betrachtungen zu Datierungs- und Abgrenzungsproblemen
4. Die Holozänentwicklung in verschiedenen Gebieten Niedersachsens und der Niederlande unter Heranziehung von Radiokarbondatierungen
5. Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste
6. Vorschläge für eine geochronologische Holozängliederung.

1. Einleitung

Seit 1955/56 werden umfangreiche bodenkundlich-geologische Kartierarbeiten in den niedersächsischen Marschengebieten durchgeführt. Zur Zeit sind rund 70 Karten i. M. 1 : 5000 und rund 30 Karten i. M. 1 : 25 000 aufgenommen. Die bei diesen Arbeiten erzielten Erkenntnisse über den Aufbau des Küstenholozäns sollen hier zusammengefaßt dargestellt und mit denen in benachbarten Gebieten verglichen werden. Es ergibt sich hieraus ein Bild des Ablaufes der holozänen Meerestransgression, das als Grundlage von Vorschlägen für eine geochronologische Gliederung des Holozäns dient.

2. Überblick über bisher vorliegende Arbeiten aus dem Untersuchungsraum

H. SCHÜTTE (1935) und D. WILDEVANG (1938), die Altmeister der Küstenforschung, stellten bereits vor fast 30 Jahren fest, daß das Marschenholozän schichtenweise aus Meeressedimenten und festländischen Ablagerungen aufgebaut ist. Torfe und humose Tone wurden als Festlandshorizonte (WILDEVANG) bzw. Hebungsmarken (SCHÜTTE) gedeutet, Wattablagerungen als Überflutungs- bzw. Senkungsphasen. So gliedert WILDEVANG das Holozän in 3 Überflutungs- und 3 Festlandsperioden, während SCHÜTTE 3 Hebungs- und 4 Senkungsphasen unterscheidet.

Die letzte Hebungsphase liegt nach SCHÜTTE vor und um Chr. Geb. Auf ihren Bildungen fand die erste Besiedlung der Marsch durch den Menschen zu ebener Erde statt. In der folgenden Senkungsperiode werden zum Schutze von den immer höher auflaufenden Sturmfluten zunächst Wurten, später Deiche gegründet. WILDEVANG unterscheidet mit Hilfe des sog. blauen Strahls, eines ehemals humosen Bodenbildungshorizontes, eine zusätzliche Festlandsphase nach unserer Zeitrechnung. Die Beobachtungen beider Autoren haben auch heute noch Gültigkeit, wenn auch die Schlußfolgerungen besonders hinsichtlich der Hebungs- und Senkungsbewegungen der Erdkruste nach neuerer Ansicht nicht voll zutreffen dürften.

W. HAARNAGEL (1950) stellte im Holozän zwei große Transgressionsperioden fest (atlantische und subatlantische), die durch eine bedeutende Regressionsbewegung im Subboreal getrennt sind. C. SCHOTT (1950) und Ph. H. KUENEN (1954) kamen zu vergleichbaren Ergebnissen. Die Regression wird durch die weite Verbreitung von Hochmooren an der Nordseeküste in dieser Zeit begründet. R. TAVERNIER und F. MOORMANN (1954) unterschieden in Flandern eine Flandrische- (Atlantikum) und eine Dünkirkener- (Subatlantikum) Transgression. Das Dünkirkener wurde weiterhin noch in 3 Meeresvorstöße gegliedert.

In den Niederlanden wurden über dem „alten Seeklei“, der einer Ablagerung der flandrischen bzw. atlantischen Transgression entspricht und dessen Bildung nach J. BENNEMA (1954) etwa 2300 v. Chr. abschließt, von J. P. BAKKER und seinen Schülern (1948—1955) eine Transgression vor und 4 Transgressionen nach der Zeitenrechnung unterschieden. Sie stimmen z. T. in ihrer zeitlichen Lage mit der Einteilung von TAVERNIER überein. J. P. BAKKER & J. BENNEMA (1954) glaubten sogar eine Periodizität der subatlantischen Meeresvorstöße feststellen zu können, die BAKKER auf rund 500 Jahre und BENNEMA auf

rund 525 Jahre beziffern. Im Raum Oldenburg—Ostfriesland, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. stellte W. DECHEND (1956) 2 Transgressionsperioden zwischen 2000 vor und Chr. Geb. und 3 nach der Zeitenrechnung fest. Diese Ergebnisse stimmen gut mit denen von BAKKER überein. 1956 fand W. MÜLLER bei Kartierungsarbeiten im Raum Elsfluth (Weser) noch 3 ältere Überflutungsfolgen, die in das Atlantikum und in den ersten Abschnitt des Subboreals zu stellen sind.

Es wurde daher bei den Kartierungsarbeiten des niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung seit 1956/57 folgender Aufbau des Marschenholozäns zugrunde gelegt:

1.) Überflutungsperiode im Atlantikum bis Anfang Subboreal (bis rd. 2000 v. Chr.) mit 3 unterscheidbaren Meeresvorstößen (m 1-3); Obergrenze der Ablagerungen i. a. tiefer als -3 m (stellenweise -2,5 m) NN.

2.) Überflutungsperiode im Subboreal bis Anfang Subatlantikum (bis einige Jahrhunderte vor Chr.) mit 2 unterscheidbaren Meeresvorstößen (ju 1-2); Obergrenze der Ablagerungen i. a. tiefer als +0,5 m NN.

3.) Überflutungsperiode im Subatlantikum (ab Chr. Geb.) mit 4 unterscheidbaren Meeresvorstößen (jo 1-4).

Die entsprechenden Schichtenfolgen konnten ab 1956 bei der Aufnahme der bodenkundlich-geologischen Karten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung von J. H. BENZLER, W. DECHEND, R. FLEISCHMANN, H. D. LANG, W. MÜLLER, J. L. RUYTER, H. A. SCHNEEBERG und H. VOIGT im gesamten niedersächsischen Küstenraum gefunden werden.

Neuere Arbeiten aus den Niederlanden, wie z. B. die von L. J. PONS & A. J. WIGGERS (1960), L. A. H. DE SMET (1960) und von J. D. DE JONG (1960), lassen ebenfalls das Prinzip dieser Abfolge erkennen. Es wird später auf diese Arbeiten näher eingegangen.

3. Kritische Betrachtungen zu Datierungs- und Abgrenzungsproblemen

Bevor nun auf den zeitlichen Ablauf der holozänen Transgressionsablagerungen an der südlichen Nordseeküste näher eingegangen wird, soll die Erörterung einiger grundsätzlicher Datierungs- und Abgrenzungsprobleme im Marschenholozän erfolgen. Die weitaus meisten Datierungen von Transgressionsphasen beruhen auf pollenstatistischen Untersuchungen von Torfen im Liegenden und Hangenden der Schlickablagerungen.

Wie z. B. G. LÜTTIG (1960) darlegt, muß man sich jedoch darüber klar sein, daß eine Gleichaltrigkeit der einzelnen Wald-Fazies-Zonen nur in großen Zügen gegeben ist. Auf die zusätzlichen Schwierigkeiten bei der Bearbeitung von Niedermoortorfschichten, die in aquatische Sedimente eingelagert sind, hat unter anderem U. GROHNE (1957) hingewiesen. Auch die Hinzuziehung vorgeschichtlicher Funde zu Datierungszwecken ist mit sehr großen Unsicherheiten verbunden. Wie G. LÜTTIG (1960) schreibt, ist der Mensch ein unzuverlässiges Leitfossil. Die größte Sicherheit dürfte die zur Zeit in zunehmendem Umfange benutzte Radiokarbonmethode besitzen, auch wenn sie noch mit gewissen Fehlern behaftet ist. Keine dieser und noch anderer Datierungsmethoden ist jedoch genauer, als es der Probenahme entspricht. Hier liegen m. E. die größten Fehlerquellen.

Der Wert von Untersuchungen aus Einzel- oder auch noch einer Reihe von Bohrungen muß wesentlich geringer eingeschätzt werden, wenn vorher nicht eine Erkundung der örtlichen geologischen Verhältnisse durch eine ausreichend genaue Flächenkartierung erfolgt ist.

Für die Beurteilung von Datierungen ist weiterhin die Art des Sedimentationsgebietes von großer Bedeutung. Der Beginn und das Ende einer Überflutungsperiode muß definiert werden als Beginn und Ende von Überflutungen vorher und nachher nicht regelmäßig überfluteter Flächen. In relativ seefernen, meist brackischen Hinterländern größerer Rinnen und Flußläufe lassen sich diese Vorgänge am besten erfassen.

Einerseits ist hier die Gefahr von Flächenerosionen am geringsten, andererseits erfolgt noch eine faziell nach Tongehalt, Kalkgehalt, Kationenbelegung und organischen Bei-

menungen gut zu gliedernde deutliche Sedimentablagerung. Das natürliche Schicksal derartiger Hinterländer nach Abschluß der Überflutungen ist, daß sie infolge der schlechten natürlichen Vorflut (Uferwälle der Vorfluter) nach einiger Zeit sozusagen im Oberwasser und Niederschlagswasser ertrinken. Dies führt zur Bildung relativ gut datierbarer Torfe.

Mit zunehmender Seenähe ist mit stärkeren Erosionen zu rechnen. Weiterhin kann es z. B. in offenen Wattflächen je nach den örtlichen Verhältnissen auch in einer ausgesprochenen Ruheperiode gar nicht zur Ausbildung einer Verlandungsfazies gekommen sein.

In Gebieten, die fern von größeren Sedimentanlieferern liegen, ist damit zu rechnen, daß auch während einer stärkeren Überflutungsperiode keine Sedimentablagerung erfolgt, und daß sonstige Merkmale (z. B. im Pollenspektrum von Torfen) nicht unbedingt zeitgleich mit der eigentlichen Überflutungsperiode sein müssen.

Auch in Gebieten, die durch Strandwälle und Dünenzüge zumindest zeitweise vor Überflutungen geschützt waren, ist die zeitliche Einordnung örtlicher Ablagerungsfolgen nur mit Vorsicht in ein überregionales Geschehen einzuordnen. In einem Gebiet, das für die Bildung solcher Schutzwälle besonders geeignet ist, wäre nicht nur denkbar, daß es während einer allgemeinen Überflutungsperiode zu keiner entsprechenden Sedimentation kommt, sondern daß während einer solchen Periode infolge mehrerer kurzfristiger, d. h. bald wieder abgeriegelter Durchbrüche eine für das weitere Küstengebiet untypische Transgressionsperiodik vorgetäuscht wird.

Von besonderer Bedeutung ist naturgemäß die Höhenlage der betroffenen Gebiete. Abgesehen vom Relief des Geestuntergrundes erhält die unterschiedliche Setzungsfähigkeit der Ablagerungen im Küstenbereich hierbei erhöhte Bedeutung. In der Wesermarsch wurden z. B. bei größeren Sedimentmächtigkeiten Höhendifferenzen altersgleicher Oberflächen um 2 m nur infolge der stärkeren Setzungsfähigkeit von weichen Hinterlandsablagerungen (Tonen und Torfen) gegenüber festeren Rinnenverfüllungen (Sanden und Schluffen) beobachtet. Torfe können bis 80%, wasserreiche marine Tone bis etwa 50% ihres Volumens durch Entwässerung verlieren. Bei wasserarmen Sanden und Schluffen ist dagegen die mögliche Volumenverminderung bedeutungslos.

Diese sehr unterschiedlichen Setzungen können zu einer vollständigen Reliefumkehr führen. Man kann sagen, daß die typische Marschenlandschaft eine Inversionslandschaft ist.

Die Folgerungen aus diesen Erscheinungen für stratigraphische Fragen wird oft nicht genügend berücksichtigt. Stratigraphisch zusammengehörige Schichten können eine recht unterschiedliche Höhenlage aufweisen. Durch Einbrüche in Inversionssenken, d. h. in die ehemaligen Hinterländer, finden Erosionen statt, so daß ungestörte Profile über eine vollständige Holozänabfolge höchst selten sind. Das Alter von Torfen in Inversionssenken und auf Inversionsrücken mit zunächst besserer natürlicher Vorflut kann recht unterschiedlich sein.

Auf hochliegenden Inversionsrücken kann es zur Hochmoorbildung kommen, die die Ablagerung jüngerer Schlickdecken verhindert. Ein Beispiel hierfür ist das Hochmoorgebiet südöstlich des Jadebusens. Das bekannte Sehestedter Außendeichsmoor verdankt seine Erhaltung im wesentlichen seiner Lage auf den zahlreichen Inversionsrücken eines Mündungsdeltas der Weser, das 9—800 v. Chr. endgültig verlandet ist. Der mittelalterliche Lookfleth-Einbruch in der Wesermarsch ist beiderseitig begrenzt von Inversionsrücken älterer, vor Chr. Geb. verlandeter Weserläufe (s. bodenkundl.-geol. Karten Nordenham und Brake).

Besonders auf Inversionsrücken treten unter bestimmten Voraussetzungen (Regression, s. u.) Anzeichen einer längerdauernden, relativ tiefgründigen und trockenen Bodenbildungsphase auf. Niedermoor torfschichten auf derartigen Bodenbildungs-Horizonten müssen zu einer nachfolgenden Überflutungsperiode gerechnet werden. Dasselbe gilt für vergleichbare Änderungen des Torfcharakters in Torfschichten (z. B. Nieder- auf Hochmoortorfen, zum Hangenden zunehmend schwächer zersetzte oder tonigere Torfe usw.).

Flachsiedlungen befinden sich oft auf größeren Inversionsrücken. Die Verlandung solcher Gebiete kam mit großer Wahrscheinlichkeit häufig erst längere Zeit nach Ende einer allgemeinen Überflutungsperiode zum Abschluß. Für die Herausbildung der Inversionsrücken muß ebenfalls ein längerer Zeitraum angesetzt werden. Die Setzungen vor der Flachsiedlungsperiode um Chr. Geb. wurden wahrscheinlich durch eine relativ deutliche Regressionsphase unterstützt. Es muß damit gerechnet werden, daß die größte relative Heraushebung solcher Inversionsrücken in etwa mit dem Höhepunkt der Regressionsbewegung zusammenfällt oder kurz danach erfolgte. Es bleibt dann die Frage offen, wie schnell der Mensch nun von solchem auf diese Weise hochwassersicher gewordenen Land für die Anlage von Flachsiedlungen Besitz ergriffen hat. Es ist jedenfalls recht wahrscheinlich, daß zwischen dem Ende der Überflutungsperiode und dem Beginn der Flachbesiedlungen ein größerer Zeitraum liegt als oft angenommen wird.

Bzüglich des Einflusses allgemeiner Krustenbewegungen auf das geologische Geschehen im norddeutschen Küstengebiet kommt E. DITTMER (1960) zu dem Schluß, daß solche Bewegungen bei der relativen Kürze der hier betrachteten Zeiträume zu vernachlässigen seien. Bei feinstratigraphischen Untersuchungen sollte jedoch die Möglichkeit örtlich und zeitlich begrenzter stärkerer Senkungsbewegungen im Auge gehalten werden. Solche Bewegungen sind z. B. im Raume der südlichen Krumm-Hörn sehr wahrscheinlich. Bis zum Beweis des Gegenteils sollten z. B. die Gebiete tiefer ins Festland reichender Meeresbuchten, wie der Dollart, die (verlandete) Harlebucht, der Jadebusen, als senkungsverdächtig im obenangeführten Sinne gelten.

Abschließend zu diesen Betrachtungen soll nochmals festgehalten werden, daß trotz aller örtlichen Besonderheiten ein vergleichbarer Aufbau des Marschenholozäns der südlichen Nordseeküste feststellbar ist. Als überregional wirksame Ursache dieser Erscheinung muß der nacheiszeitliche Meeresspiegelanstieg gesehen werden. Besonders bei feinstratigraphischen Betrachtungen sollten jedoch stets die örtlichen Verhältnisse berücksichtigt werden, d. h. durch ausreichend genaue Kartierarbeiten festgestellt werden. Besonders geeignet für überregionale Datierungszwecke werden nicht senkungsverdächtige und nicht zu seenahe brackische Sedimentationsgebiete angesehen, die im Hinterland von — dem Einfluß des Meeres stets offenen — Flußmündungen liegen.

4. Die Holozänenentwicklung in verschiedenen Gebieten Niedersachsens und der Niederlande unter Heranziehung von Radiokarbondatierungen

Im Sinne der vorangegangenen Erörterungen kann man die Wesermarsch weitgehend als normales Sedimentationsgebiet betrachten. In dem relativ seefernen Raume des Weser-Urstromtales bei Elsfleth läßt sich folgender, weitgehend durch C^{14} -Datierungen belegbarer Aufbau des Holozäns feststellen (s. Abb. 1). Das Liegende des Tales besteht in 8-10 m unter NN aus glazialen Sanden und Kiesen noch unbekannter Mächtigkeit. Am Westufer des heutigen Weserlaufes konnten stellenweise Reste von Lauenburger Ton und saalezeitlichem Geschiebelehm gefunden werden. Den Ostrand des Urstromtales bilden flachwellige Dünenzüge, die bis in eine Höhe oberhalb 2 m u. NN aufsteigen. Abgesehen von tiefer eingeschnittenen Flußrinnen wurde das ganze Talgebiet an der Wende Pleistozän/Altholozän von meist nur geringmächtigen Flugsanden überdeckt. Vereinzelt kam es auch zur Bildung flacher Dünen.

Der holozäne Meeresspiegelanstieg führte infolge der damit verbundenen Vorflutverschlechterung etwa ab Beginn des Atlantikums zur Bildung der ältesten Basistorfe (Bruchwaldtorfe), in die stellenweise noch Flugsande eingeweht sind. Vor 4000 v. Chr. kam es in den tiefsten Talabschnitten in einem Niveau unterhalb —6,5 bis —8 m NN zu den ersten Überflutungen und der Ablagerung sehr tonreicher brackisch-fluviatiler Sedimente (m1). Diese ältesten Schlicke werden in einer folgenden, praktisch überflutungsfreien Periode von relativ mächtigen Torfen überdeckt. Vor 3000 v. Chr. wurde das Gebiet er-

neut überflutet und brackisch-fluviatile Tone sowie — randlich — tonige Torfe bis in eine Höhe von etwa —4 m NN abgelagert (m2-Sedimente). Die nachfolgende Ruheperiode führte zur erneuten Niedermooorausbreitung. Die nach 2700 v. Chr. einsetzende 3. Überflutungsperiode (m3) überdeckte das Wesertal fast in der heutigen Ausdehnung der Marsch mit stärker brackischen, tonigen Absätzen, die bis zu dem heutigen Niveau von etwa —3 m NN reichen. Um 2000 v. Chr. waren diese Überflutungen wieder abgeklungen und hatten einer erneuten Niedermooortorfbildung Platz gemacht.

Um 1650 v. Chr. zeichnet sich der Beginn einer weiteren nachhaltigen Überflutung (jul-Periode) im oberen Brackwasserbereich ab, die gegen 1300 v. Chr. abgeschlossen ist. Das heutige obere Niveau dieser Auflandungen liegt zwischen 1,5—2,5 m unter NN. Das erneut verbreitete Torfwachstum wurde etwas nach 1200 v. Chr. durch weitere Überflutungen und Überschlückungen unterbrochen (ju2-Periode), die zur größten Verbreitung der Marsch in diesem Gebiet führten. Das obere Niveau dieser Ablagerungen liegt heute etwa zwischen $\pm$ NN und —1,5 m NN; stellenweise trifft man die Schlickoberfläche unter Torf erst bei —2 m NN an.

Die Auflandung der Uferwälle und Hinterländer war etwa 900—800 v. Chr. im wesentlichen beendet. In bzw. nach diesem Zeitabschnitt erfolgten grundlegende Verlagerungen der Flußrinnen. In den alten Flußrinnen fanden noch später Verlandungen statt. Die Marschoberfläche dieser Zeit war gekennzeichnet durch tiefreichende Bodenbildungsvorgänge (Durchlüftung, Gefügebildung, Verwitterung), die in diesem Ausmaß unter natürlichen Bedingungen weder vorher noch nachher wieder erreicht wurden. Es können annähernd die Durchlüftungstiefen festgestellt werden, wie sie bei der heutigen Marsch unter künstlicher Entwässerung und Vorfluthaltung eingetreten sind. Diese Beobachtungen gestatten die Annahme einer natürlichen Grundwasserabsenkung, d. h. einer gewissen Regressionsphase.

Datierungen von Torfschichten auf solchen Bodenbildungshorizonten können selbstverständlich nur den Beginn einer erneuten Überfeuchtung — als Vorbote der folgenden Überflutungen — anzeigen. Kennzeichnend für diese Periode ist weiterhin eine relativ starke Setzung und die Ausbildung ausgeprägter Inversionslandschaften. Auch diese Beobachtungen stützen die Annahme einer natürlichen Grundwasserabsenkung.

Während der bisherigen Überflutungsperioden war ständig ein Hauptweserlauf als wichtigster Sedimentanlieferer etwa durch die Mitte des Meßtischblattes Elsfleth — in Richtung NO verlaufend — vorhanden. Unwesentliche Inversionserscheinungen traten nur im Hinterland dieses Weserlaufes mit seinen kleineren Nebenrinnen auf (s. Abb. 1).

Um und nach etwa 800 v. Chr. verlandete der bisherige Hauptlauf bis auf eine kleine Restrinne. Zum wesentlichsten Sedimentanlieferer der folgenden Überflutungsperioden bildete sich ein bisheriger Nebenlauf im Gebiet der heutigen Weser aus. Der sich infolge seiner geringeren Setzung als Rücken hervorhebende verlandete Wasserlauf riegelte zunächst das östlich von ihm gelegene Gebiet vor den folgenden Überflutungen aus der Richtung des heutigen Weserlaufes ab und förderte somit die Vermoorung der geschützten Gebiete. Die Gründung von Flachsiedlungen im Raume Elsfleth ist nicht bekannt.

Datierungen der zwei folgenden Überflutungsperioden liegen z. Zt. im Raume Elsfleth noch nicht vor. Auf Grund von Untersuchungen in anderen Gebieten dürften sie etwa um 100—300 n. Chr. (jol) und 700—900 n. Chr. (jo2) stattgefunden haben. Sie führten nur zur Ablagerung relativ geringmächtiger Schlickschichten. 1362 erfolgten im Raume Elsfleth umfangreiche Einbrüche von der Weser her (Käseburg, Lienen), die nach Nordwesten hin sogar Verbindung mit dem Jadebusen hatten. Erst 1546 konnte das überflutete Gebiet wieder vollständig abgedeicht werden.

Im Raume Elsfleth konnte somit folgende zeitliche Gliederung der Überflutungsfolgen auf Grund von Radiokarbon-Datierungen (SCHNEEKLOTH & WENDT 1960) annähernd festgestellt werden (s. auch Abb. 1).

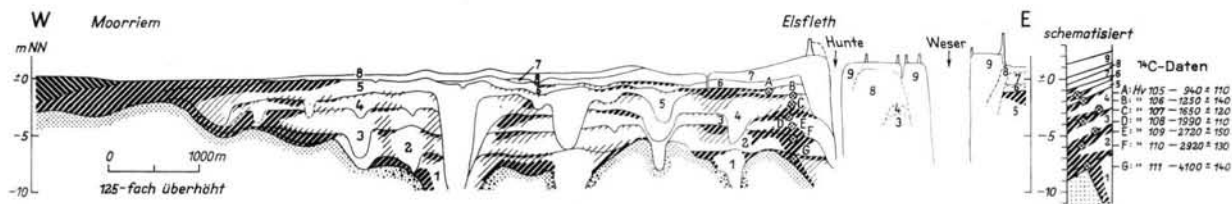


Abb. 1. Schnitt durch das Wesertal in Höhe Elsfleth. Alle Zeitangaben: v. Chr.

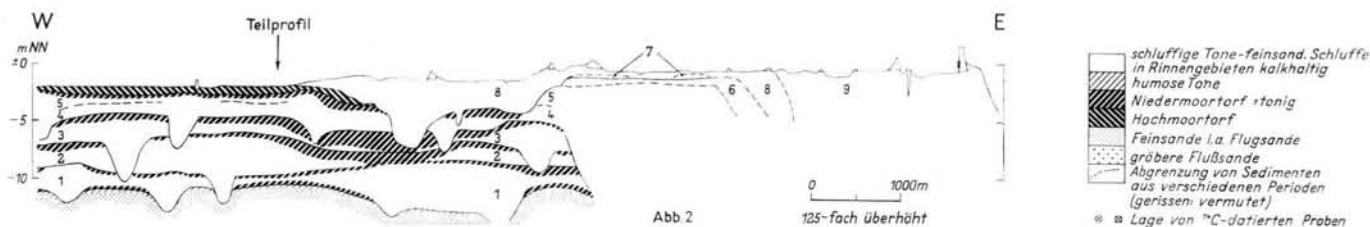


Abb. 2

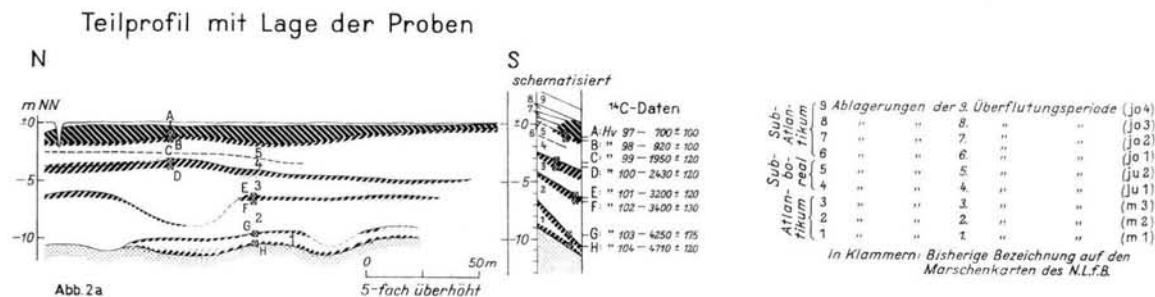


Abb. 2a

Abb. 2. Schnitt durch das Wesertal, 5,5 km südlich Nordenham. Alle Zeitangaben: v. Chr.

Überflutung lfd. Nr.	Bezeichnung der Überflutungsperioden	Zeitangabe		jetzige Höhenlage der jeweiligen Oberflächen während der Ruheperioden in m NN
		— = vor,	+ = nach Chr. Geb.	
1	m1	vor — 4000		— 6,5 bis — 7,5
2	m2	vor — 3000 bis etwa — 2800		— 4,0 bis — 5,0
3	m3	— 2700 bis — 2000		— 2,5 bis — 4,0
4	ju1	— 1700 bis — 1300		— 0,8 bis — 2,4
5	ju2	— 1200 bis — 800		± 0 bis — 1,5
Regressionsanzeichen				
6	jo1	(+ 100 bis + 300)		+ 0,4 bis — 1,0
7	jo2	(+ 700 bis + 900)		+ 1,0 bis — 0,5
8	jo3	+ 1362 bis + 1546		+ 1,4 bis + 0,1

Ein anderes nach der Radiokarbonmethode (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962) datiertes Profil (Abb. 2) liegt in einem brackischen Sedimentationsbereich auf Mtbl. Nordenham am Rande des mittelalterlichen Lockfleth-Einbruches und des westlich anschließenden Hochmoorgebietes, etwa 9 km südwestlich der Stadt Nordenham (3457890 R, 5923320 H).

Wie bei Elsflöth wurde auch dieses Profil an den Schnitt der bodenkundlich-geologischen Karte der Marschengebiete 1 : 25 000 Nordenham (Druck N.L.f.B. August 1961) angelehnt. Zur weiteren Sicherung wurden auf einer Entfernung von insgesamt 130 m 7 Bohrungen zusätzlich zu den vorhandenen niedergebracht. Jeder der 3 Probenahmepunkte wurde durch 5 Bohrungen auf engstem Raum abgesichert. Diese Sicherheitsvorkehrungen waren infolge der geologischen Situation dieses Raumes erforderlich.

Die umfangreichen Kartierarbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in der Wesermarsch gestatten die Verfolgung von alten Hauptweserläufen, die im frühen Holozän angelegt und einige Jahrhunderte vor der Zeitenwende verlandet waren, aus dem Raum knapp nordwestlich Bremens bis an den Südostrand des Jadebusens. Die bei dem Schnitt Elsflöth erwähnte Hauptweserrinne verzweigt sich knapp nördlich immer stärker und löst sich etwa in Höhe Rodenkirchen fächerartig in zahlreiche Einzelarme auf, die in Generalrichtung NNW im Gebiet des Sehestedter Außendeichmoores im heutigen Jadebusen verschwinden.

Der Probenentnahmepunkt liegt in diesem deltaartigen Gebiet, nahe an seinem Nordost-Rand. Es bestand hier die Aussicht, daß sich in diesem brackischen Verlandungsgebiet jeder Meeresspiegelanstieg durch starke Sedimentanlieferung deutlich kenntlich machte, ohne daß die Erosionsgefahr zu groß wurde, andererseits die starke Verlandungstendenz Stillstandsphasen des Meeresspiegelanstieges ebenfalls deutlich anzeigte. Das betrachtete Gebiet liegt in dem sich nördlich Elsflöth trichterförmig erweiternden Urstromtal der Weser. Über größeren Wesersanden und -kiesen stehen im allgemeinen nicht durchteufte Flugsande an. Die meist podsolierte Flugsandoberfläche liegt hier um —10 bis —11 m NN, abgesehen von tiefer eingeschnittenen Flußrinnen.

Vor und um 4700 v. Chr. führt der holozäne Meeresspiegelanstieg zu einem nachhaltigen Anstieg des Grundwassers und zur Bildung eines Bruchwaldtorfes (Basistorf) auf diesen podsolierten Flächen. Wahrscheinlich kurz danach beginnen die ersten flächenhaften Überflutungen (m1-Periode) und die Ablagerung eines teilweise kalkhaltigen Brackwassertones. Hierauf bildet sich gegen 4300 v. Chr. ein ± toniger Schilftorf aus. Diese Sedimente einschließlich des Schilftorfes befinden sich in dem engeren Untersuchungsgebiet in einer Höhenlage um —9,6 m NN, erreichen jedoch auf dem benachbarten Inversionsrücken eines Weserarmes die Höhe von etwa —6,5 m NN. Es kann somit festgestellt werden, daß der holozäne Meeresspiegelanstieg in einem Niveau um —10 m NN bereits vor 4700 v. Chr. zunächst die Bildung von Bruchwäldern auf den podsolierten Flugsandflächen des Weserurstromtales bewirkte. Danach kam es zu Überflutungen und Über-

schlickungen auch in höher liegenden Talabschnitten. Gegen 4300 v. Chr. klingt die regelmäßige Überflutung und Aufschlickung der Hinterländer ab, und es kommt hier zur weitflächigen Bildung von Schilftorfen. Die erste Phase der atlantischen Transgression war somit bereits vor 4000 v. Chr. abgeschlossen.

Aufgrund der Höhenlage der weniger von Setzungen beeinflussten Inversionsrücken könnte man annehmen, daß der mittlere Hochwasserstand etwa um —6 m NN gelegen hat. Ein Vergleich von Alter und Höhenlage der entsprechenden Ergebnisse von Elsfléth zeigt, daß die Übereinstimmung gut ist, der Elsfléther Raum jedoch nur von den letzten Ausläufern dieser Überflutungen (m1) betroffen wurde.

Die zweite Überflutungsphase (m2) dürfte in dem untersuchten Raum bald nach 4000 v. Chr. begonnen haben. Infolge der unterschiedlichen Setzung kommt es zu Rinnenverlagerungen. Es werden wieder brackische, zum Teil kalkhaltige tonige Schlicke abgelagert. Gegen 3400 v. Chr. setzt sich erneut eine allgemeine Verlandungstendenz und die verbreitete Bildung von Schilftorfen durch. Etwa um 3200 v. Chr. kam es zu einem ausgedehnten Wachstum von Seggentorfen. Nach den Höhenlagen von Uferwällen und Inversionsrücken dürfte der mittlere Hochwasserstand im Deltagebiet wie im Elsfléther Raum etwa —4 m NN erreicht haben.

Die in dem untersuchten Deltagebiet etwa um —3000 einsetzende 3. Überflutungsphase (m3) lagert erneut in dem ganzen Gebiet tonige, brackische, in den Rinnen kalkhaltige Sedimente ab. Sie klingt gegen 2400 v. Chr. aus. Auf den zunächst gebildeten Schilftorfen wachsen wiederum verbreitet Seggentorfe auf. Der Höhepunkt der hierdurch eingezeigten Ruheperiode dürfte gegen 1900 v. Chr. bereits überschritten sein. Die Auflandungen dieser m3-Überflutungsperiode erreichen auf Inversionsrücken die Höhe von —3 m NN. Da die zu dieser Periode gehörigen Rinnen mit ihrem weniger setzungsfähigen Material selbst auf älteren, stärker setzungsfähigen Tonen und Torfen liegen, müßte der mittlere Hochwasserstand dieser Zeit etwas höher, vielleicht um —2,5 m NN angenommen werden. Datierung und Höhenlage der Sedimente stimmen gut mit den Befunden bei Elsfléth überein.

Zu erwähnen wäre noch, daß in dieser Zeitperiode ein erster tiefer Vorstoß des vorgeschichtlichen Jadebusens im Südwesten des Deltagebietes bis etwa in Höhe Neustadt, 9 km westlich Brake, erfolgte. Ein zweiter, wesentlich ausgedehnterer mariner Einbruch erfolgte zu Beginn der vierten allgemeinen Überflutungsperiode (ju1) in der gleichen Richtung in das dort vorhandene Hochmoorgebiet. Die brackisch-marinen Jadebusensedimente dieses Vorstoßes sind bis in Höhe Colmar, etwa 7 km westlich Brake festzustellen. Diese weite Ausdehnung des Jadebusens nach Süden führte zu nachhaltigen Überflutungen des ganzen Deltagebietes während der 4. und 5. Überflutungsperiode (ju1 und ju2). Die Überflutungen (ju1) begannen hier bereits gegen 1900 v. Chr., während sie in etwa gleicher Höhe auf der östlichen Weserseite (Mtbl. Loxstedt) erst rund 100 Jahre später auftraten (mündl. Mitteilung H. D. LANG) und sich im Raum Elsfléth erst gegen 1650 v. Chr. auswirkten.

Die besonderen Umstände (zeitlich begrenzte Senkung oder evtl. auch Setzung tieferer Schichten), die in der Umgebung des vorgeschichtlichen Jadebusens vielleicht einen etwas früheren Beginn der eustatisch bedingten Überflutungen der jul-Periode verursachten, waren hier offenbar auch während der Ruhephase vor der nächsten Überflutungsperiode (ju2) wirksam. Es kam in einer Höhenlage um 1—2 m unter NN an den Ufern und den Hinterländern der Rinnen und des vorgeschichtlichen Jadebusens zwar zu ausgedehnten Verlandungserscheinungen und zur Bildung stark schilfdurchwurzelter Horizonte, jedoch nicht zur Verbreitung von Schilf-Seggentorfen wie in anderen Marschgebieten. Datierungen dieser besonders tonreichen schilfdurchwurzelter Horizonte liegen noch nicht vor. Aufgrund von Datierungen in anderen Gebieten kann jedoch mit einem gewissen Stillstand der Meeresspiegelbewegung etwa zwischen 1300 und 1100 v. Chr. gerechnet werden. Die

Höhenlage der Sedimente spricht für einen mittleren Hochwasserstand von etwas über -1 m NN während dieser 4. Überflutungsphase (ju1).

Die folgende 5. Überflutungsperiode (ju2) war die letzte in diesem Gebiet. Sie führte nach anfänglicher Ausdehnung (z. B. Überflutung von Weißtorfen am Rande des vorgeschichtlichen Jadebusens um 1000 v. Chr. lt. mündl. Mitteilung von FLEISCHMANN, SCHNEEKLOTH) zur vollständigen Verlandung des Deltagebietes und des vorgeschichtlichen Jadebusens bis in eine Höhenlage von etwa $\pm$ NN. Während dieser Periode bildet sich ein bereits früher angelegter östlicher Arm der Weser zu einer mächtigen Flußrinne aus, die sich unmittelbar westlich des Stadtgebietes von Nordenham in Richtung Nordosten erstreckt und dann am Geestrande des Landes Wursten entlang in das heutige Wattenmeer verläuft.

Die Verlandungserscheinungen im Deltagebiet setzen bereits — in einer Tiefe von $-1,4$ m NN — um 900 v. Chr. mit der Bildung abnehmend toniger Schilftorfe ein. Um 700 v. Chr. beginnt das Wachstum von Hochmooren, die die Verlandungsgebiete des vorgeschichtlichen Deltas und des angrenzenden Jadebusengebietes in der Folgezeit in großer Mächtigkeit überdecken. Gegen Ende dieser Periode finden auch umfangreiche Verlandungen in dem östlich gelegenen Gebiet der neuen Hauptweserrinne statt. Die Weser nimmt in etwa ihr heutiges Bett ein. Das westliche Weserufer verläuft über Elsfleth-Brake-Golzwarden-Rodenkirchen-Esensham-Ellwürden-Atens. Alle Flußrinnen westlich dieser Linie verlanden und heben sich in der Folgezeit als mehr oder weniger deutlich ausgebildete Inversionsrücken aus dem Gelände. Es bleibt lediglich ein Seitenarm erhalten, der in Höhe Ellwürden an Abbehausen vorbei in Richtung WNW verläuft (Ahne), und der am Westufer des heutigen Jadebusens noch einen Seitenfluß aus südwestlicher Richtung aufnimmt.

Auch im Gebiet der Osterstader Marsch, östlich des heutigen Weserlaufes, finden nach Mitteilung von H. D. LANG umfangreiche Verlandungen und Torfbildungen um 800 v. Chr. $\pm$ 80 statt.

Die höchsten Verlandungsschichten der 5. Überflutungsperiode (ju2) auf Uferwällen und Inversionsrücken liegen um $+0,5$ m NN. Der mittlere Hochwasserspiegel dieser Periode mag also in etwa in dieser Höhe gelegen haben. Allerdings ist die Höhenlage vergleichbarer Bildungen in seenahen und seeferneren Gebieten nun etwas stärker differenziert. Die Ursache könnte in einer seit 2000 v. Chr. bis zu dieser Zeit sich stärker entwickelnden Gezeitenbewegung liegen, durch die eine höhere Auflandung der seenäheren Gebiete ermöglicht wurde. Diese Frage, die vielleicht u. a. mit dem Kanaldurchbruch und dem Untergang der Doggerbank zusammenhängt, soll hier nicht näher untersucht werden.

Tiefer reichende Bodenbildungshorizonte auf Uferwällen und Inversionsrücken, starke Setzungserscheinungen und die Ausbildung ausgeprägter Inversionslandschaften sowie die Anlage von Flachsiedlungen auf den Rückengebieten deuten auch hier wieder auf eine nachhaltige Grundwasserabsenkung und damit auf eine mehrere Jahrhunderte lang andauernde Senkung des Meeresspiegels hin. Auch die ausgedehnte Hochmoorbildung auf dem verlandeten vorgeschichtlichen Jadebusen und dem Deltagebiet spricht hierfür, zumal die Hochmoorschichten z. T. fast unmittelbar auf dem nährstoffreichen Schlick anstehen. In verlandeten Hinterländern, also auch im rückwärtigen Teil des vorgeschichtlichen Jadebusens, müßte das Grundwasser infolge des Andrangs von Oberwasser natürlicherweise bis zu einem gewissen Grade steigen und damit zunächst ein Hochmoorwachstum unmöglich machen. Unter solchen Umständen bilden sich zunächst Niedermoorortorfe aus. Nur bei nachhaltiger Vorflutverbesserung könnte ein Sinken des Grundwassers und damit ein baldiges Hochmoorwachstum auf nährstoffreichen brackisch-marinen Schlickern ermöglicht werden. Eine natürliche Vorflutverbesserung in verlandeten Meeresbuchten ist jedoch nur bei einem deutlichen Absinken des Meeresspiegels denkbar.

Der Beginn der Flachsiedlungsperiode im 2. bis 3. Jahrhundert v. Chr. (s. HAARNAGEL 1950) dürfte in etwa mit dem Höhepunkt dieser Regressionsbewegung oder einer Zeit-

spanne kurz danach zusammenfallen. Erst nachdem große Teile der Marsch durch Setzung der jeweiligen Hinterlandgebiete „herausgehoben“ und damit von Oberwasser geschützt sowie durch Sinken des Meeresspiegels sturmflutsicher wurden, dürfte der Mensch der damaligen Zeit den Anreiz zu dem umwälzenden Schritt der dauernden Niederlassung in den Marschgebieten gefunden haben.

Der Beginn der 6. Überflutungsperiode (jo1), der ersten nach der erwähnten Regressionsbewegung, dürfte dann auch in etwa mit der Aufgabe der Flachsiedlungen bzw. dem Beginn der Wurtenbauperioden übereinstimmen. Der Zeitpunkt, an dem sich der Meeresspiegelanstieg an den verschiedenen Siedlungsorten nachhaltig bemerkbar machte, ist sicherlich unterschiedlich. Nach den vorliegenden siedlungsgeschichtlichen Unterlagen (s. HAARNAGEL 1950) ist mit dem Beginn dieser Überflutungsperiode im 1. bis 2. Jahrhundert n. Chr. zu rechnen.

Aufgrund einer C^{14} -Analyse treten nach Unterlagen von H. D. LANG (mündl. Mitteilung) auf der östlichen Weserseite auf dem Gebiet des Mtbl. Loxstedt flächenhafte Überflutungen von Niedermooren kurz nach 130 n. Chr. $\pm$ 80 auf. Im nördlichen Teil der Krumm-Hörn waren diese Überflutungen bereits um 200—250 n. Chr. wieder beendet (H. VOIGT 1961, Beiheft zur geol.-bodenkundlichen Karte 1 : 5000 Visquard). Die Mächtigkeit der Sedimente dieser Überflutungsperiode ist im allgemeinen nur gering. Ihre obersten Schichten liegen kaum höher als die der nächstälteren (ju2) Sedimente. In Anbetracht der möglichen Setzungen der älteren Schichten dürfte der Meeresspiegelanstieg dieser Periode (jo1) im wesentlichen die vorangegangene Regressionsbewegung wieder ausgeglichen haben und das Niveau der vorherigen Überflutungsperiode (ju2) nur wenig überschritten haben.

Die folgende 7. Überflutungsperiode (jo2) führt ebenfalls im allgemeinen nur zur Ablagerung einer geringmächtigen Sedimentschicht. Radiokarbondatierungen dieser Periode liegen noch nicht vor. Nach den Angaben einer Reihe von Autoren (z. B. BAKKER 1948, 1954, DECHEND 1956, DE SMET 1960) dürfte sie um 700 bis 900 n. Chr. stattgefunden haben. Das Niveau des mittleren Hochwasserspiegels wird auf etwa +1 m NN angestiegen sein. In der Folgezeit werden im ganzen Küstengebiet Deiche errichtet. Ihr Schutz reicht jedoch im allgemeinen gegen die Auswirkungen der 8. Übergangsperiode (jo3) im 12.—14. Jahrhundert n. Chr. nicht aus. Es kommt in dieser Zeitperiode fast im gesamten Nordsee-Küstengebiet zu katastrophenartigen Überflutungen und z. T. tiefen Meereseinbrüchen. Zweifellos kann für den katastrophenartigen Charakter dieser Überflutungen nicht nur ein plötzlicher Meeresspiegelanstieg verantwortlich gemacht werden. Die Deiche mit ihrer Stauwirkung auf die Flutwelle, die Setzungen durch die Deichauflast und die Entwässerungsmaßnahmen im Hinterland der Deiche, in vielen Gebieten auch der verbreitete Torfabbau dürften im Zusammenhang mit dem langsamen Meeresspiegelanstieg und vielleicht auch mit einer Periode größerer Sturmfluthäufigkeit das Ausmaß dieser mittelalterlichen Sturmflutkatastrophen verursacht haben.

Im Gebiet Nordenham stellt das Lockfleth den augenfälligsten Mereseinbruch aus dieser Periode dar (1362 n. Chr.). Er entstand im Zusammenhang mit der Neubildung des Jadebusens. Durch die Inversionssenke zwischen dem östlichen Hauptweserarm der 5. Überflutungsperiode (ju2) und dem erwähnten westlichen Deltagebiet erstreckt er sich bis tief nach Süden und hat unmittelbar südlich Brake Verbindung mit der Weser. Die Inversionssenke wird dabei tief ausgeräumt. Ihre Verlandung schreitet in der Folgezeit rasch fort. Das alte Siedlungsgebiet auf dem hochgelegenen westlichen Inversionsrücken wird nur wenig überflutet und mit geringmächtigen brackischen Sedimenten bedeckt. Das Hochmoor auf dem westlichen Deltagebiet wird randlich durch die darunter liegenden Inversionsrücken vor Erosion geschützt. Es wird jedoch aus der Richtung des ehemaligen Mündungsgebietes (NW) teilweise aufgearbeitet, eine Erscheinung, die heute noch am Sehestedter Außendeichsmoor zu verfolgen ist. In der Neuzeit (jo4-Periode) verlagert sich die Weser

endgültig in ihr heutiges Bett. In dieser Zeit verlandet z. B. das Stadtgebiet von Nordenham.

Zusammenfassend läßt sich somit im Raum Nordenham folgende zeitliche Gliederung von Überflutungsfolgen feststellen: (Radiokarbon-Datierungen SCHNEEKLOTH & WENDT 1962; in Klammern: Datierungen aus weiter entfernt liegenden Gebieten; Höhenangaben in Klammern nicht repräsentativ).

Überflutung lfd. Nr.	Bezeichnung der Überflutungsperioden	Zeitanangabe		jetzige Höhenlage der jeweiligen Oberflächen während der Ruheperioden in m NN	
		— = vor, + = nach Chr. Geb.			
1	m1	vor	—4700 bis —4250	—6,5	bis —10,5
2	m2		—4000 bis —3300	—4,0	bis — 6,4
3	m3		—3000 bis —2400	—3,0(—2,5)	bis — 4,2
4	ju1		—1900 bis(—1300)	(—1,0	bis — 2,0)
5	ju2		(—1200)bis — 900(—750)	+0,5	bis — 1,8
Regressionsanzeichen					
6	jo1		+ 100 bis(+ 200)	+0,7	bis — 0,6
7	jo2		(+ 700 bis + 900)	+1,0	bis + 0,6
8	jo3		+1362 bis +1600	+1,6	bis ± 0
9	jo4		+1600 bis heute	(+2,8)	bis + 1,2

Die Ergebnisse der Untersuchungen aus den Räumen Nordenham und Elsfleth westlich der Weser sowie die von H. D. LANG aus der Osterstader Marsch östlich der Weser stimmen so gut überein, daß eine einheitliche erdgeschichtliche Entwicklung des Unterwesergebietes als gesichert angesehen werden kann. Vorhandene örtliche Unterschiede (z. B. Lage der Sedimentationsräume zur See, Setzungen, eventuelle örtliche Senkungs-bewegungen) werden durch die Folgen von übergeordneten periodischen Meeresspiegelbewegungen überdeckt.

Es läßt sich aufgrund der umfangreichen Kartierarbeiten im gesamten niedersächsischen Küstenraum feststellen, daß offenbar der gleiche übergeordnete Einfluß — nämlich die periodische Meeresspiegelbewegung — überall einen vergleichbaren Schichtenaufbau des Marschenholozäns verursacht hat. So ergeben Untersuchungen von J. H. BENZLER (mündl. Mitteilung) im Unterelbegebiet (Raum Stade) folgende, noch nicht vollständigen Ergebnisse aufgrund von Radiokarbon-Datierungen (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962):

- 1) Verlandung und Torfbildung nach der 2. Überflutungsperiode (m2) Torf um —4,9 m NN: —2890 ± 100 (Hv 30/31)
- 2) Verlandung und Torfbildung nach der 3. Überflutungsperiode (m3) Torf um —3,4 m NN: —2250 ± 90 (Hv 27)
- 3) Verlandung und Torfbildung nach der 4. Überflutungsperiode (ju1) Torf um —1,4 m NN: —1110 ± 90 (Hv 28)
- 4) Torfbildung nach Ende der 5. Überflutungsperiode unter jüngerem Schlick (ju2) Torf um —0,5 m NN: —750 ± 90 (Hv 26).

Soweit also Datierungen vorliegen, stimmen diese im Alter und Höhenlage praktisch vollständig mit denen aus dem Weserraum überein.

Im Raum Jever i. O. fand DECHEND (1956) die Absätze von 5 Überflutungsperioden (Decken). Die Schichtenfolge und die Höhenlage der Verlandungsschichten stimmen mit denen der übrigen Gebiete überein. Bei der Höhenlage des Geestuntergrundes fehlen hier die drei ältesten Überflutungsfolgen. Den Beginn der Sedimentanlieferung legt DECHEND auf einen Zeitraum kurz nach 2000 v. Chr. (u1). Dies stimmt gut mit den Befunden aus anderen Gebieten überein (4. Überflutungsperiode ju1). Das Ende dieser Periode muß heute jedoch vor 1000 v. Chr. angenommen werden. Auch das Ende der folgenden (5.) Überflutungsperiode (u2 nach DECHEND) müßte einige Jahrhunderte vor Beginn der Besiedlung der neu entstandenen Marsch angesetzt werden. Die von DECHEND herangezoge-

nen Datierungen H. SCHROLLERS (1933) der Flachsiedlungen Förrisdorf und Zissenhausen (Mtbl. Hohenkirchen) — Siedlungsdauer etwa 50 vor bis 100 nach Chr. — können kaum zur Bestimmung des Abschlusses der 5. Überflutungsperiode (ju2) herangezogen werden. Sie dürften jedoch den Beginn der ersten Überflutungen der 6. Überflutungsperiode (jo1) um 100 n. Chr. anzeigen.

Bei vergleichbarem Schichtenaufbau des Marschenholozäns gestatten die Befunde von DECHEND somit auch die Annahme eines um einige Jahrhunderte höheren Alters der zwei untersten Sedimentfolgen (u1 und u2-Decke nach DECHEND). Es kann also auch in diesem Gebiet ein mit den bisher betrachteten Gebieten altersmäßig vergleichbarer Holozän-aufbau festgestellt werden.

In den westlich anschließenden Marschgebieten bis in Höhe Norden herrscht nach den bisherigen Kartielergebnissen bei relativ hoch anstehendem Geestuntergrund ein ähnlicher Aufbau des Holozäns vor. Ablagerungen der ersten 3 Überflutungsperioden (m 1—m3) treten nur vereinzelt in tiefer in den Geestuntergrund eingeschnittenen Rinnen auf, z. B. im Gebiet der (verlandeten) Harlebucht.

Nach sehr exakten Untersuchungen von U. GROHNE (1957) lassen sich pollenanalytisch die ersten Überflutungen im Gebiet des Baltrumer Wattes am Anfang des Atlantikums, etwa zwischen 4—5000 v. Chr., nachweisen. Es wäre somit eine Altersgleichheit mit den ersten Überflutungen des Weserraumes (m1) gegeben. Nach der gleichen Autorin finden die ersten Überflutungen in den tiefsten Talabschnitten der (verlandeten) Hilgenrider Bucht im mittleren Atlantikum etwa vor 4000 v. Chr. statt. Dies würde der zweiten Überflutungsphase (m2) des Wesergebietes entsprechen. Gegen Mitte des Subboreals lassen sich hier heftige Überflutungen feststellen, die somit altersmäßig mit der 4. Überflutungsperiode (ju1) des Weserraumes gleichgesetzt werden können. Ob das hier von U. GROHNE festgestellte, aber nicht datierte zeitweise Aussetzen der Überflutungen mit der in den anderen Gebieten auftretenden Überflutungsperiodik zeitgleich ist, kann vor Abschluß der z. Zt. laufenden Kartierarbeiten und weiterer Untersuchungen in diesem Raum nicht entschieden werden. Es dürfte allerdings wahrscheinlich sein.

Im Gebiet des Juister Wattes (U. GROHNE 1957) und der Westermarsch (westlich der Geestauftragung von Norden) scheint die Transgression der dort aufgewachsenen Hochmoore erst sehr spät — um Chr. Geburt — erfolgt zu sein. Sichere Datierungen des Transgressionskontaktes aus diesem Raum scheinen sehr schwierig zu sein, da die Torfoberfläche oft natürlich oder künstlich (vielleicht Salztorfgewinnung lt. RUYTER, mündl. Mitteilung) abgetragen ist. J. L. RUYTER fand bei Kartierarbeiten auf Mtbl. Westermarsch neben den jüngsten Ablagerungen (jo4) die Sedimente dreier Ablagerungsperioden über dem erwähnten Hochmoortorf, die vermutlich erst nach Chr. Geb. entstanden sind (jo1-3).

Zur mittleren Krumm-Hörn hin fällt dann der Geestuntergrund stark ab (Urstromtal der Ems). Hier sind auch wieder die Ablagerungen der ältesten Überflutungsperioden (m1-m3) anzutreffen. Der Aufbau der holozänen Schichten entspricht dem der Wesermarsch. Im südlichen Teil der Krumm-Hörn sind dagegen bei gleichen Höhenlagen des pleistozänen Untergrundes diese alten Sedimente nicht mehr oder nur zum Teil zur Ablagerung gekommen. Mehrere Gründe — u. a. auch die tiefe Lage der in diesem Raum bislang angetroffenen Siedlungshorizonte (s. HAARNAGEL 1950) — sprechen für eine örtlich und zeitlich begrenzte Senkung dieses Gebietes. Auf diese Fragen soll in einer gesonderten Veröffentlichung noch Stellung genommen werden. Diese vermutete Senkungsbewegung dürfte auch die Ursache für das Fehlen von deutlichen Regressionsanzeichen im Gebiet der Krumm-Hörn sein. Mehr oder weniger gut ausgebildete Bodenbildungshorizonte aus dieser Periode (einige Jahrhunderte vor Beginn unserer Zeitrechnung) weisen jedoch darauf hin, daß die Senkungsbewegung gegenüber der Meeresspiegelbewegung doch nur von untergeordneter Bedeutung war.

Im Gebiet der unteren Ems ist wieder ein ungestörter — d. h. mit den anderen niedersächsischen Marschengebieten vergleichbarer — Aufbau der holozänen Schichten zu verzeichnen.

Im benachbarten niederländischen Dollartgebiet stellte L. A. H. DE SMET (1960) folgende grundsätzliche Holozänentwicklung fest: Die ersten Überflutungen finden Ende Atlantikum bis Anfang Subboreal statt (früh-subborealer Ton) und werden dann verbreitet von Torf überdeckt. Nach Alter und Höhenlagen (es sind leider nur Höhen unter Gelände angegeben) der Verlandungsschichten können diese Überflutungen mit denen der 3. Überflutungsperiode (m3) in Niedersachsen gleichgestellt werden. Weitere jüngere Tonablagerungen finden offenbar im Subboreal statt. Das Ende dieser Tonablagerungen um 1—2 m unter Gelände wird gegen Ende Subboreal angenommen. Mit gewisser Vorsicht könnten diese Überflutungen der 4. Überflutungsperiode (ju1) in Niedersachsen gleichgestellt werden. Auch diese Sedimente wurden verbreitet von Torf überdeckt. Weitere Tone werden zu Beginn des Subatlantikums abgelagert (prä-römischer Ton und Emston). Es dürfte sich hierbei um Ablagerungen handeln, die mit denen der 5. Überflutungsperiode (ju2) Niedersachsens gleichgesetzt werden können. Diese Tone stehen in Oberflächennähe an und sind von jüngeren Bildungen zum Teil durch eine humose Schicht (vermutlich grobenteils humoser Bodenbildungshorizont = Humusdwog) getrennt.

Meereseinbrüche mit der Ablagerung sog. Grodentones (kalkhaltige ± schluffige marine Tone) fanden in dem Dollartgebiet zwischen 0—300 n. Chr. statt. Diese Einbrüche können unschwer mit der 6. Überflutungsperiode (jo1) in Niedersachsen gleichgesetzt werden. Knickton als brackische Fazies kann an sich zu allen Zeiten abgelagert werden. DE SMET datiert die Ablagerung solcher Tone im Dollartgebiet auf die Zeit zwischen 300 und 800 n. Chr. Das Ende dieses Sedimentationsabschnittes entspricht dem Ende der 7. Überflutungsperiode (jo2) in Niedersachsen. Die Ablagerung des sog. mittelalterlichen und des Dollart-Tones kann mit der 8. und 9. Überflutungsperiode Niedersachsens (jo3 und jo4) parallelisiert werden. Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß die holozäne Entwicklung des niederländischen Randgebietes des Dollart und der Ems generell mit der Niedersachsens vergleichbar ist.

In Nord-Holland und dem Zuiderseegebiet unterscheiden L. J. PONS & A. G. WIGGERS (1960) eine Reihe von Ablagerungen, die aufgrund der von den Autoren angeführten C¹⁴-Daten und der Höhenlage der Sedimente ebenfalls mit denen im niedersächsischen Küstengebiet verglichen werden können. So werden die sog. Starnmeer-Absätze und die Ablagerung des Tones vom Pampus auf die Zeit von 4500—4000 v. Chr. datiert. Dieses Alter und die beobachteten Höhenlagen der Verlandungsschichten dieser Sedimente um —8 bis —9 m NAP lassen sich mit dem der 1. Überflutungsperiode (m1) Niedersachsens gleichsetzen. Die Watergrafsmeer-Absätze, die etwa zwischen 3900 und 3200 v. Chr. bis auf eine Höhe um —6,5 m NAP und die Beemster-Ablagerungen, die vor 2740 v. Chr. bis etwa —5,7 m NAP aufgelandet waren, können mit den Sedimenten der 2. Überflutungsperiode (m2) Niedersachsens gleichgesetzt werden. Die Wieringermeer-Ablagerungen, die etwa zwischen 2900 und 2200 v. Chr. bis auf etwa —3,5 m NAP auflandeten, dürften denen der 3. Überflutungsperiode (m3) Niedersachsens entsprechen. Bei den westfriesischen Ablagerungen werden in dem behandelten Gebiet zwei Stufen unterschieden. Die Sedimentation begann um —2000 und endete 1250 v. Chr. in einer Höhenlage um —1 bis —2 m NAP. Nach Alter und Höhenlage lassen sich diese Ablagerungen mit denen der 4. Überflutungsperiode (ju1) Niedersachsens vergleichen.

Auch bei den nächstjüngeren, prä-römischen Ablagerungen werden zwei Stufen unterschieden. Die Oberfläche dieser Sedimente liegt zwischen ±0 und —1,3 m NAP. Das Alter der ersten Stufe dieser Ablagerungen steht noch nicht fest. Die Autoren nehmen an, daß die Sedimentation nach 1200 v. Chr. bis etwa 300 v. Chr. andauerte. Auch für die zweite Stufe liegen keine direkten Datierungen vor. Die offensichtlich aus einer Rinne oder einem

Wattgebiet in einer Tiefe von $-6,5$ bis $-3,2$ m NAP stammenden Muscheln (Tunnelpunkt Velsen), die nach C^{14} -Datierungen ein Alter zwischen 465 bis 240 v. Chr. aufweisen, können nur Aussagen über den Verlandungsstand der Rinne oder des Wattgebietes selbst machen. Da in einer offenen, nicht durch Deiche geschützten Landschaft auch in einer Ruhe-, ja sogar in einer Regressionsperiode tiefer eingeschnittene Rinnen vorhanden sind, können nur Datierungen aus den Verlandungsschichten der Rinnenhinterländer das Ende einer allgemeinen Überflutungsperiode angeben.

Auch die aufgeführten Datierungen von Scherbenfunden von 500—100 v. Chr. gestatten nur Aussagen über die Besiedlung der nach Rückgang der Überflutungen neu entstandenen Marsch. Die vorläufige Annahme der Autoren, daß diese Überflutungen etwa zwischen -300 und ± 0 unserer Zeitrechnung stattgefunden haben, bedarf somit einer weiteren Überprüfung. Die angeführten Befunde, besonders die Scherbenatierungen gestatten ohne weiteres die Annahme eines wesentlich früheren Ablaufes dieser Überflutungsperiode. Die Höhenlage der Schichtoberfläche zwischen ± 0 und $-1,3$ m NN entspricht der der Sedimente der 5. Überflutungsperiode (ju2) Niedersachsens.

Aufgrund vergleichender Untersuchungen und Literaturstudien werden in der Zeit nach Chr. Geb. 4 weitere Transgressionsphasen unterschieden:

1. Spät-Römische und Früh-Merowingische Phase (250—500 n. Chr.)
2. Ottonische Phase (850—1000 n. Chr.)
3. Spät-Mittelalterliche Phase (1200—1500—1600 n. Chr.)
4. Moderne Phase (ab 1700—1800 n. Chr.) .

Für die Datierungen werden vor allem Siedlungsbefunde herangezogen.

Auch in Niedersachsen werden aufgrund der Sedimentgliederung 4 Überflutungsfolgen n. Chr. unterschieden (jo1-4). Der Beginn der ersten dieser Phasen (jo1) wird auf etwa 100 n. Chr. datiert. Die Datierungen des Endes dieser Phase und des Ablaufes der zweiten Phase (jo2) sind in Niedersachsen noch so lückenhaft, daß sich hier vorerst keine weiteren Vergleiche ziehen lassen. Die mittelalterliche (jo3) und die moderne (jo4) Phase sind wieder zeitgleich.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß sich die Ergebnisse von PONS und WIGGERS zeitlich wie höhenlagemäßig sehr gut in die in Niedersachsen beobachtete Transgressionsperiodik einpassen lassen.

J. D. DE JONG führte 1960 eine grundsätzliche Gliederung der holozänen Sedimente im Gebiet der Nord- und Südholländischen Küste durch. Dieser Autor faßt unter den Calais-Ablagerungen früh-atlantische, spät-atlantische und früh-subboreale Gezeitenablagerungen zusammen. Diese Dreigliederung der Ablagerungen vor etwa 2000 v. Chr. läßt sich mit der in Niedersachsen (m1—m3) gut in Übereinstimmung bringen. Auch die Einschaltung von zwei Gezeitenablagerungen in den sog. Holland- oder oberen Torf (bzw. Holland-Schichten) nach -2000 bis ± 0 unserer Zeitenrechnung (spät-subboreale und früh-subatlantische Gezeitenablagerungen) stimmt mit dem entsprechenden Holozänaufbau in Niedersachsen (ju1, ju2) überein. Zur Datierung des Endes des zweiten Abschnittes dieser Periode wurden offenbar die gleichen Unterlagen benutzt, wie sie PONS & WIGGERS (1960) zugrunde legten. Es ergeben sich somit in dieser Frage keine weiteren Gesichtspunkte. Die folgenden nach Chr. Geb. abgelagerten marinen Sedimente werden von DE JONG nicht weiter untergliedert. Es läßt sich zusammenfassend auch hier wieder feststellen, daß die Gliederung und Subgliederung der vor Chr. Geb. abgelagerten holozänen Sedimente durch DE JONG gut mit den entsprechenden Untersuchungsergebnissen in Niedersachsen übereinstimmen.

In Abbildung 3 sind die Angaben der angeführten Autoren über das Alter der verschiedenen Überflutungsfolgen (z. T. auch als Transgressionen bezeichnet) zusammenfassend dargestellt.

statische Bewegungen hinzukommen können, sowie an weltweite glazialeustatische Anstiegsbewegungen des Meeresspiegels zu denken. Von untergeordneter Bedeutung dürften dagegen salztektonische Vorgänge sein, wenn sie auch bei der Deutung örtlicher Erscheinungen (z. B. der stärkeren Senkung der südlichen Krumm-Hörn) von Interesse sind. Mehr in Richtung einer Verstärkung vorhandener Tendenzen wirken sich Veränderungen der Gezeitenbewegung aus. So können z. B. der Kanaldurchbruch und der Untergang der Doggerbank — wie bereits erwähnt — infolge Erhöhung des mittleren Hochwasserstandes einen stärkeren Meeresspiegelanstieg vortäuschen als es der Ursache dieser Erscheinungen — ebenfalls einem relativen Meeresspiegelanstieg — entspricht.

In ähnlicher Richtung könnten auch langfristige Klimaveränderungen wirken. So kann z. B. eine erhöhte Sturmfluthäufigkeit in gewissen Grenzen ebenfalls eine stärkere Erhöhung des Meeresspiegels vortäuschen, als es z. B. den großklimatisch bedingten glazialeustatischen Meeresspiegelbewegungen entspricht. Neben einer Reihe weiterer, aber sicherlich untergeordneter Faktoren spielt der Mensch in neuester Zeit eine zunehmende Rolle, z. B. durch Deichbauten, Fahrtrinnenvertiefungen, Entwässerung, Torfabbau u. a.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung für die Beurteilung relativer Meeresspiegelschwankungen ist ferner die Eigensetzung der Sedimente. Sie ist bei Torfen besonders groß, jedoch auch bei Schlickern erheblich. Der Tongehalt (festgestellt bei maximaler Dispergierung), die Salinität der Ablagerungsräume (zunehmender Wassergehalt mit zunehmender Salinität bei gleichem Tongehalt), der Einfluß von Bodenbildungsvorgängen auf jeweils oberflächennahen Schichten, die Auflast und das Alter der Sedimente spielen dabei eine wesentliche Rolle. Eine befriedigend genaue Berechnung der Setzung in verschiedenen Zeitabschnitten unter Berücksichtigung aller wesentlicher Faktoren erscheint m. E. heute noch nicht möglich. Die zu beobachtenden Höhendifferenzen zwischen Inversionsrücken und -senken liegen zwischen 1—2 m. Bei den jeweils älteren Schichten sind die Differenzbeträge höher, wohl infolge der höheren Auflast und der längeren Setzungsdauer. Diese Differenzbeträge geben das Mindestmaß der Setzung der jeweiligen Hinterländer an. Da auch die Verlandungsschichten der Inversionsrücken einen zunehmenden Tongehalt aufweisen, ist bei ihnen ebenfalls mit merklichen Setzungen zu rechnen.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß eine ganze Reihe von Faktoren unbekannter Größenordnung z. B. die Zeit-Höhenlage eines Beobachtungspunktes beeinflusst haben. Versuche, die Größenordnung einer Komponente aus dieser Gleichung mit vielen Unbekannten zu errechnen, können nur zu hypothetischen Annäherungswerten führen, die nicht überbewertet werden sollten. Die in die Gleichung eingeführten „bekannten“ Größen sind nämlich mit ähnlichen Unsicherheiten behaftet. Wie bereits erwähnt, dürfte die Zeit-Höhenlage eines Beobachtungspunktes in erster Linie von glazialeustatischen und epirogenen einschließlich eisisostatischen Bewegungen beeinflusst sein, wobei noch mit stärkeren Setzungsbewegungen der Sedimente zu rechnen ist.

Interessante Versuche, die glazial-eustatische Vorgänge auszuschließen, hat erstmals P. WOLDSTEDT (1952) unternommen. Weiterhin haben sich u. a. damit W. DECHEND (1954, 1961) und Ph. H. KUENEN (1954) beschäftigt. Die Autoren schließen aus dem Höhenvergleich interglazialer Meereshochstände mit den in tektonisch ruhigen Gebieten gelegenen vergleichbaren Meeresterrassen auf das Ausmaß der tektonischen Bewegung des südlichen Nordseegebietes. Diese Berechnungsversuche enthalten naturgemäß eine Reihe von Unsicherheiten, so z. B. die Frage, ob die Meeresterrassen unverändert und altersmäßig mit den Absätzen des Holstein- bzw. Eem-Meeres vergleichbar sind, und inwieweit die in nur wenigen Bohrungen festgestellte Höhenlage der interglazialen Ablagerungen die damaligen Meereshochstände repräsentieren. Weiterhin gehen Unsicherheiten der absoluten Altersbestimmung der Interglaziale stark in die Berechnung ein. DECHEND nahm 1954 eine tektonische Senkung von 2,2 — 2,4 cm pro Jahrhundert seit dem Elster-Saale-

Interglazial bis heute und eine solche von 2,3 — 3,2 cm pro Jahrhundert seit dem Saale-Weichsel-Interglazial an. Unter Berücksichtigung eines früher zu hoch angesetzten absoluten Alters der beiden Interglaziale setzte er 1961 das Mittel des tektonischen Senkungsbetrages von $2-2\frac{1}{2}$ auf 4—5 cm/100 Jahre herauf. Aus Angaben von H. GRAUL (1959) läßt sich für Holland und Ostfriesland eine epirogene Senkung von 1,7—2 cm pro Jahrhundert für die letzten 75 000 Jahre errechnen.

Die Angaben über die durchschnittlichen epirogenen und eisisostatischen Senkungsbeträge pro Jahrhundert geben noch keinen Anhalt für den zeitlichen Ablauf dieser Bewegungen. Wahrscheinlicher als eine gleichmäßige oder gar eine zur Jetztzeit zunehmende Senkung ist ein Abklingen dieser Bewegungen im Holozän. Die Angaben von W. DECHEND (1961) über Senkungsbeträge von 4—5 cm pro Jahrhundert müssen daher als absolutes Höchstmaß angesehen werden, wenn man die Auswirkung dieses Faktors auf die holozäne Meerestransgression abschätzen will. Wesentlich geringere Senkungsbeträge für die letzten Jahrhunderte sind sehr viel wahrscheinlicher. E. DITTMER (1960) hält sogar eine nennenswerte Senkung der (nordfriesischen) Nordseeküste während der Nacheiszeit für völlig ausgeschlossen.

Durch Radiocarbon-Datierungen eröffnen sich nun Möglichkeiten, den Ablauf der postglazialen Transgression an allen Küsten der Erde recht genau festzustellen. Wenn es durch solche weltweiten Messungen gelingt, den Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges festzulegen, könnten andererseits auch die Ausmaße lokaler Tektonik und isostatische Bewegungen erkannt werden. Die postglaziale (flandrische) Transgression könnte somit nach H. GODWIN (zit. nach GRAUL 1959) ein Weltstandard werden.

Das erste Zeit-Höhen-Diagramm der positiven Küstenverschiebung Nordhollands aufgrund von C^{14} -Datierungen wurde 1954 von Hl. DE VRIES & G. W. BARENDSEN veröffentlicht. Es ergeben sich folgende Werte für den relativen Anstieg des Meeresspiegels:

seit 7—8 000 Jahren rund	16 m
seit 5 400 Jahren rund	9 m
seit 4 500 Jahren rund	6,5 m
seit 2 500 Jahren rund	3,5 m.

Aufgrund entsprechender Untersuchungen am Tunnelpunkt Velsen (Nordholland) und unter Berücksichtigung der nachträglichen Schichtsetzungen versucht 1954 L. M. J. U. VAN STRATEN ebenfalls den Verlauf des postglazialen Meeresspiegelanstieges zu rekonstruieren.

Während F. P. SHEPARD & H. E. SUESS (1956) bereits 34 C^{14} -Daten aus 4 verschiedenen Gebieten der Erde einer entsprechenden Auswertung unterzogen, verwendeten H. GODWIN, R. P. SUGGATE & E. H. WILLIS (1958) nur 19 Daten, allerdings aus 7 verschiedenen Weltgebieten. Diese letztgenannten Autoren verzichteten auf die Ergebnisse senkungsgefährdeter Gebiete, darunter auch auf die in den Niederlanden gewonnenen. Für das südliche Nordseebecken hielten sie eine Senkungsbewegung von rund 10 m im Postglazial für möglich. Wie bereits erwähnt, scheinen solche Annahmen entschieden zu hoch gegriffen zu sein.

Nach H. GRAUL (1959) sollte nun nicht eine beliebig unvollständige, sondern eine möglichst vollständige Liste von Messungen aus den verschiedensten Küsten- und Schelfgebieten zusammengestellt werden. Dieser Autor hat dann auch 80 C^{14} -Daten aus verschiedenen Gebieten der Erde zusammengestellt. Aus dem gleichsinnigen Verlauf der Zeit-Höhenlinien aus Nordholland und dem Schelfgebiet des Golfes von Mexiko schließt er auf den überwiegenden Einfluß eines glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges. 81% aller verwendeten Proben lagen so dicht zusammen, daß aus ihnen eine brauchbare Mittelwertslinie des Verlaufes der Holozäntransgression errechnet werden konnte.

Es ergaben sich folgende Abschnitte des Transgressionsverlaufes:

- a) besonders steiler Meeresspiegelanstieg zwischen 10500 und 8500 Jahren v. h.
Anstiegsbetrag bis 175 cm/100 Jahre,
- b) stark verflachter Verlauf zwischen 8500 und 6500 Jahren v. h.
- c) steiler Anstieg zwischen 6500 und 5500 Jahren v. h.
Anstiegsbetrag etwa 75 cm in 100 Jahren
- d) allmähliche Verflachung zwischen 5500 und 4000 Jahren v. h.
- e) sehr flach, z. T. sogar rückläufig zwischen 4000 und 1000 Jahren v. h.
- f) neuerliche Versteilung seit 1000 Jahren.

Da der Ablauf der postglazialen Transgression ein genauer Spiegel des Eishaushaltes der Erde sein muß, hat H. GRAUL (1959) noch eine Reihe von Datierungen zur Frage der klimatischen und glazialgeologischen Entwicklung in Nord-Amerika und Europa zusammengetragen. Er stellt eine vorzügliche Deckung zwischen dieser Entwicklung und dem Transgressionsverlauf fest.

Im folgenden soll nun versucht werden, durch Verwendung weiterer C^{14} -Daten und Einbeziehung von Kartierungsergebnissen ein genaueres Bild des Transgressionsverlaufes an der südlichen Nordseeküste zu gewinnen (s. Abb. 4). Es wurden insgesamt 57 Radiokarbondatierungen verwertet. 31 Daten stammen aus dem niederländischen C^{14} -Laboratorium in Groningen, 26 aus dem Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (SCHNEEKLOTH & WENDT 1962). Zehn der niederländischen Ergebnisse sind neueren Datums und der Arbeit von PONS & WIGGERS (1960) entnommen.

Die methodisch bedingten Fehlerschwankungen der Altersdatierungen liegen im allgemeinen um ± 100 bis ± 150 Jahre und betragen maximal bis ± 250 Jahre. Bei Verwendung von Daten aus tiefer liegenden Basistorfen muß zusätzlich damit gerechnet werden, daß ein zu hohes Alter des Wachstumsendes bzw. Überflutungsbeginn vorgetäuscht wird. Der Beginn und das Ende des Pflanzenwachstums in solchen Schichten können zeitlich besonders weit auseinanderliegen, während durch die meist starke Pressung unter der hohen Auflast die zeitlich weit auseinanderliegenden Bestandteile räumlich dicht aneinanderrücken und in einer Probe erfaßt werden. Weiterhin ist mit Lagerungsstörungen durch den hohen Druck und mit Infiltrationen wesentlich älterer C-Verbindungen zu rechnen.

Die größten Fehlermöglichkeiten bei der Konstruktion von Zeit-Höhen-Diagrammen bestehen in der Einschätzung der jeweiligen Meeresspiegelhöhen. Abgesehen von Verlagerungen des datierten Materials muß allgemein mit starken Setzungen der Schichten gerechnet werden. Es wurde daher bei der Darstellung in Abbildung 4 folgendermaßen verfahren:

Zeit-höhenmäßig zusammengehörige Torfschichten wurden miteinander verbunden (eng schraffierte Felder). Infolge Setzungen sowie vermutlich zu vernachlässigenden epigenen Senkungsbewegungen konnten die eingetragenen Zeit-Höhenpunkte nur tiefer, auf keinen Fall jedoch höher als der zugehörige mittlere Hochwasserspiegel liegen. Als Höhenmarken wurden dazu die Höhenlagen der jeweilig zugehörigen Inversionsrücken eingetragen und zu einer Zeit-Höhenlinie verbunden (durchgezogene Linie). Unter der Voraussetzung, daß die Inversionsrücken selbst keiner Setzung unterworfen waren, muß der mittlere Hochwasserstand einer Überflutungsperiode mindestens das Niveau dieser Hochgebiete mit wenig setzungsfähigem Untergrund erreicht haben. Weiterhin wurde noch die mutmaßliche Setzung dieser Hochgebiete durch Einbeziehung der Höhendifferenz zwischen Inversionsrücken und Inversionssenken sowie der jeweiligen Oberflächen- und Untergrundbeschaffenheit (Mächtigkeit von Torfschichten, Tongehalt) berücksichtigt und eingetragen (gestrichelte Linie; eine genauere Setzungsberechnung ist m. E. zur Zeit leider noch nicht möglich).

Als Schichtgrenzen wurden die jeweils festländischsten Horizonte genommen, so z. B. bei der Folge: abnehmend toniger Schilftorf-Seggentorf — zunehmend toniger Schilftorf, der stärkste Zersetzungshorizont im Seggentorf, oder bei der Folge: zunehmend toniger Schlick — humoser oder ehemals humoser Bodenbildungshorizont (Humusdwog), abnehmend toniger Schlick, die Obergrenze des Bodenbildungshorizontes. Durch die umfangreichen Arbeiten der Marschenkartierung des Niedersächsischen Landesamtes für

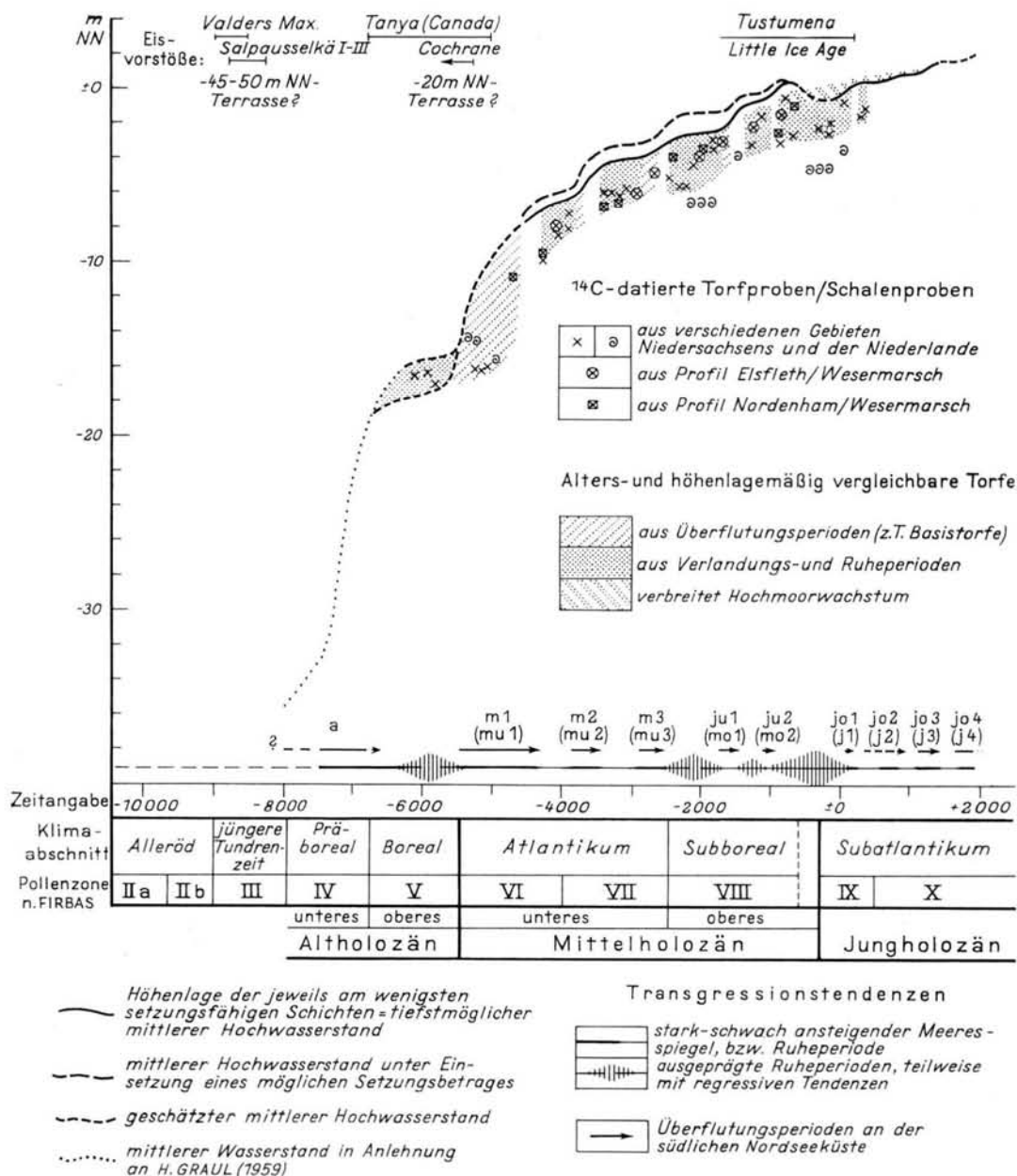


Abb. 4. Der Transgressionsablauf an der südlichen Nordseeküste.

Bodenforschung sind die verwendeten Höhenmarken hinreichend genau gesichert. Die angegebene Zeit-Höhenlinie gibt somit nicht mittlere Meeresspiegelhöhen, sondern den mittleren Hochwasserstand an, bis zu dem in etwa mit einer Sedimentation zu rechnen ist. Im unteren Abschnitt der Kurve wird dieser mittlere Hochwasserstand nicht wesentlich von dem mittleren Wasserstand abweichen. Mit der Herausbildung einer stärkeren Gezeitenbewegung nach 2000 v. Chr. sind jedoch etwas stärkere Differenzen denkbar.

Die Unsicherheiten der angegebenen Zeit-Höhen-Kurve des Meeresspiegelanstiegs liegen somit — neben der immer noch zu geringen Datendichte — in erster Linie in dem angenommenen Setzungsmaß und in zweiter Linie in Unterschieden der Gezeitenbewegung.

Aus den Darstellungen in Abb. 4 und Tab. 1 ergibt sich folgender Verlauf der postglazialen Meerestransgression für die südliche Nordseeküste: Der erste — vermutlich steile — Anstieg des Meeresspiegels (s. GRAUL 1959) im Spätglazial, Präboreal und Boreal erreicht noch nicht unser heutiges Küstengebiet. Nach GRAUL tritt ab etwa 7500 v. Chr. eine zunehmende Verlangsamung der Transgression ein, die gegen 5500 vielleicht sogar zu einer Regression führte. Dieser Transgressionsverzögerung bzw. Regression soll der bedeutende Cochrane-Vorstoß (Maximum etwas vor 5300 v. Chr.) des nordamerikanischen Inlandeises sowie der Tanya-Vorstoß in Alaska (etwa —6800 bis —5550) entsprechen (s. GRAUL 1959). (Ältere Eisbewegungen im Spätglazial, z. B. Valders-Vorstoß sollen hier nicht erörtert werden). GRAUL führt weiterhin noch eine in verschiedenen Schelfgebieten beobachtete submarine Terrasse in —20 m NN an, die vermutlich dieser zeitlich verlangsamten Transgression bzw. Regression gleichzusetzen sei. Die tiefstgelegenen um diese Zeit gebildeten Basistorfe Hollands (und Großbritanniens) liegen einige Meter höher als diese Terrasse.

Ab etwa 5600—5500, also zu Beginn des Atlantikums, erreicht die Transgression das Gebiet der südlichen Nordseeküste. Die überall gebildeten Basistorfe werden bis in ein Niveau von etwa 6,5 bis 6,0 m unter NN überflutet und überschlickt (m1-Überflutungsperiode). Gegen 4300 v. Chr. tritt eine spürbare Transgressionsverlangsamung ein, und es kommt bis etwa 3800 v. Chr. zu verbreiteten Torfbildungen auf den abgelagerten Schlickten. Bei einem Meeresspiegelanstieg von etwa 9,5 m ist bis zu Beginn der Ruheperiode mit einem Anstieg von etwa 73 cm pro 100 Jahren, bei Einbeziehung der Ruheperiode mit einer solchen von rund 54 cm pro 100 Jahren zu rechnen.

Etwa ab 3800 v. Chr. setzt wieder eine starke Transgressionsbeschleunigung ein, die ungefähr bis 3400 v. Chr. anhält (m2-Periode) und bei einem Meeresspiegelanstieg von rund 70 cm/100 Jahre das Niveau des mittleren Hochwasserstandes auf etwa —4,3 m NN und unter Einberechnung einer gewissen Sedimentsetzung bis auf etwa 3,2 m unter NN brachte. Bis etwa 2900 v. Chr. erfolgt eine starke Transgressionsverlangsamung, die vielleicht auch einen vollständigen Stillstand, wenn nicht gar kurzfristigen Rückgang des Meeres- (bzw. mittleren Hochwasser-)spiegels beinhaltet. Es breiten sich wiederum Torfe auf den neuabgelagerten Schlickschichten aus. Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserspiegels ist unter Berücksichtigung der Sedimentsetzung einschließlich der Ruheperiode auf etwa 29 cm/100 Jahre anzusetzen. Im letzten Abschnitt des Atlantikums — zwischen 2900 und 2500 v. Chr. — erfolgt eine erneute spürbare Transgressionsbeschleunigung (m3-Periode), die den mittleren Hochwasserspiegel um 45 cm pro Jahrhundert auf etwa —2,5 m NN, bzw. bei Einberechnung der möglichen Sedimentsetzung bis etwa 1,4 m unter NN brachte.

Die folgende Ruheperiode dauert nun bereits 800 Jahre — etwa von 2500—1700 v. Chr. —. Sie fällt somit in den ersten Abschnitt des Subboreals. Die Möglichkeit einer gewissen Regressionsbewegung des Meeresspiegels während dieser Periode wäre durchaus denkbar. Es konnten neben Flachmoortorfen auch stellenweise Hochmoortorfe auf den neuen Sedimenten gefunden werden. Wenn der mittlere Hochwasserspiegel gegen Ende der Ruheperiode noch oder wieder auf dem genannten Niveau stand, ist für die Gesamt-

periode ab — 2900 v. Chr. nur noch mit einem Anstiegsbetrag von etwa 15 cm pro Jahrhundert zu rechnen. Aus vergleichenden Untersuchungen zwischen seenäheren und seeferneren Gebieten ergibt sich, daß — zumindest im Weser-Ems-Gebiet — bis zu dieser Zeit vermutlich mit keinen stärkeren Gezeitenbewegungen zu rechnen ist, d. h. daß die Unterschiede zwischen mittlerem Hochwasserstand und dem jeweiligen NN nur gering waren.

Gegen 1700 v. Chr. erfolgt erneut ein deutlicher Meeresspiegelanstieg, der bis etwa 1350 v. Chr. andauert und mit einem Anstiegsbetrag von rund 36 cm pro Jahrhundert den mittleren Hochwasserspiegel auf etwa 0,2 m unter NN bringt (ju1-Periode, —0,7 m NN oberes Sedimentniveau $\pm$ 0,3 m Setzung). Es scheinen sich jedoch zu dieser Zeit größere Gezeitenbewegungen herauszubilden, so daß der mittlere Hochwasserstand vielleicht stärker von dem damaligen NN abwich. Die folgende Ruheperiode bis gegen 1100 v. Chr. ist nur von kurzer Dauer. Dennoch sind weit verbreitet Torfbildungen auf den neuen Sedimentschichten oder in dem damals tief nach Süden reichenden Jadebusen Verlandungsanzeichen und Durchwurzelungshorizonte festzustellen. Der Anstieg des mittleren Hochwasserspiegels während der Periode der Transgressionsbeschleunigung und der anschließenden Verlangsamung (bzw. Ruheperiode) ist auf etwa 20 cm/100 Jahre anzusetzen.

Es folgt eine kurze Periode einer nochmaligen Transgressionsbeschleunigung etwa zwischen 1100 und 800 v. Chr. Obwohl der Anstieg des mittleren Hochwasserstandes mit 27 cm pro Jahrhundert auf rund 0,5 m über NN gegenüber den früheren Anstiegsbewegungen nur relativ gering ist, machen sich überall stärkere marine Einflüsse und die Auswirkungen stärkerer Gezeitenbewegungen bemerkbar. Verbreitet werden wenig setzungsfähige grobschluff- und feinsandreiche Schichten abgelagert. Die Höhenlage der Sedimente dieser Periode ist zu einem großen Teil der starken — örtlich sicherlich sehr unterschiedlichen — Gezeitenbewegung zuzuschreiben, so daß mit einem wesentlich geringeren Anstiegsbetrag des Meeresspiegels zu rechnen ist. Dennoch ist anzunehmen, daß das damalige NN nicht wesentlich unter dem heutigen lag. Auf die möglichen Ursachen der verstärkten Gezeitenbewegung (z. B. Kanaldurchbruch, endgültiger Untergang der Doggerbank) soll hier nicht weiter eingegangen werden. Ab etwa 800 v. Chr. bis kurze Zeit nach Chr. ist ein deutlicher Rückgang des Meeresspiegels sehr wahrscheinlich. Die Regressionsanzeichen — z. B. Grundwasserabsenkung und durch nachhaltige Durchlüftung geprägte Bodenbildungen auf Inversionsrücken, starke Setzungserscheinungen in Hinterländern, verbreitete Hochmoorbildungen auf Verlandungsgebieten, Gründung von Flachsiedlungen — wurden bereits oben behandelt. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß der Höhepunkt dieser Regressionsbewegung etwa um 300—200 v. Chr. liegt und somit etwa mit dem Beginn der Flachsiedlungsperiode zusammenfällt. Endgültige Beweise hierfür und für das Ausmaß der Meeresspiegelabsenkung stehen noch aus.

Wir können somit feststellen, daß bereits zu Beginn des Subboreals — etwa zwischen 2500 und 1700 v. Chr. — eine nachhaltige Transgressionsverlangsamung, ja sogar eine gewisse Regressionsbewegung des Meeresspiegels möglich ist. Diese Tendenz wird lediglich durch zwei kurze Phasen einer Transgressionsbeschleunigung (ju1 und ju2) — Anstiegsperiode) etwa zwischen — 1700 und — 1350 sowie — 1000 und — 800 v. Chr. unterbrochen, bei denen kräftigere Gezeitenbewegungen einen $\pm$ zu hohen Meeresspiegelanstieg vortäuschen. Nach — 800 v. Chr. tritt dann eine deutliche Regressionsphase in Erscheinung.

Derartige Vorgänge müßten sich im Eishaushalt der Erde bemerkbar machen. Tatsächlich fällt in diese Zeitspanne eine nicht unbedeutende Gletscher-Regeneration, die sowohl in Alaska (Tustumena-Eiszeit von KARLSTROM) als auch an verschiedenen anderen Stellen des nördlichen Canada festgestellt wurde und als „little ice age“ bekanntgeworden ist. Von KARLSTROM werden die kräftigen Eisvorstöße in Alaska in die Zeit zwischen 2300 vor und 250 nach Chr. gelegt, wobei es noch nicht festzustehen scheint, ob es sich um

einen oder mehrere Vorstöße handelt (zit. n. H. GRAUL 1959). Falls sich die erwähnten Meeresspiegelschwankungen bestätigen, wäre mit einem schwächeren und zwei kräftigeren Eisvorstößen zu rechnen.

Bald nach 100 n. Chr. erfolgen verbreitet erneute Überflutungen (jo1-Periode) und Schlickablagerungen auch auf den höher liegenden Flächen der nun besiedelten Marsch und leiten die Wurtenubauphase ein. Im Gebiet der mittleren bis nördlichen Krum-Hörn scheinen diese Überflutungen um 200–250 n. Chr. — nach C¹⁴-Datierungen dann gebildeter Torfe — beendet zu sein (H. VOIGT 1961). In anderen Gebieten mögen sie noch länger angedauert haben. Die abgelagerten Sedimentschichten sind außerhalb von Rinnen und Prielen nur geringmächtig und überwiegend im brackischen Milieu abgelagert (Knick). Sie sind meist durch einen deutlich ausgeprägten Bodenbildungshorizont von den hangenden Schichten getrennt. Die geringe Höhendifferenz zwischen diesen (jo1) und den nächstälteren (ju2) Schichtoberflächen machen deutlich, daß nur ein sehr geringer Anstieg des mittleren Hochwasserstandes gegenüber der letzten Anstiegsperiode (ju2) von rund 1000 Jahren erfolgt sein kann. Anderenfalls wäre auch das Halten der Wurtensiedlungen nicht möglich gewesen. Es wäre denkbar, daß nur die Meeresspiegelabsenkung der vergangenen Regressionsperiode wieder $\pm$ ausgeglichen wurde und die Überflutungen mehr durch Sedimentsetzungen und tektonische Senkungenbewegungen verursacht wurden. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß durch solche Einflüsse lediglich der Überflutungsbeginn etwas vorverlegt wurde. Die weite Verbreitung der Überflutungen in den verschiedensten Gebieten deutet darauf hin, daß der Meeresspiegelanstieg nach Ende der "little ice age" doch den letzten Anstoß hierfür gegeben hat. Für eine neueinsetzende Transgression um diese Zeit sprechen auch die Untersuchungen aus dem gesamten Mittelmeerraum von D. HAFEMANN (zit. in GRAUL 1959).

Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserstandes nach Ausgleich der vorangegangenen Regressionsbewegung während dieser Überflutungs- und der anschließenden Ruheperiode (vorläufig bis 650 n. Chr. angenommen) wird vorerst mit etwa 2 cm pro Jahrhundert berechnet. Mit einer neuerlich verstärkten Gezeitenbewegung ist hierbei nicht zu rechnen. Zur Frage des Einflusses möglicher epirogener und eisisostatischer Senkungenbewegungen kann in diesem Zusammenhang festgestellt werden, daß ihr Ausmaß zumindest in dieser Zeit wesentlich unter diesem Betrag liegen müßte, d. h. praktisch bedeutungslos ist.

Neuerlich verbreitete Überflutungen und Ablagerungen geringmächtiger Sedimentschichten werden vor allem von niederländischen Autoren meist in die ottonische und karolingische Zeit gestellt (s. oben). In einer nachfolgenden Ruheperiode bilden sich wieder deutliche Bodenhorizonte in den neuen Sedimenten aus. Der Gesamtanstieg des mittleren Hochwasserspiegels in dieser Periode wird nach den vorliegenden Berechnungsgrundlagen vorerst mit rund 8 cm pro Jahrhundert angenommen. Das ungestörte Hochmoorwachstum seit Beginn der Regressionsperiode ab etwa 700 v. Chr. am Rande solcher seefernen Überflutungsgebiete (z. B. im Gebiet des verlandeten Jadebusens) weist darauf hin, daß das Hochmoorwachstum schneller als der Anstieg des mittleren Meeresspiegels vor sich ging.

Es folgen nach Beginn der Deichbauzeit die bekannten Sturmflutkatastrophen des späten Mittelalters. Seit dieser Zeit sind durch menschliche Kunstbauten (Deiche, Fahrrinnen usw.) unbeeinflusste Hochwassermarken an unseren Küstengebieten praktisch nicht mehr vorhanden. Unter gewissen Annahmen (s. Tab. 1) könnte bis etwa 1700 n. Chr. ein Anstieg des mittleren Hochwassers um 13 cm pro Jahrhundert möglich gewesen sein.

Beobachtungen über den jetztzeitlichen Meeresspiegelanstieg können nur noch in ungestörten Küstengebieten vorgenommen werden. Es hat den Anschein, als ob mit einer weiter zunehmenden Tendenz des Anstieges, d. h. mit einem verstärkten Anstieg pro Zeiteinheit und mit einer Verlängerung der Anstiegsperioden auf Kosten der Ruheperioden gerechnet werden muß. Beobachtungen über ein weltweites Ansteigen des

Tabelle 1 Berechnung des Meeresspiegelanstieges während verschiedener Zeitperioden unter Angabe der Berechnungsgrundlagen

Folge		m ₁ bzw. mu ₁		m ₂ bzw. mu ₂		m ₃ bzw. mu ₃		ju ₁ bzw. mo ₁		ju ₂ bzw. mo ₂		jo ₁ bzw. i ₁		jo ₂ bzw. i ₂		jo ₃ bzw. i ₃		jo ₄ bzw. i ₄	
Bewegungsrichtung des Meeresspiegels		Anstieg	± Stillstand,	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand kurzfristig geringer Abfall möglich	Anstieg + verstärkte Gezeitenbewegung	± Stillstand	Anstieg + verstärkte Gezeitenbewegung	zeitweise merklicher Abfall	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	± Stillstand	Anstieg	
Zeit	von	—5600	—4300	—3850	—3450	—2900	—2500	—1700	—1350	—1100	—800	+100	+250	+650	+850	+1150	+1500	+1700	
	bis	—4300	—3850	—3450	—2900	—2500	—1700	—1350	—1100	—800	+100	+250	+650	+850	+1150	+1500	+1700		
Jahre		1300	450	400	550	400	800	350	250	300	900	150	400	200	300	350	200		
		1750		950		1200		600		1100		550		500		550			
Obergrenze wenig setzungsfähiger Schichten in m NN		—6,5		—4,3		—2,5		—0,7		+0,4		+0,6		+1,0		+1,7			
angenommener Gesamtsetzungsbetrag in m		0,5		1,1		1,1		0,3		0,2		0,1		0,1		0,1			
Bewegung des mittleren Hochwasserstandes von — bis in m NN		—15,5 — —6,0		—6,0 — —3,2		—3,2 — —1,4		—1,4 — —0,2		—0,2 — —0,6 — (+0,4)		+0,6 — —0,7		+0,7 — —1,1		+1,1 — —(+1,8)			
Differenzbetrag in m		+9,5		+2,8		+1,8		+1,2		+0,8 — —(—1,0) —(—0,2)		+0,1		+0,4		(+0,7)			
Bewegung des mittleren Hochwasserstandes in cm/100 Jahre		+73 — — +54		+70 — — +29		+45 — — +15		+36 — — +20		+27 — —(—11) (—1,8)		+7 — — +2		+20 — — +8		(+20) — — (+13)			
		+14,1 m/3900 Jahre = 36 cm/100 Jahre						+2m/900J. = +22cm/100J.		—12cm/100 J.		+1,2 m/1600 Jahre = 7,5 cm/100 Jahre							
								+2 m/1700 J. = +12 cm/100 J.											
		+16,1 m/5600 Jahre = 29 cm/100 Jahre																	
		17,3 m/7200 Jahre = 24 cm/100 Jahre																	

Meeresspiegels und eine gleichzeitige Erwärmung auf der ganzen Erde (GAYE 1951, zit. n. DITTMER 1961) sowie über einen ständigen Eisrückgang sprechen ebenfalls dafür. Wie DITTMER (1961) anführt, wird von einigen Autoren zur Zeit eine Erhöhung des Wasserstandes um 20 cm pro Jahrhundert angenommen.

Zusammenfassend kann nochmals festgestellt werden, daß der Ablauf der postglazialen Meerestransgression im Gebiet der südlichen Nordseeküste nur sehr unwesentlich von epirogenen und eisisostatischen Senkungsbewegungen beeinflusst ist. Bei der Größenordnung der beobachteten Anstiegsbewegungen verschwinden die möglichen Anteile tektonischer Einflüsse praktisch innerhalb der Fehlergrenzen der Anstiegsberechnungen. In den großen Zügen ist eine gute Übereinstimmung der vorhandenen Beobachtungen über den Eishaushalt vor allem des nordamerikanischen Kontinentes mit dem Verlauf der glazialeustatischen Transgressionsbewegungen festzustellen. Hierauf weist auch H. GRAUL (1959) sehr nachdrücklich hin. In bezug auf die kleineren Schwankungen des Meeresspiegelanstiegs herrscht eine gute Übereinstimmung der niederländischen und der niedersächsischen Ergebnisse. Entsprechende Feststellungen von Eisschwankungen liegen noch nicht vor. Offenbar ist hier noch nicht genügend Beobachtungsmaterial vorhanden.

Abschließend werden in Abbildung 5 verschiedene Diagramme des holozänen Meeresspiegelanstieges vergleichend zusammengestellt. Im ersten Zeitabschnitt bis etwa 6 500 v. Chr. liegen nur Angaben von GRAUL sowie von FAIRBRIDGE & NEWMAN vor. Die eigene

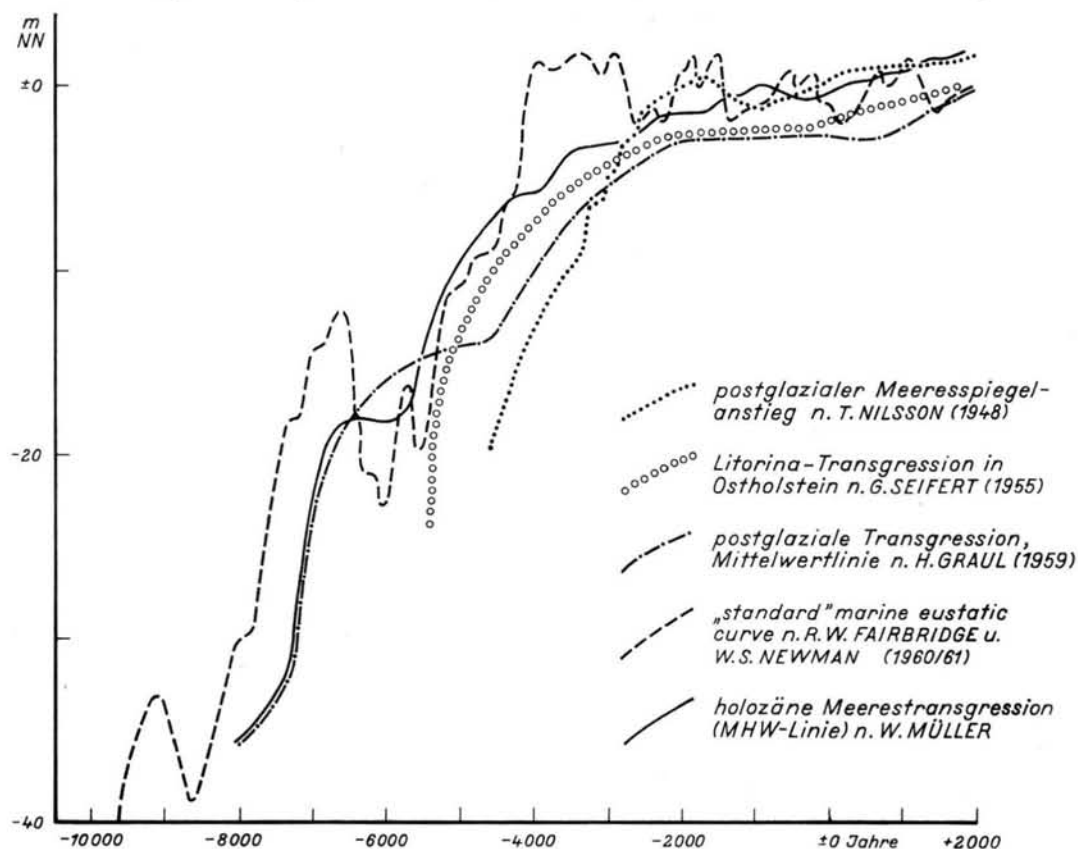


Abb. 5. Vergleichende Zusammenstellung verschiedener Diagramme des holozänen Meeresspiegelanstieges.

Kurve wurde hier der von GRAUL angeglichen. Die Kurve von FAIRBRIDGE & NEWMAN weist sehr starke und kurzfristige Höhenschwankungen auf. Sie bezieht sich auf die Auswertung von etwas über 100 Radiokarbondatierungen aus verschiedenen Gebieten der Erde, wobei gleichzeitig die Höhenlage der einzelnen Proben teilweise durch Annahme einer beträchtlichen tektonischen Krustenbewegung korrigiert wurde. Bei der noch recht geringen Datendichte ist jedoch ein solches Vorgehen recht problematisch. Wenig wahrscheinlich ist vor allem die Annahme, daß etwa zwischen 4 500 und 4 000 v. Chr. der Meeresspiegel von -6 m NN auf fast 2 m über das heutige NN angestiegen ist.

Die Mittelwertlinie von GRAUL weist naturgemäß nur wenige Differenzierungen auf. Örtlich mögliche tektonische Bewegungen berücksichtigt der Autor bewußt nicht. Die Kurve stimmt mit der eigenen in den Grundzügen gut überein. Ihre tiefere Lage ist durch die Mittelwertbildung ohne Berücksichtigung der Art der Proben, der Höhenlage der jeweiligen Sedimentoberflächen und der Sedimentsetzung zu erklären.

Ebenfalls ist die Übereinstimmung der Kurve der Litorina-Transgression von SEIFERT in den Grundzügen befriedigend. Ob die mehr zeitlichen Abweichungen der Meeresspiegelanstiegskurve von T. NILSSON auf Schwierigkeiten der Anpassung von Radiokarbon- und Pollendatierungen beruht, mag vorerst dahingestellt sein.

6. Vorschläge für eine geochronologische Holozängliederung

Es liegen bis jetzt zahlreiche Vorschläge für eine Gliederung des Holozäns vor. G. LÜTTIG hat sich 1960 sehr eingehend mit der Notwendigkeit und Zweckmäßigkeit einer allgemein verbindlichen geochronologischen Holozängliederung beschäftigt und die wesentlichsten Prinzipien einer solchen Gliederung besprochen. In Abb. 6 ist eine Zusammenstellung bisheriger Gliederungsversuche nach G. LÜTTIG (1960) mit einer Ergänzung aufgrund der nachfolgenden Erörterungen dargestellt.

Die bisher im Rahmen der Marschenkartierung und in dieser Arbeit zugrunde gelegte Gliederung ist die von DECHEND (1956) mit gewissen Ergänzungen bezügl. des Mittelholozäns (s. Abb. 6). Die einzelnen Transgressionsfolgen (bzw. Sedimentdecken im Sinne von DECHEND 1956) erhalten dabei den Kennbuchstaben der jeweiligen Holozän-Unterabteilung und eine Ziffer in der Reihenfolge des Auftretens dieser Folgen (Decken).

Im Altholozän (8000 — 5500 v. Chr.) treten keine Überflutungen im niedersächsischen Küstengebiet auf. — Im Mittelholozän (5500 — 2000 v. Chr.) werden 3 Überflutungsfolgen unterschieden (m1 — m3). Im Unteren Jungholozän (2000 v. Chr. — ± 0) liegen die ju1 bzw. u1 und ju2 bzw. u2-Folgen (bzw. Decken im Sinne von DECHEND), während im Oberen Jungholozän (± 0 — heute) 4 Folgen unterschieden werden (jo1 bzw. o1 bis jo4).

Die oben aufgeführten Ergebnisse einschließlich der der verschiedenen zitierten Autoren lassen hinsichtlich einer logischen und auch in einem größeren Rahmen anwendbaren Holozängliederung Schlußfolgerungen zu, die vielleicht nicht ohne Bedeutung sind. Zunächst ist festzustellen, daß z. B. der Beginn und das Ausklingen von Sedimentationen, Temperaturanstieg und Abfall bzw. Stillstand, Eisvorstoß und -rückzug Gliederungsmerkmale sind, die üblicher- und zweckmäßigerweise jeweils zusammengefaßt werden. Für eine Untergliederung des Holozäns würde man besser den Beginn eines Zeitabschnittes mit einer Transgressionsbeschleunigung bzw. einem Temperaturanstieg und Eisrückgang verknüpfen als umgekehrt. Wenig glücklich wäre auf jeden Fall, eine Holozän-Unterabteilung einmal mit einer Transgressionsbeschleunigung und den damit verbundenen weltweiten Vorgängen, und ein anderes Mal mit einer Transgressionsverzögerung bzw. einem Transgressionsstillstand oder Rückzug beginnen oder enden zu lassen. Da zumindest eine Großgliederung des Holozäns beide Vorgänge zusammenfassen muß, sollte man sich grundsätzlich für die eine oder die andere Möglichkeit entscheiden.

Aufgrund des obenbesprochenen Verlaufes der Holozäntransgression sowie der welt-

weiten Auswirkungen ihrer Ursachen und Folgen würde sich folgende Gliederung des Holozäns ergeben:

I. Altholozän: etwa 8000 bis 5500 v. Chr. (rund 2500 Jahre). Steiler Transgressionsverlauf nach Ende des Valders-Eisvorstoßes (nach 7500 v. Chr.) und Rückgang des Eisstandes am Salpausselkä und in Mittelschweden (nach 8900 — 8300 v. Chr., zit. nach H. GRAUL 1959) im Klimaabschnitt des Präboreals, entspricht der Achtrup-Stufe G. LÜTTIGS, anschließend Transgressionsverzögerung, -stillstand oder gar Regression mit dem Cochrane-Eisvorstoß (Maximum von 5200 v. Chr., zit. nach GRAUL) bzw. der Tanya-Eiszeit Alaskas (nach KARLSTROM 1956 zwischen etwa 6500 und 5500 v. Chr.) bis Ende der Klimastufe des Boreals, entspricht der Bylderup-Stufe LÜTTIGS. Diese Holozän-Unterabteilung wird von den meisten Autoren im Prinzip ebenfalls unterschieden (s. Abb. 6).

Die untere Abgrenzung, d. h. die Abgrenzung zum Pleistozän kann jedoch nicht voll befriedigen, da weder die klimatische Entwicklung noch der Transgressionsverlauf (s. GRAUL 1959) hier eine markante Grenze aufzuzeigen scheinen.

II. Mittelholozän: etwa 5500 bis 300 v. Chr. (rund 5200 Jahre) steiler Transgressionsverlauf nach Ende der vorstehend genannten Eisvorstöße mit verschiedenen (3) Schwankungen während des gesamten Klimaabschnittes des Atlantikums bis etwa 2500 v. Chr. entspricht der Mönkebüll und Niebüll-Stufe LÜTTIGS, anschließend Transgressionsverzögerungen in verschiedenen Stufen (3) bis zu einer Regression während des „little ice age“ bzw. Tustumena-Eiszeit KARLSTROMS bis Ende des subborealen Klimaabschnittes, entspricht der Jarde Lund-Stufe LÜTTIGS.

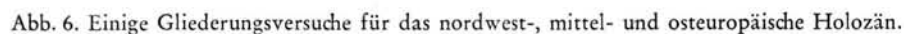
Dieser Abgrenzungsvorschlag für den mittleren Holozänabschnitt entspricht bislang nur dem von NEUSTADT (1953) für das europäische Rußland sowie in der oberen Abgrenzung dem von DITTMER (1938, 1940). Die meisten anderen Autoren begrenzen diese Holozän-Unterabteilung auf den atlantischen Klimaabschnitt und rechnen das Abklingen der für diese Periode typischen Erscheinungen (z. B. Abklingen der Erwärmung und der Transgressionsbeschleunigung) bereits zum jüngsten Holozänabschnitt (s. Abb. 4, 6).

III. Jungholozän ab etwa 300 v. Chr. Erneute Versteilung des Transgressionsverlaufes nach Abklingen des „little ice age“ mit z. Zt. offenbar zunehmender Tendenz im Klimaabschnitt des Subatlantikums.

Jeder dieser drei Holozän-Unterabteilungen beginnt somit mit einer zunehmenden Erwärmung, einem Eisrückgang und einer Versteilung des Transgressionsverlaufes und endet mit einem Abklingen dieser Erscheinungen. Für das Altholozän kann allerdings vermutet werden, daß der Kälterückschlag der jüngeren Tundrenzeit gegenüber der vorangegangenen Erwärmung im Alleröd nur relativ unbedeutend ist, so daß die bisher übliche Abgrenzung Pleistozän/Holozän nur einer kleineren Schwankung innerhalb der weltweiten großklimatischen Tendenzen entspricht. Die kurze Zeitdauer des Altholozäns gegenüber dem Mittelholozän ist — soweit es die wirksamen Vorgänge betrifft — nur eine scheinbare. Es sollen jedoch hier nicht Fragen der Pleistozän/Holozän-Abgrenzung erörtert werden.

Die Holozän-Unterabteilungen können dann weiterhin aufgrund der genannten, jeweils vorherrschenden großklimatischen Tendenzen und deren Folgeerscheinungen in eine untere und eine obere Stufe gegliedert werden. Diese Stufen entsprechen zwanglos den einzelnen Klimaabschnitten von Blytt-Sernander, also:

I. Altholozän,	unteres (hau) : Präboreal
	oberes (hao) : Boreal
II. Mittelholozän,	unteres (hmu) : Atlantikum
	oberes (hmo) : Subboreal
III. Jungholozän (hj)	(unteres) : Subatlantikum
	(oberes) : noch nicht entwickelt).



In Gebieten, in denen noch feinere Schwankungen des Weltklimas und damit des Transgressionsverlaufes aufgespürt werden können, so z. B. an der Nordseeküste, ist noch eine weitere Unterteilung in einzelnen Folgen nach den gleichen Prinzipien möglich. So scheint z. B. nach den bisherigen Ergebnissen die Auswirkung solcher kleineren Schwankungen folgende Gliederung möglich zu machen (s. Abb. 4 und Tab. 1).

I. Altholozän	(ha), keine	
II. Mittelholozän	(hm), unteres (hmu),	Folge mu1 (bisher m1)
		mu2 (bisher m2)
		mu3 (bisher m3)
	oberes (hmo),	Folge mo1 (bisher ju1)
		mo2 (bisher ju2)
III. Jungholozän	(hj), —	Folge j1 (bisher jo1)
		j2 (bisher jo1)
		j3 (bisher jo2)
		j4 (bisher jo4)

Jede dieser Folgen ließe sich dann weiterhin in eine Überflutungs- bzw. Meeresspiegelanstiegsphase (z. B. mit Schlickablagerung) und eine Ruhe- bzw. z. T. Regressionsphase (z. B. mit Torf- oder Bodenbildungen) gliedern (s. Abb. 4 und Tab. 1).

Schriftenverzeichnis

- BAKKER, J.-P.: Morfologisch onderzoek van Barradeel en zijn betekenis voor het inzicht in de subatlantische transgressie en het verspreidingsbeeld der terpen. - Kon. ned. Akad. Wetensch., Akademiedagen (Leeuwarden 1948), Deel 01, S. 121-143, Amsterdam 1948. - - Zijn de bijzonder hoge vloed en ons land in vroeghistorische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? - Folia Civitatis, Maart 1953. - - Relative sea-level changes in Northwest-Friesland (Netherlands) since pre-historic times. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 232-246, s'Gravenhage 1954.
- BENNEMA, J.: Holocene movements of land- and sea-level in the coastal area of the Netherlands. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 254-264, s'Gravenhage 1954.
- DECHEND, W.: Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. - Geol. Jb. 68, S. 501-516, Hannover 1954. - - Der Ablauf der holozänen Nordseetransgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. - Geol. Jb. 72, S. 295-314, Hannover 1956. - - Krustenbewegungen und Meeresspiegelschwankungen im Küstenbereich der südlichen Nordsee. - - Geol. Jb. 79, S. 23-60, Hannover 1961.
- DITTMER, E.: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des dithmarscher Alluviums. - Westküste 1, S. 105-150, Heide 1938. - - Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. - Forschungen und Fortschritte 24, Nr. 17/18, Berlin 1948. - - Neue Beobachtungen und kritische Bemerkungen zur Frage der „Küstensenkung“. - Die Küste 8, S. 29-44, Heide i. Holst. 1960.
- FAIRBRIDGE, R. W. & NEWMAN, W. S.: Sea-level and the holocene boundary in the eastern United States. - Vortrag, gehalten auf der Sitzung des Unterausschusses zum Studium des Holozäns d. Intern. Quart. Ver., Warschau 1961.
- GRAUL, H.: Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs, berechnet an Hand von C¹⁴-Datierungen. - Erweiterter Vortrag auf der Deutschen Geographentagung Berlin 1959, Tagungsbericht u. wissenschaftl. Abhdlg., S. 232-242, Wiesbaden 1960.
- GODWIN, H., SUGGATE, R. R. & WILLIS, E. H.: Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level. - Nature 181, S. 1518-1519, London 1958.
- GROHNE, U.: Zur Entwicklung des ostfriesischen Küstengebietes auf Grund botanischer Untersuchungen. - Probl. d. Küstenforsch. i. südl. Nordseegebiet 6, S. 1-48, Hildesheim 1957.
- HAARNAGEL, W.: Das Alluvium an der Deutschen Nordseeküste. - 146 S., Hildesheim 1950.
- JONG, J. D. DE: The morphological evolution of the Dutch coast. - Geol. en Mijnb. 39, S. 638-643, 1960.
- KUENEN, Ph. H.: Eustatic changes of sea-level. - Geol. en Mijnb. 16, S. 148-155, s'Gravenhage 1954.

- LÜTTIG, G.: Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, S. 51-63, Öhringen/Württ. 1960.
- NEISTADT, M. J.: Paläogeographie der natürlichen Zonen des europäischen Rußlands in der Nach-eiszeit. - *Izwestija Akademii Nauk SSSR, Ser. geograficeskaja*, Nr. 1, 1953, S. 32-48, Moskau 1953.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT F. BODENFORSCHUNG: Geologisch-bodenkundliche Karten der niedersächsischen Marschen 1 : 5000 und 1 : 25 000.
- PONS, L. J. & WIGGERS, A. J.: De holocene wordingsgeschiedenis van noord-holland en het zuiderzeegebied. - *Tidschr. kon. nederl. aardrijksdg. Genootsch.* 76, 1959 en 77, 1960.
- SCHNEEKLOTH, H. & WENDT, I.: Neuere Ergebnisse der ^{14}C -Datierung in Niedersachsen. - *Geol. Jb.* 80, Hannover 1962 (im Druck).
- SCHOTT, C.: Die Westküste Schleswig-Holsteins. - *Probleme der Küstensenkung*, Schr. geogr. Inst Univ. Kiel 13, S. 1-34, Kiel 1950.
- SCHROLLER, H.: Die Marschensiedlungen des Jever- und Harlingerlandes. - *Jb. d. Oldenb. Ver. f. Landesgesch. u. Altertumskd.* 37, 1933.
- SCHÜTTE, H.: Das Alluvium des Weser-Jade-Gebietes. Ein Beitrag zur Geologie der deutschen Nordseemarschen. - *Veröff. d. Wirtschaftswiss. Gesellsch. zum Stud. Niedersachsens*, Reihe B, H. 13, T. 1 u. 2, 1935.
- SHEPARD, F. P. & SUESS, H. E.: Rate of postglacial rise of sea-level. - *Science* 123, S. 1082-1083, Washington 1956.
- SMET, L. A. H. DE: Die holozäne Entwicklung des Niederländischen Randgebietes des Dollarts und der Ems. - *Verh. kon. ned. geol. mijnb. Gen., geol. Serie, Dl. XIX, Symp. Ems-Estnarium (Nordsee)*, S. 15-23, s'Gravenhage 1960.
- STRAATEN, L. M. J. V. VAN: Radiocarbon datings and changes of sea-level at Velzen. - *Geol. en Mijnb., N.S.* 16, S. 247-253, s'Gravenhage 1954.
- TAVERNIER, R. & MOORMANN, F.: Les changements du niveau de la mer dans la paine maritime flamande pendant l'Holocène. - *Geol. Mijnb., N.S.* 16, S. 201-206, s'Gravenhage 1954.
- VOIGT, H.: Beiheft zur geologisch-bodenkundlichen Karte der niedersächsischen Marschen 1 : 5000, Blatt Visquard, S. 4, Hannover 1961.
- VRIES, H. DE & BARENDSEN, G. W.: Measurements of age by the Carbon-14 technique. - *Nature* 174, S. 1138, 1954.
- WILDVANG, D.: Die Geologie Ostfrieslands. - *Abh. preuß. geol. L.A., N.F.* 181, 211 S., Berlin 1938.
- WOLDSTEDT, P.: Interglaziale Meereshochstände in Nordwest-Europa als Bezugsflächen für tektonische und isostatische Bewegungen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 2, S. 5-12, Öhringen/Württ. 1952.

Manusk. eingeg. 5. 4. 1962

Anschrift des Verf.: Dr. Werner Müller, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1.

Nachtrag: Die Arbeit von S. JELGERSMA: Holocene sea level changes in the Netherlands, Maastricht 1961, ist mir leider zu spät bekannt geworden, so daß ich sie nicht mehr berücksichtigen konnte.

W. Müller.

Herr J. Büdel und die Gliederung der Würmeiszeit

Von E. C. KRAUS, München

Als ich 1955 meine Beobachtungen über den jüngeren Würm-interstadialen Verwitterungsboden im Nordalpen-Vorland bei Murnau erstmals veröffentlicht hatte, meldete sich Herr J. BÜDEL, Würzburg, zum Wort und griff 1957 diese Beobachtungen und Deutungen an. Er erklärte die Vorkommen als Folgen einer nachwürmischen „rezenten“ Verwitterung. Meine weiteren Ausführungen zu diesem Thema 1961 riefen bei Herrn BÜDEL zu meiner Überraschung eine erregte Reaktion hervor. Dabei hielt er es für möglich, auf einigen hektographierten Blättern in deutsch und englisch, die er einer Anzahl von Fachkollegen schickte — mir aber nicht — eine „Richtigstellung“ mit persönlichen Vorwürfen gegen mich zu verfassen, so daß der Eindruck entstand, er wolle mich an einer Antwort vor demselben Forum hindern. Diese Art recht zu bekommen überlasse ich dem Urteil meiner Fachkollegen.

Nun, diese Blätter gelangten gleichwohl in meine Hand, so daß ich versuchen kann, unter Hinweis auf die unten zitierten Publikationen demselben Kollegenkreis meine Einstellung bekanntzugeben.

In jenen Blättern lese ich, Herrn BÜDELS Arbeiten von 1957 und 1960 hätte ich „auf Grund rein fiktiver Behauptungen in Bausch-und-Bogen abgelehnt“, und ich wäre auf seine „darin enthaltenen Beweise und Gedankengänge“ mit keinem Worte eingegangen. Das stimmt nun schon gleich nicht. Denn im Gegenteil schrieb ich 1961, S. 44, daß ich mich veranlaßt sähe, „die Gründe zu beleuchten, welche Herrn BÜDEL angeregt haben dürften, ein Interstadial zu leugnen und damit gleichzeitig die Klimakurven von P. WOLDSTEDT (1956, 1958, 1960) abzulehnen“. Herrn BÜDELS Gedanken wurden denn auch in meinen Beispielen auf S. 45-47 diskutiert.

Mit Herrn BÜDEL gehe ich vielleicht darin einig, daß es wenig Sinn hat, über die verschiedenen, in den Kiesgruben sichtbaren Einzelaufschlüsse angesichts des oft sehr rasch voranschreitenden Grubenabbaues gegeneinander zu geraten. Meist bieten diese Gruben schon nach wenigen Jahren andere, bessere oder schlechtere Aufschlüsse. Mein interstadialer Würm-Verwitterungsboden ist natürlich nicht in jeder Grube immer als zusammenhängende Bodenschicht durchlaufend zu sehen. Herr BÜDEL spricht daher mit Recht von den Abtragungsfolgen des über meinen Boden hinweggegangenen Inlandeises. Es besteht aber die manche Kollegen vielleicht überraschende Tatsache, daß diese Abtragung des lockeren Verwitterungsbodens auf der weiten Ebene des Murnauer Würmschotter so wenig wirksam gewesen ist. Die Grundmoräne schob sich mit glatter Schnittfläche weithin über den kalkfreien braunen Boden mit seinen Verwitterungstrichtern. Dagegen ist der hellgraue Geschiebemergel, also die aufliegende Grundmoräne des letzten Hauptwürmvorstoßes, sehr kalkreich, schließt mitunter Fetzen oder Fahnen meines Bodens ein, von dem manchmal nur noch die basalen Trichter übriggeblieben sind. Daraus, daß Herr BÜDEL an einer Stelle 1957 meinen Boden nicht zu finden vermochte, konnte ich ihm angesichts des raschen Gruben-Abbaues 1961, S. 45, natürlich keinen Vorwurf machen.

Die Grundfrage ist und bleibt: Gibt es in unserem vereist gewesenen Voralpenland interstadiale Würmböden oder nicht? Weil ich diese erstmals aufgefunden, mit genügender Kritik beschrieben und analysieren lassen konnte, kann ich diese Frage bejahen. Keiner der Kollegen, denen ich im Gelände den Boden zeigte, zweifelte denn auch an dem interstadialen Alter.

Wenn Herr BÜDEL sagt, er habe den Boden „sehr wohl im Gelände gefunden“, so ist die Sache gut. Daß dieser Fund aber nun „die von KRAUS gemeinten Sedimentspuren“ im

Gelände seien, die anders, nämlich als Folge rezenter Verwitterung zu deuten wären, dieser Meinung kann ich nicht beistimmen. Denn nach meinen langen Arbeiten im chemischen und bodenkundlichen Laboratorium der Technischen Hochschule München, im Gelände während meiner Doktorarbeit, als Kriegsgeologe, in der Zeit meines Lehrauftrages für „Geologische Bodenkunde“ an der Universität Königsberg/Pr., konnte ich während eines jeden der 40 vergangenen Sommer in den verschiedenen Gebieten Europas, von Nordafrika und in der Türkei kartieren oder genauer beobachten. Bei ausgedehnten angewandt-geologischen Arbeiten sah ich eine Unzahl frischer Bodenanschnitte: Niemals fand ich beweisende Anzeichen dafür, daß irgendwo eine von Herrn BÜDEL ad hoc konstruierte Tief-Verwitterung einen dem Boden der Erdoberfläche entsprechenden Verwitterungsboden habe schaffen können. Daß nämlich z.B. unter verwitterter, sehr fester Grundmoräne von über 50 cm Dicke — wie viel Geschiebemergel-Aufschlüsse konnte ich schon untersuchen! — eine klimatisch bedingte Verwitterung hinabreichen könnte und sich hier über einem durchlässigen Schotter etwa durch die Wurzeln großer Bäume horizontal ausbreitete, daß so ein entkalkter Boden in 14 Kiesgruben entstehen konnte. Auch in der Literatur kenne ich keine einwandfreien Beispiele.

Über einen solchen Versuch, mein Interstadial in einen rezenten Boden zu verwandeln, kann ich auf Grund meiner Erfahrungen keine weiteren Worte verlieren. Darum kann ich mich auch nicht mit Gedanken beschäftigen, die ausgehen von der unrichtigen Meinung, es gäbe in der Murnauer Gegend keinen interstadialen Boden — zumal jetzt auch von anderer Seite schon mehrfach dieser Boden in dem ehemals vereisten Voralpenland im W und O aufgefunden wurde.

Was diesbezüglich Herrn BÜDELS ausführlichere Untersuchung von 1960 betrifft, so behandelt sie regional sehr viel ausgedehntere und allgemeinere Klimafragen. Mir aber ging es darum:

1. Die feste, von mir bearbeitete Beobachtungsgrundlage vor allem des jüngeren Würm-Interstadials zur Geltung zu bringen;
2. die Beziehungen zwischen den zwei interstadialen Würm-Landoberflächen (E. EBERS 1960) innerhalb des nordalpinen Vorlandvereisungsgebietes zu jenen im östlichen Lößgebiet (Göttweig und Paudorf) zu erkunden, wobei ich die scheinbar exakte Klimakurve von MILANKOVITSCH auch jetzt noch nicht genügend begründet sehe;
3. die für mich zunächst überraschende zeitliche Übereinstimmung unserer würmeiszeitlichen Klimakurve mit jener in Canada (DREIMANIS) und im Felsengebirge der USA (RICHMOND) aufzuzeigen.

Und nun noch von der Schmutz-Tapete, deren Entstehung durch Aufweichen der Grundmoräne mit ihrem vielen Pelit und deren hangendem Verwitterungslehm nach langem Regen, durch anschließendes Herabgleiten über meinen Boden und mehr oder weniger über die gleichfalls steile Wandfläche des Murnauer Schotters ich geschildert habe.

Diese Erscheinung konnte ich in einigen Kiesgruben z.B. am 19. 10. 1960 Frau Dr. EBERS und Herrn Dr. RICHMOND (Denver) zeigen. In der besonders leicht zugänglichen Kiesgrube 2 km O Froschhausen, die Herr BÜDEL nicht besuchte, hatte jene Schmutztapete meinen Boden völlig verhüllt. Aber ein Hammerschlag auf die ausgetrocknete Tarnschicht genügte, um meinen Boden unmittelbar unter der scharfen Basalfläche der Grundmoräne freizumachen. Herr RICHMOND hatte in kurzem die 12 m lange Bodenfortsetzung horizontal aufgeschlossen, die ich als Abb. 3 1961, S. 46, publizierte.

Am gleichen Tag war auch in der Kiesgrube NO beim Dorf Riegsee die Schmutztapete über meinem Boden erst wegzuhacken. Von hier veröffentlichte Herr BÜDEL als Abb. 4 (Sept. 1956) und als Abb. 5 (April 1957) dieselbe Grubenwand-Ansicht. Diese Grube

wurde seit 1953 durch Dr. LEBKÜCHNER, Dr. HABER, Dr. BUCHARDT und durch mich oft besucht. Nie erwies sich die wirklich rezente Verwitterungsrinde dicker als 25 cm, mit Trichtern maximal 40 cm. So habe ich sie in Abb. 12 photographiert und S. 87, 88 vom dortigen Interstadialboden die Analyse mitgeteilt. So hat auch Herr BÜDEL 1957 nur eine dünne rezente Bodendecke gezeichnet (Abb. 4, 5). Scharf davon unterschieden aber zeichnete er hier außerdem nach unten bis über 1 m reichend noch „rezente Braunerde-Verwitterungstaschen“. Das sind die uns bestbekannten Schmutzkrusten-Verbreitungen an der steilen Grubenwand. Solche bilden sich, abhängig oft von flachen Wandreliefformen, an gleicher Stelle jedes Jahr, aber auch nicht alle, wie der Vergleich von Herrn BÜDELS beiden Abbildungen erkennen läßt. Gerade in dieser Grube ist die Wand meist so hoch und steil, daß man große Mühe hat, die Schmutzschicht zu entfernen oder überhaupt genau zu untersuchen. Solche Schwierigkeiten mögen Herrn BÜDEL in seiner Deutung bestärkt haben.

Es kommt aber natürlich vor, daß bei sehr dünnem Grundmoränenbelag, der dann nachwürmisch ganz verwittert ist, dieser „rezente“ Boden in den interstadialen übergeht — sofern dieser an dieser Stelle erhalten war. Mit Herrn Dr. F. WEIDENBACH habe ich dies z. B. auch am 26. 6. 62 in Etting festgestellt.

Weshalb man immer nur mit höchstens 2 oder 3 m Grundmoränenbelag den jüngeren Interstadialboden sieht, ist unschwer verstehbar. Denn die Grundmoräne ist Abraum bei der Kiesgewinnung. Diese lohnt sich unter mächtigerem Abraum nicht mehr. Folglich ist derzeit aus Kiesgruben der Nachweis nicht zu liefern, daß auch unter mächtiger Grundmoräne ein würminterstadialer Boden liegt, dessen Entstehung durch eine „rezente Grundverwitterung“ noch unwahrscheinlicher wäre.

Herr BÜDEL erlaubte sich mir gegenüber den massiven Vorwurf einer „bewußten Erfindung“. Ich würde ihn schärfstens zurückweisen, würde ich nicht sehen, daß sich der Genannte auch diesbezüglich getäuscht hat. Denn aus dem Zusammenhang meines Textes 1961, S. 46/47, geht wohl klar hervor, daß ich in dem neuen Absatz, beginnend mit Textzeile 3 von oben, nicht mehr allein sprach von dem Bodenvorkommen 2 km O Fröschhausen, in dem Herr BÜDEL nicht war, sondern daß ich nun allgemein versuchte, die Schmutztapete, welche wegen des Pelitgehaltes der Grundmoräne in allen Kiesgruben auftritt, zu kennzeichnen. „Deren sonderbare Gestalten zeichnete offenbar J. BÜDEL in seiner Arbeit, nicht aber meinen von ihm gesuchten Boden“ (bei mir 1960) kann sich selbstverständlich nur beziehen auf Zeichnungen, die Herr BÜDEL wirklich publizierte, und das sind jene drei Abb. 3 bis 5 von 1957. Ich bedauere, daß der Genannte diese Schmutzschichten verwechselte mit einem rezenten Verwitterungsboden, und zwar in anderen Gruben als die von mir dargestellte Schmutztapete 1961, Abb. 3. Noch mehr aber bedauere ich, daß er mich einer bewußten Erfindung für fähig gehalten hat. Wie ich ihn kenne, darf ich hoffen, daß er diesbezüglich seinen Irrtum einsieht. Bedauerlich ist weiterhin, daß er mit seinen Worten: „Die Krönung eines solchen Verhaltens bietet schließlich KRAUS' lapidare Folgerung aus dem dreifach falschen Bild, das er dem Leser von mir entrollte“ mir vorwirft, ich hätte ihn selbst persönlich angegriffen. Was ich auf seine Angriffe tat, das war die Wiedergabe der Beobachtungen, von denen sich jeder Kollege im Gelände überzeugen kann.

Bezüglich der Deutung von Beobachtungen räume ich Herrn BÜDEL selbstverständlich dasselbe Recht ein, das auch ich selbst beanspruche. Ich will ihn auch nicht veranlassen, meine Auffassung anzunehmen, obwohl ich ihm das empfehlen würde. Ich habe mich mitunter auch getäuscht, wollte dann aber immer der erste sein, der das zugibt. Maßgebend sind für mich die Beobachtungen. Diese zeigen, daß ich mich diesmal jedenfalls nicht getäuscht habe.

Gefreut hätte es mich, wenn Herr BÜDEL, den ich wegen seiner Arbeiten durchaus schätze, angesichts solcher Deutungs-Gegensätze mit mir zusammen die Aufschlüsse unter-

sucht hätte. Das ist die Art, Zwist und unnötige Schreibereien entbehrlich zu machen. Im übrigen wäre ich unseren gemeinsamen Fachkollegen dankbar, wenn sie sich im Zweifelsfall selbst ein Bild machen würden durch Betrachtung jener Kiesgruben und wenn sie dann helfen würden, diese Angelegenheit zu ordnen.¹⁾

Literatur

- 1955 E. C. KRAUS: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 6, 75-95. Öhringen/Württ. 1955.
1957 J. BÜDEL: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisach-Vorland bei Murnau (Südbayern). - *Stuttgarter geograph. Studien* 69, Stuttgart 1957.
1960 — Die Gliederung der Würmkaltzeit. - *Mitt. geograph. Gesellschaft Würzburg*, Heft 8.
1960 E. EBERS: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating/Obb. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 11, 64-76. 1960.
1961 E. C. KRAUS: Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. - *Ebenda* 12, 43-54. 1961.
1962 J. BÜDEL: Die beiden interstadialen Würmböden. Eine Richtigstellung. Hektographiert an beschränkten Leserkreis.

Manusk. eingeg. 17. 6. 1962.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Ernst Kraus, München-Obermenzing, Verdistrasse 40.

¹⁾ Herr Professor Dr. P. WOLDSTEDT gab mir inzwischen freundlichst Kenntnis von der Korrektur des ihm von Herrn Professor Dr. J. BÜDEL zum Druck vorgelegten Aufsatzes. Im Vorstehenden glaube ich zugleich die wesentlichsten Punkte dieses Aufsatzes beantwortet zu haben.

Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe¹⁾

Von G. W. LÜTTIG & G. C. MAARLEVELD

Zusammenfassung. Die altpleistozänen Kiese der Veluwe können als zugehörige grobklastische Petrofazies zwei lithostratigraphischen Einheiten zugeteilt werden: den Schichten von Harderwijk (mit der älteren Hellendoorn Kies-Assoziation) und den Schichten von Enschede (ältere Kies-Assoziation Noord-Niederland). An der Basis der letzteren finden sich nordische Geschiebe führende Grobsande, die Komplex von Hattem genannt worden sind. Die Geschiebe-Vergesellschaftung ist von besonderer Eigenart und gekennzeichnet durch starke südschwedische Geschiebe-Vormacht. Die Schichten von Enschede sind z. T. älter als ein Interglazial, das bisher mit dem Cromer Forest Bed parallelisiert worden ist. Älter als dieses Interglazial ist mit großer Wahrscheinlichkeit der Hattem-Komplex.

Abstract. The old pleistocene gravels of the Veluwe can be subdivided into two lithostratigraphical units: the Formation of Harderwijk (with the older Hellendoorn gravel association) and the Formation of Enschede (with the older Noord Nederland gravel association). The last is the younger one.

At its base there are to be found coarse grained sands with boulders from Scandinavia, and this layers have been named Strata of Hattem. The erratics form a remarkable boulder association, which nowhere has yet been found. Southern Swedish boulder predomination is to be stated. The formation of Enschede is partially older than interglacial deposits, which have been synchronized with the British Cromer Forest Bed. Until now it is not shure if this parallisation may be correct so that this „interglacial“ period may represent a warm period in the system of the German Elster glaciation or even an interglacial older than Elster. We suppose that the Hattem Strata belong into the glacial period older than this „Cromer“.

1.

Im Altpleistozän — darunter verstehen wir die pleistozänen Schichten prä-Holstein, also Aachen- und Erfurt-Stufe (LÜTTIG 1958b) — der Veluwe sind nordische Geschiebe führende schichtungsfreie Grobsande bis Kiese als sogenannter Komplex von Hattem beschrieben worden (LÜTTIG & MAARLEVELD 1961). Diese Kiese finden sich in durch das Drenthe-Eis aufgestauchter Lage in Gruben bei Hattem, Nijverdal und Lemele (vgl. Abb. 1). Sie sind in die „weißen Sande“ eingeschaltet, die sicherlich älter als das Holstein-(Neede)-Interglazial sind, und zwar sind sie lithostratigraphisch in die Enschede-Schichten zu stellen (EDELMAN & MAARLEVELD 1958). Synchronität der einzelnen an verschiedenen Orten gefundenen Hattem-Sedimente ist nicht gegeben, im großen und ganzen scheinen sie aber doch in den gleichen Abschnitt der weißen Sande zu gehören.

Über die geochronologische Stellung des Hattem-Komplexes besteht noch keine Sicherheit. Erörterungen über sein genaues Alter folgen später in dieser Abhandlung.

2.

Überraschend ist die Zusammensetzung der nordischen und östlichen Komponente in den Hattem-Sanden. Die östliche Komponente weist auf einen Einfluß der nordwestdeutschen Flüsse, die für den Kiestyp Noord-Niederland allgemein von Bedeutung sind, insbesondere der Weser, hin. Lias-Hornsteine aus der Gegend von Rheine-Osnabrück, auch Rhein- und Maas-Flußgeschiebe sind zu beobachten.

Die nordische Komponente ist gekennzeichnet durch besonders viel südfennoskandisches, wenig mittelschwedisches, sehr wenig Åland-Material. Die theoretischen Geschiebezentren liegen demgemäß im Bereich $\lambda = 14,8$ bis $15,4$, $\varphi = 56,8$ bis $57,5$. Aus Abbildung 2

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der 29. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Kleve am 13. 6. 1962.

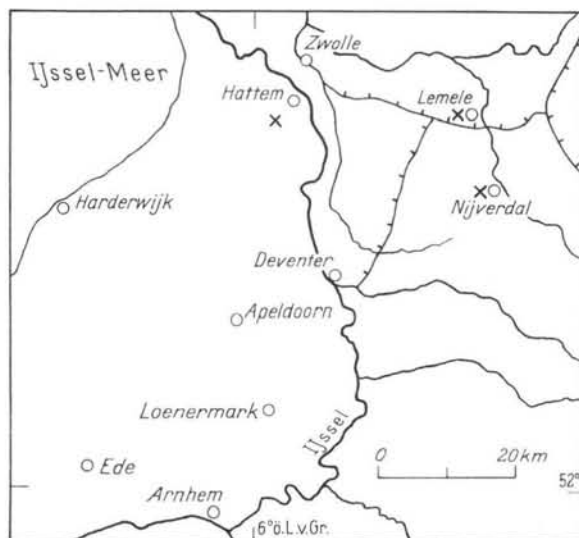


Abb. 1. Lageskizze der Fundorte des Hattum-Komplexes.

geht hervor, aus welchen Gebieten die nordischen Geschiebe stammen. Das Geschiebeinventar ist demnach sehr einheitlich und beschränkt sich auf einen langgestreckten Raum parallel der südschwedischen Ostküste. Je nachdem, ob man als Transportmedium für die nordischen Geschiebe das Eis oder Flüsse annimmt, ergibt sich daraus eine Reihe von Folgerungen:

a) Sind die nordischen Geschiebe glaziär (und) oder glazifluviatil transportiert, so kann das betreffende Eis (oder seine Schmelzwässer) nur der ältestmöglichen

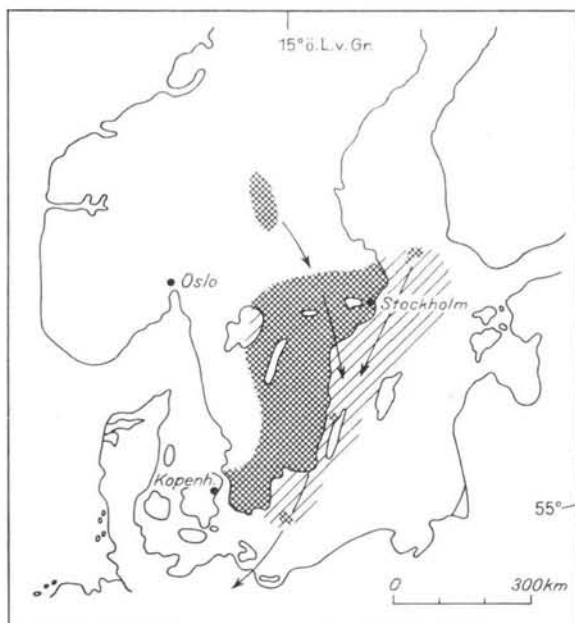


Abb. 2. Herkunftsgebiet der im Hattum-Komplex gefundenen nordischen Geschiebe.

Vereisung angehören. Alle jüngeren Glaziärsedimente Norddeutschlands und der Niederlande enthalten wegen der mannigfaltigen Vermischung der aufeinanderfolgenden Eisströme und der Schmelzwässer und wegen der Wiederaufnahme älterer Grundmoräne etc. durch jüngeres Eis stets Geschiebe aus vielen, wenn nicht allen Heimatgebieten in Skandinavien.

Diese Tatsache ist der Geschiebeforschung seit langem bekannt und der Grund dafür, daß es nur in seltenen Ausnahmefällen homochrome Geschiebe gibt und die Geschiebezählung stratigraphische Aussagen nur mittels besonderer statistischer Verfahren geben kann (vgl. LÜTTIG 1958 a).

b) Bei Annahme eines *fluviatilen* Transportes, wie er für den pliozänen Kaolinsand der Nordseeküste in ähnlicher Weise gefolgert wird und nach W. ANDERSON (1953) auch für die weißen Sande der Niederlande gelten soll, hat man sich ein Fließgewässer vorzustellen, das nach Aufnahme eines Seitenflusses aus dem südlichen Dalarna und Härjedalen längs der schwedischen Ostküste nach Süden verlief und östlich der Kreideausstrichgebiete — die Hattem-Schichten sind außerordentlich flintarm! — das Gebiet der jetzigen deutschen Ostseeküste betrat. Von da aus muß es in westlicher Richtung das norddeutsche Tiefland gequert und nördlich der mitteldeutschen Gebirge die Weser (und andere deutsche Flüsse, z. B. die Elbe) aufgenommen haben, um schließlich auf jener alten Flußlaufstrecke nördlich des Wiehengebirges, die sich in MAARLEVELDS (1954) Kieszählungen so deutlich ausdrückt, die Veluwe zu erreichen. (Hier nahm unser Gewässer zeitweilig auch den Rhein auf).

Auf diesem aufgrund der Geröllführung angenommenen Wege würde das transportierende Medium den Raum von Stettin gekreuzt haben, die einzige Stelle, von der aus altpleistozänen Sedimenten durch K. RICHTER (1935) außerhalb der Niederlande nordische Geschiebe führende Sedimente mit einer derartigen Geschiebeassoziation beschrieben worden sind.

3.

Welche der beiden unter Kapitel 2 beschriebenen Annahmen ist nun die wahrscheinliche? Läßt sich aus den sedimentologischen Eigentümlichkeiten des Hattem-Komplexes selbst eine Entscheidung fällen?

Nach dem allgemeinen sedimentpetrographischen Befund ist der Hattem-Komplex als Sediment eines relativ großen Fließgewässers mit gleichbleibender Wasserführung aufzufassen. Da einzelne große Buntsandsteinblöcke und Lehmgerölle mit eckigem Umriß in den Geschiebelagen enthalten sind, ist eine kaltzeitliche Entstehung zu vermuten. Diese Feststellungen schließen keine der oben angegebenen Transport-Möglichkeiten aus. Die Geschiebe können zunächst von einer Eismasse, etwa bis zur heutigen deutschen Küste transportiert worden sein. Dann können die Schmelzwässer dieses Eises die Geschiebe in jenen alten Flußlauf gefrachtet haben, der nördlich der deutschen Mittelgebirge in das Gebiet floß, in dem wir den Hattem-Komplex heute beobachteten. Auch ein ausschließlich fluvialer Transport während einer altpleistozänen Kaltzeit kann nicht ausgeschlossen werden.

4.

Der Hattem-Komplex ist mit Sicherheit älter als das Holstein (Neede)-Interglazial. Die Schichten von Enschede, in der Nähe von deren Basis der Hattem-Komplex liegt, werden von den Schichten von Urk überlagert, die der Mittleren Mittelterrasse des Rheines entsprechen, die hinwiederum unter den holstein-interglazialen Schichten von Krefeld liegt. Die nordische Geschiebe führende Lage des Hattem-Komplexes ist damit als ältester und einziger, wenigstens in bezug auf seine Hangendschichten einwandfrei datierter derartiger Horizont der Niederlande anzugeben.

Bekanntlich ist aufgrund von Geschiebezählungen in rotem Geschiebelehm in den Niederlanden ein elstereiszeitliches Alter für dieses Sediment gefolgert worden; vgl. HESEMANN (1939), VAN DER LIJN (1941 a, b), KRUIZINGA (1944) und DE WAARD (1955). Dieser Geschiebelehm unterscheidet sich durch die starke ostfennoskandische Geschiebevormacht sehr deutlich von dem normalen grauen, drenthestadialen Geschiebelehm. Nun ist nirgendwo Überlagerung des gewöhnlich nur in Schollen vorkommenden roten Geschiebelehms durch fossilführendes Holstein-Interglazial erwiesen. Andererseits hat man in den Niederlanden und den deutschen Nachbargebieten einen roten Geschiebelehm eindeutig drenthestadialen Alters mit ostfennoskandischer Geschiebevormacht beobachtet (JONKER 1907, FABER 1950, K. RICHTER 1951, 1955). Es ist also sehr wahrscheinlich, daß der rote Geschiebelehm der Niederlande ebenso drenthestadialen Alters ist. Nach eigenen Beobachtungen handelt es sich wahrscheinlich nicht nur um einen, sondern um mindestens zwei rote Grundmoränen. Sicher eingestuft elstereiszeitlicher Geschiebelehm ist bisher nach Westen nicht wesentlich über die Weser hinaus verfolgt worden.

Wäre nun wenigstens ein Teil des roten Geschiebelehms der Niederlande elstereiszeitlich, so würde er doch in seiner Geschiebeführung in einem merkwürdigen Gegensatz zum Hattem-Komplex stehen. Bei letzterem liegt der Schwerpunkt der theoretischen Geschiebezentren bei 15,2—57,2, beim roten Geschiebelehm bei 18,1—59,1. Das ist ein bedeutender Unterschied. Der rote Geschiebelehm ist in seinem Geschiebeinventar auch wesentlich vielseitiger als die Geschiebelage von Hattem. Auch daraus würde zu schließen sein, daß der Hattem-Komplex die ältere, da weniger vermengte nordische Ablagerung von beiden wäre.

5.

Nun zur Altersstellung des Hattem-Komplexes. Seine Sedimente sind in die Schichten von Enschede (Kies-Assoziation Noord-Nederland bzw. nach ZANDSTRA ältere Noord-Nederland-Assoziation) eingeschaltet. Die Schichten von Enschede sind als jüngerer Teil der weißen Sande aufzufassen und liegen an einer an den verschiedenen Orten wohl nicht ganz synchronen Grenze auf den Schichten von Harderwijk (MAARLEVELD 1956, EDELMAN & MAARLEVELD 1958, ZONNEVELD 1958, ZANDSTRA 1959), die die ältere Hellendoorn-Kies-Assoziation führen. Diese Hellendoorn-Assoziation ist nach ZANDSTRA (1959) in eine jüngere normale und eine ältere quarzreiche Gruppe zu trennen, welche jünger ist als die Tegelen-Warmzeit. Damit ist der stratigraphische Fixpunkt nach unten gegeben.

Die Abgrenzung nach oben ist schwieriger. Die Enschede-Schichten sind sicherlich älter als die Schichten von Urk, die der Mittleren Mittelterrasse des Rheins entsprechen, welche wiederum älter ist als die Krefelder Schichten des Holstein-Interglazials. Die lithostratigraphische Einheit von Enschede, die nur in den nordöstlichen Niederlanden verbreitet ist, entspricht in etwa den südniederländischen Schichten von Sterksel. In diese ist das Interglazial von Westerhoven eingeschaltet (ZACWIJN & ZONNEVELD 1956, ZACWIJN 1956, 1959). Dieses Interglazial wird mit dem Cromer Forest Bed Englands und dem Bilshäuser Interglazial verglichen. Auch innerhalb der Enschede-Schichten sind interglaziale Sedimente angetroffen worden (Ede, Loenermark), die die gleiche stratigraphische Stellung haben sollen. In der Grube Loenermark handelt es sich um eine humose Lehm-lage, die unter Urk-Schichten liegt. Die Urk-Schichten enthalten sehr grobe Geschiebe. Es wird deshalb angenommen, daß sie kaltzeitlicher Entstehung sind. Unter der humosen Lage kommen kiesführende Schichten von Enschede vor (POLAK, MAARLEVELD & NOTA 1962). In der Grube Loenermark war der liegende Teil der Enschede-Schichten nicht aufgeschlossen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in den Sedimenten unter der Grubensohle der Hattem-Komplex noch verborgen ist. Jedenfalls ergibt sich daraus, daß mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß der Hattem-Komplex in die Zeit prä-„Cromer“ (im Sinne der bisherigen deutsch-niederländischen Definition) gehört.

Die Grenze der Enschede-Schichten ist nach unten nun nur im lithostratigraphischen Sinne gezogen. Da die liegenden Harderwijk-Schichten nur in etwa den Kedichem-Schichten entsprechen, die in den südlichen Niederlanden zwischen Tegelenton (partim Tiglien) und Zaltbommel-Schichten liegen und Eburon-Kaltzeit sowie Waal-Warmzeit (von unten nach oben gewählt) umfassen, ist die geochronologische Stellung der Harderwijk-Schichten nur in etwa zu fixieren.

Aus den bisherigen Darstellungen (DE RIDDER & ZAGWIJN 1962, TER WEE 1962, ZAGWIJN 1956, 1960, QUITZOW 1956, v. D. BRELIE 1959, ZONNEVELD 1958 u. a.) ergibt sich das in Abb. 3 niedergelegte stratigraphische Schema.

6.

Aus Abb. 3 ist ersichtlich, daß der Hattem-Komplex wahrscheinlich in die Zeit der Menap- oder Weybourn-Kaltzeit fällt. Die Frage ist aber, ob das, was in den Nieder-

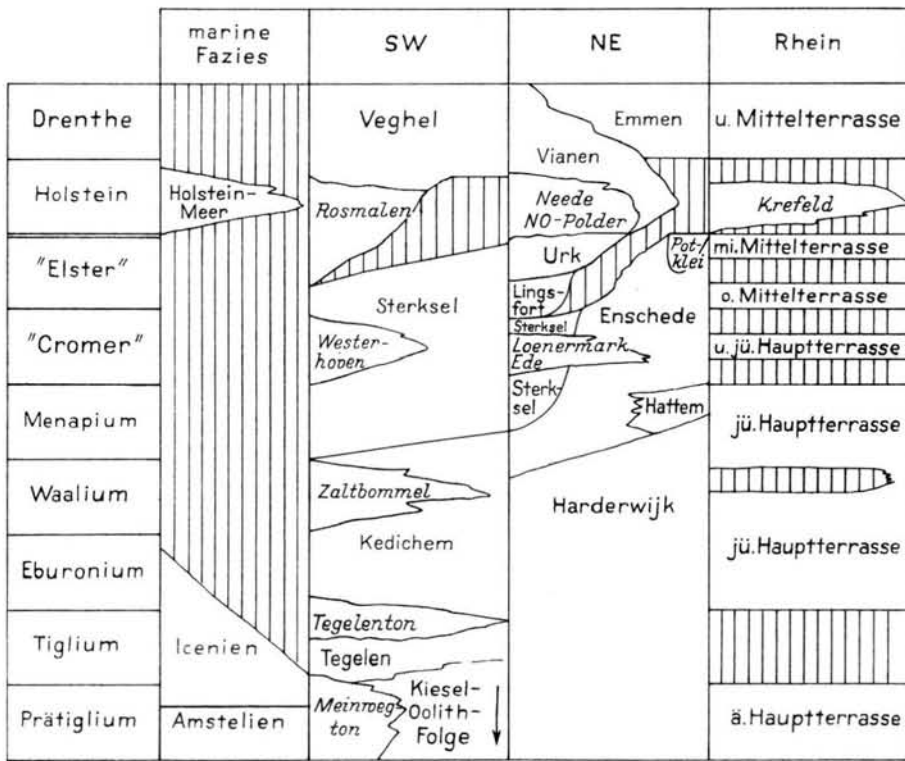


Abb. 3. Stratigraphisches Schema (Arbeitshypothese).

landen als Menapium und Cromerium angesprochen wird, einem Interglazial und einem Glazial vor der Elster (Mindel)-Eiszeit entspricht.

Zunächst darf festgestellt werden, daß die vor dem niederländischen Needien liegende Kaltzeit zweckmäßigerweise nicht als Mindel-Eiszeit bezeichnet werden sollte. Erstens bedarf die Mindel-Eiszeit der Alpen einer neuen und einwandfreien Neudefinition in den Alpen selbst. Zweitens ist ein exakter Nachweis, daß die betreffenden Ablagerungen in den Niederlanden tatsächlich dem Zeitraum, den man in den Alpen mit dem Ausdruck Mindel belegen würde, wenn er exakt zu definieren wäre, nicht erbracht. Über die Rhein-Terrassen ist das vorerst nicht geschehen und vielleicht auch gar nicht möglich. Haupt-

terrasse und Obere bis Mittlere Mittelterrasse sind am Mittelrhein und im Ostteil des Niederrheingebietes noch nicht datiert (QUITZOW 1956). Es sind für die Jüngere Hauptterrasse (KAISER 1958) und die Mittlere Mittelterrasse zwar Anzeichen kaltzeitlicher Entstehung bekannt, aber die Kaltzeiten, in der die betreffenden Erscheinungen entstanden, sind vorerst nicht exakt datiert. Es ist nur sicher, daß sie älter als das Holstein-Interglazial sind.

Daher verbliebe nur die Möglichkeit einer — wegen der räumlichen Verknüpfung mit den nordeuropäischen Vereisungen folgerichtigen — Benennung nach norddeutschen Bezeichnungen. Den Ausdruck „Mindel“ durch „Elster“ zu ersetzen, erscheint aber ebenfalls voreilig.

Nach den neuen Untersuchungen von K. RICHTER (1961) ist innerhalb der Elster-Serie eine Reihe von Warmzeiten nachweisbar, über deren Größenordnung noch keine völlige Klarheit besteht. Es ist deshalb mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die mit der Elster-Eiszeit in den Niederlanden parallelisierte Kaltzeit nur einem Abschnitt des deutschen Elster entspricht.

Damit und aus anderen Gründen rückt auch das niederländische „Cromer“ in ein anderes Licht. R. WEST (1961) hat beim 6. INQUA-Kongreß darauf hingewiesen, daß das von THOMSON (WOLDSTEDT 1951) untersuchte Profil aus dem Cromer Forest Bed nur einen Teil der Cromer-Serie enthält, die früher aufgrund unhorizontiert aufgesammlter Fossilien als einheitliche, interglaziale Folge, die Cromer-Stufe, betrachtet wurde. Nach WEST handelt es sich aber um zwei warmzeitliche Schichten, und die von THOMSON untersuchten Proben entstammen nur einem, dem oberen Horizont. WEST meint daher, daß die Übertragung des Begriffes Cromer auf kontinentale Ablagerungen nicht zulässig sei.

Betrachtet man die pollenanalytischen Ergebnisse der Untersuchung von Cromer, Westerhoven und Bilshausen, so wird man zugeben müssen, daß eine Datierung und Parallelisierung auf der Basis dieser Befunde allein nicht zu einem befriedigenden Ergebnis führt. Von Westerhoven steht nach ZAGWIJN & ZONNEVELD (1956) und ZAGWIJN (1960) fest, daß das Interglazial älter sein muß als das von Neede, jünger aber als das Waalien, das noch mehr Tertiärelemente führt. Auch das Bilshäuser Interglazial, das aufgrund des geologischen Profils und der Wirbeltierfunde in die nächste Warmzeit vor Holstein zu stellen ist, ist arm an Tertiärelementen, ähnelt in seinem Pollendiagramm so sehr dem Eem-Interglazial, daß aufgrund der Pollenanalyse allein eine richtige stratigraphische Einstufung nicht möglich wäre.

Um voreilige Parallelisierungen zu vermeiden, empfiehlt es sich daher, die bisher aufgrund der Profile von Westerhoven und Bilshausen nachgewiesenen Interglaziale mit Lokalnamen zu belegen. Für die niederländische Warmzeit empfiehlt es sich, den Ausdruck Cromer vorläufig in Anführungsstriche zu setzen, für den Bilshäuser Ton wird der Name R h u m e - W a r m z e i t vorgeschlagen (nach dem in der Nähe befindlichen Fluß).

Ob die auf die „Cromer“-Warmzeit in den Niederlanden folgende Kaltzeit ganz oder nur zum Teil der norddeutschen Elster-Eiszeit entspricht, muß vorerst offen bleiben.

Der Hattem-Komplex ist als wahrscheinlich vor die „Cromer“-Warmzeit gehörend zu betrachten.

Schrifttum

- ANDERSON, W. F.: Lavendelblauwe Verkieselungen. - Publ. nederl. geol. Ver. 13, 249-252, Zutphen 1953.
- BRELIE, G. VON DER: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. - Fortsch. Geol. Rheinl. Westf. 4, 371-388, 2 Tab., Krefeld 1959.
- EDELMAN, C. H. & MAARLEVELD, G. C.: Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. - Geol. Jb. 73, 639-684, 2 Taf., 26 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.
- FABER, F.: Glaciale Schollen in Nederland. - Sporen van de IJstijd, Publ. ned. geol. Ver. 8, 50-54, Zutphen 1950.

- HESEMANN, J.: Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. - Abh. naturw. Ver. Bremen 31, 247-285, Bremen 1939.
- JONKER, H.: De oorsprong van het glaciaal Diluvium in Nederland. - 28 S., Delft 1907.
- KAISER, K. H.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. - Eiszeit u. Gegenw. 9, 110-129, Öhringen/Württ. 1958.
- KRUIZINGA, P.: Het Probleem van de noordelijke erratica en van het aantal pleistocene landijsbedekkingen van ons land. - Verh. kon. ned. geol.-mijnb. Gen., geol. Ser. 14, 189-303, 1944.
- LIJN, P. VAN DER: Twee ijsbedekkingen in Nederland op grond van zwerfsteentellingen. - Natura 40, 70-90, Breda 1941 (1941a). - - Zwei Vereisungen in den Niederlanden. - Z. Geschiebeforschung 17, 191-209, Leipzig 1941 (1941b).
- LÜTTIG, G.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb. 75, 361-418, 3 Taf., 17 Abb., 1 Tab., Hannover 1958 (1958a). - - Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. - Geol. Jb. 76, 235 bis 260, 3 Abb., Hannover 1958 (1958b).
- LÜTTIG, G. & MAARLEVELD, G. C.: Nordische Geschiebe in Ablagerungen prä Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem). - Geol. en Mijnb. 40, 163-174, 6 Abb., 's Gravenhage 1961.
- MAARLEVELD, G. C.: Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. - Eisz. u. Gegenw. 4/5, 10-17, Öhringen/Württ. 1954. - - Grindhoudende midden-pleistocene sedimenten. Het onderzoek van deze afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden. - Diss. Utrecht, 105 S., Maastricht 1956.
- POLAK, B., MAARLEVELD, G. C. & NOTA, D. J. G.: Palynological and sedimentary petrological data of a section in ice-pushed deposits. - Geol. en Mijnb. 1962 (im Druck).
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. - Geol. en Mijnb. n. S. 18: 357-376, 's Gravenhage 1956.
- RICHTER, K.: Zur Frage einer pliozänen Vereisung Norddeutschlands auf Grund neuer Funde bei Stettin. - Z. Geschiebef. 11, 135-151, Leipzig 1935. - - Gliederungsmöglichkeiten im niedersächsischen Pleistozän mit geschiebekundlichen Methoden. - Z. deutsch. geol. Gesellsch. 102, 154-155, Hannover 1951. - - Geröllanalytische Gliederung des Pleistozäns im unteren Emsgebiet mit Vergleichen zum Sylter Kaolinsand. - Geol. Jb. 71, 449-460, Hannover 1955. - - Subdivision according to erratica of the Elster (Mindel)-Glacial in North-West Germany with proof for interstage and solifluidal soil of the interstage. - Abstr. of Pap. 6th Congr. INQUA, 32, Warschau 1961.
- RIDDER, N. A. DE & ZAGWIJN, W. H.: A mixed Rhine-Meuse deposit of Holsteinian age from the South-Eastern part of the Netherlands. - Geol. en Mijnb. n. S. 24, 125-130, 's Gravenhage, 1962.
- WAARD, D. DE: Glacigeen Pleistoceen, een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Noordoostpolder). - Verh. kon. ned. geol.-mijnb. Gen. geol. Ser. 15, 70-246, 1949.
- WEE, M. W. TER: The Saalian glaciation in the Netherlands. - Excursions of the Jubilee Convention The Hague 1962.
- WEST, R. G.: The interglacial vegetation of Britain and Continental Europe compared. - Abstr. of pap. 6th Congr. INQUA, 123-124, Warschau 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. - Geol. Jb. 65, 621-640, Hannover 1951.
- ZAGWIJN, Waldo H.: Zum heutigen Stand der pollenanalytischen Untersuchungen des Pleistozäns in den Niederlanden. - Geol. en Mijnb. n. S. 18, 426-427, Gravenhage 1956. - - Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. - Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. 4, 5-26, 3 Taf., 4 Abb., 3 Tab., Krefeld 1959.
- ZAGWIJN, Waldo H.: Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Diss. Leiden 1960.
- ZAGWIJN, Waldo H. & ZONNEVELD, J. I. S.: The interglacial of Westerhoven. - Geol. en Mijnbouw n. S. 18, 37-46, 's Gravenhage 1956.
- ZANDSTRA, J. G.: Grindassociaties in het Pleistoceen van Noord-Nederland: een samenvatting van de voorlopige resultaten van grindonderzoek, in het bijzonder van het Onder- en Midden-Pleistoceen. - Geol. en Mijnbouw n. S. 21, 254-272, 's Gravenhage 1959.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Litho-stratigrafische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. - Meded. geol. Sticht. n. S. 12, 31-64, 10 Abb., 1 Taf., 2 Beil., Maastricht 1958 (1960).

Manusk. eingeg. 23. 7. 1962.

Anschrift der Verf.: Dr. G. W. Lüttig, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstraße 1 - Dr. G. C. Maarleveld, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen, Niederlande, Bovenweg 7, Bennekom.

B. Buchbesprechungen

HILDEGARD ARENS: **Die Bodenkarte 1 : 5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten.** - Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, Bd. 8, 164 S., 5 Taf., 30 Abb., Krefeld 1960. Preis: 9.50 DM.

In der seit 1934 durchgeführten Reichsbodenschätzung liegt ein ungeheures Material über die landwirtschaftlich genutzten Flächen Deutschlands vor. Von verschiedenen Seiten und mit verschiedenen Methoden ist versucht worden, dieses Material für weitere Zwecke auszunutzen. Das Bayrische Geologische Landesamt war eines der ersten, das auf Grund der Bodenschätzung bunte bodenkundliche Einzelkarten für zahlreiche Gemeinden herstellte. Von anderen Ämtern wurden ähnliche Versuche gemacht. Nordrhein-Westfalen stellt jetzt in größerem Maße Bodenkarten im Maßstabe 1 : 5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung her. Auf die Topographie der Grundkarte 1 : 5000 sind in Grün die Ergebnisse der Reichsbodenschätzung eingedruckt. Sie werden ergänzt durch zahlreiche bodenkundliche Durchschnittsprofile, die dem Benutzer eine Vorstellung über den Aufbau des Bodens vermitteln.

Über alle mit der Herstellung dieser Karten zusammenhängenden Fragen, vor allem aber auch über ihre mannigfachen Verwendungsmöglichkeiten gibt die vorliegende Veröffentlichung vorzügliche Auskunft.
P. Woldstedt.

HEINZ EGGERS: **Moränenterrassen im Wallis**, Freiburger Geographische Arbeiten H. 1, 127 S., 20 Abb. auf Taf., 13 Fig. im Text u. 2 Kartenbeilagen, Freiburg/Br. 1961.

In einem eigenartigen, geradezu sprachschöpferischen Stil — auch der Name „Moränenterrassen“ ist eine Neuschöpfung für die üblichere Bezeichnung „Eisrandterrassen“ — werden spät- bis postglaziale Kleinformen aus dem oberen Rhonetalsystem eingehend und erschöpfend beschrieben. Gute Originalaufnahmen und 2 speziellere Kartenaufnahmen aus einem der Nebentäler veranschaulichen die Verbreitung verschiedenartiger Formen teils glazigener, teils fluvioglazialer und teils fluvialer Entstehung. Aus der analytischen Untersuchung in den einzelnen Tälern ergibt sich zusammenfassend, daß die Moränenterrassen in erster Linie in den unteren Abschnitten der Nebentäler des Rhonetals und im oberen Teil desselben, der sogenannten „Goms“, zu finden sind. Sie scheinen dem gsnitzzeitlichen Eisvorstoß anzugehören. Dieser Vorstoß war kräftig genug, bis in die unteren Teile der Nebentäler ersten Grades genügend stark vorzudringen, und dauerte lange genug, um entsprechende Schuttmassen in den früher überbreiterten Talabschnitten abzulagern. Das Schlern-Stadium war zu talausfüllend in diesen Talabschnitten (im Gegensatz zum Innthal), der Daun-Vorstoß allem Anschein nach zu schwach oder zu kurz. Es erhellt daraus, wie wohl zu erwarten war, daß aus der ähnlichen Erscheinung von Moränenterrassen in verschiedenen Gebirgsgruppen der Alpen allein nicht auf das gleiche Alter ihrer Bildung geschlossen werden kann. Zur speziellen Analyse der Formengruppe „Eisrandbildungen“ und ihrer nachträglichen Überformung durch fluviale Zerschneidung wird eine Reihe von guten Beiträgen geliefert.
H. Graul.

[GÜNTHER BEHM-BLANCKE, Herausgeber]: **Alt-Thüringen**, Jahresschrift des Museums für Ur- und Frühgeschichte Thüringens, 5. Band, 378 S. mit 139 Textabb. und 20 Taf., Weimar (Hermann Böhlau Nachf.) 1961. Preis: gebd. DM 32.20.

Der Band enthält vor allem zwei den Quartärgeologen interessierende Aufsätze: 1. K. VALOCH, Das Magdalénien in der Tschechoslowakei. Die neueren Grabungen, z. B. in der Zitný-Höhle im Mährischen Karst, zeigen, daß die untere Stufe des Magdaléns noch in lössigen Schichten gefunden wird. Auch die mittlere und obere Stufe tritt in Mähren im wesentlichen nur in Höhlen auf, während in Böhmen mehr Freiland-Stationen vorhanden sind. Charakteristisch sind die aus Rengeweih hergestellten Geräte (im Gegensatz zu den Elfenbeingeräten des Gravette). 2. Eine eingehende Behandlung erfährt das Mesolithikum Thüringens durch R. FEUSTEL. Er bildet nicht nur einen großen Teil der Werkzeuge ab, sondern geht auch den Beziehungen des Thüringer Mesolithikums zu dem anderer Gebiete nach. Vor allem lassen sich Einflüsse von Nordwesten her feststellen (Tjonger-, Rissener Gruppe). Mit dem Neolithikum ist das Thüringer Mesolithikum nach dem Verf. durch eine Übergangsphase verbunden, die als „Protoneolithikum“ bezeichnet wird.

Die weiteren Aufsätze haben mehr vor- bzw. frühgeschichtliches Interesse. Hans und Hermann KAUFMANN behandeln die facettierten Axthämmer aus dem Neolithikum des Gothaer Landes, Peter DONATH drei schnurkeramische Grabhügel von Etzdorf, Kr. Eisenberg, Dietrich MANIA endneolithische Grabanlagen und Siedlungsstellen auf dem Forstberg bei Orlamünde, Kr. Jena. Arbeiten von E. HENNIG („Untersuchungen über den Verwendungszweck urgeschichtlicher Schuhleistenkeile“), von FEUSTEL, HERRMANN, SCHADE & SUHLE („Die Wüste Kapelle Glasbach am Rennsteig“) und

von H.-J. STOLL („Die mittelalterlichen Töpferfunde von Sondershausen/Stockhausen und Weimar, Wagnersgasse“) vervollständigen den Inhalt des Bandes, dessen äußere Ausstattung mit Abbildungen und Tafeln vorzüglich ist. P. Woddstedt.

O. NECRASOW, P. SAMSON, C. RADULESCO: **Sur un nouveau singe catharhinien fossile, découvert dans un nid fossilifère d'Olténie (R.P.R.)** - Analele Științifice ale Universității Al. I. Cuza din Iași. Ser. Nouă, Sect. II, Științe naturale, Tomul VII, Anul 1961, Fasc. II, p. 401-416.

Die von den Verfassern untersuchten Fossilien-Nester liegen in den Sedimenten fluvioglazialen Ursprunges auf dem „Getischen Plateau“ zwischen dem mittleren Lauf des Oltet und ihrem linken Nebenfluß Cerna. Auf Grund der beobachteten Stratigraphie und der Einschlüsse an Säugetierresten, deren Artzugehörigkeit von mehreren Fundstellen mitgeteilt wird, kommen die Verf. zu dem Schluß, daß die fossilführenden Ablagerungen dem unteren Pleistozän (Villafranchien), z. T. dem mittleren Pleistozän angehören. Von den untersuchten Fundstellen ist die von Valea Grauncianului dadurch besonders bemerkenswert, daß sie Schädelteile eines großen Affen enthält. Vom Dach des unvollständig erhaltenen Schädels ist nur ein Rest des Frontale vorhanden; Ober- und Unterkiefer in fast vollständiger Erhaltung gestatten eine ausführliche Beschreibung. Leider war bei der Präparation die Entfernung des anhaftenden Gesteines nicht vollständig möglich (daher sind die Fotos auf den Tafeln undeutlich). Nach Vergleich mit früher beschriebenen Fossilien und mit rezenten Affenarten kommen die Verf. zu dem Ergebnis, daß eine neue Art vorliegt, die sie *Paradolichopithecus geticus* genannt haben; sie gehört in die Familie *Cercopithecidae*, Unterfamilie *Colobinae*. - Somit stellt die oben genannte Veröffentlichung eine wesentliche Bereicherung unserer Kenntnis der Mammalienfauna des frühen Pleistozäns dar. W. LaBaume.

COSTIN RADOLESCU et PETRE SAMSON: **Sur un centre de domestication du Mouton dans le Mésolithique de la grotte „La Adam“ in Dobrogea**. - Zeitschr. f. Tierzücht. u. Züchtungsbiol. 76, H. 2/3, 1962.

Die hier von den Verfassern mitgeteilten Ergebnisse von Ausgrabungen in der Dobrudscha werden als vorläufige bezeichnet, da die Grabungen noch nicht beendet sind. An der Südwand der genannten Höhle ist die Schichtenfolge: A unterste Schicht mit Gesteinstrümmern, Endwürmlöß; darüber B Mesolithikum und präkeramisches Neolithikum; darüber D. u. E. neolithische „Haman-gia-Kultur“, zu oberst F „Gumelnitza-Kultur“ (neol.) mit Herdstelle. Das in diesen Schichten gefundene Steingerät wird beschrieben und teilweise abgebildet; obwohl es dürftig ist, scheint die oben genannte Zeitansetzung gesichert zu sein, zumal da die Einschlüsse an Säugetierknochen die Datierung bestätigen. Diese verdienen besondere Aufmerksamkeit, weil in allen Schichten Reste von Schafen vertreten sind. Die Verfasser haben noch andere Funde rumänischer Herkunft, die fossile Schafknochen enthalten, zum Vergleich herangezogen, und sind auch in sorgfältiger Analyse bestrebt, die Schaf- und Ziegenknochen zu unterscheiden, sowie zu ermitteln, von welcher Zeit an domestizierte Schafe auftreten. Nach den Untersuchungen der Verf. kommen in Rumänien (bes. im Pontischen Raum) Schafe als wildlebende Arten sowohl im Pleistozän wie im Postglazial vor. Da nun Anzeichen dafür vorhanden sind, daß gezähmte Schafe dort seit dem Mesolithikum bzw. dem präkeramischen Neolithikum vertreten sind, wie z. B. in der Höhle „La Adam“, so muß die bisherige Annahme, das Zentrum der Schafzucht sei auf Vorderasien beschränkt gewesen, korrigiert werden. - Somit ist die vorliegende Veröffentlichung von RADOLESCU & SAMSON nicht nur ein wichtiger Beitrag zur Kenntnis der Pleistozänfauna, sondern auch zur frühen Haustiergeschichte. Die Haustierforschung wird den Verf. für ihren osteologischen Beitrag zu der schwierigen Unterscheidung von Schaf- und Ziegenknochen wie auch für ihre Ausführungen zu der Frage, ob Reste von wilden oder domestizierten Schafen vorliegen, dankbar sein. Eine Tabelle zur Würmchronologie in der Dobrudscha (mit Angabe der Zeitstellung der dortigen Schaf-Funde) und eine umfangreiche Liste der rumänischen geologisch-paläontologischen Literatur beschließt die Arbeit. W. LaBaume.

EKKE W. GUENTHER: **Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen**. Zur Gliederung des Eiszeitalters und zur Einordnung paläolithischer Kulturen. Teil I: Methodische Grundlagen mit Erläuterung an Profilen. - Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte, herausgeg. von H. SCHWABEDISSEN, Reihe B, Band 1, 91 S., 29 Abb., 4 Taf., Böhlau Verlag Köln Graz 1961.

In dem vorzüglich ausgestatteten Werk werden die Ergebnisse umfangreicher Untersuchungen über den Löss mitgeteilt, die der Verf. seit mehr als 10 Jahren in verschiedenen Gebieten Süddeutschlands und Österreichs ausgeführt hat. In einem 1. Teil werden die sedimentpetrographischen Methoden und die Darstellung der Analysen-Ergebnisse ausführlich behandelt, im 2. Teil dann ausgewählte Lössprofile im einzelnen abgebildet und besprochen. Das Neue ist, daß von den zu untersuchenden Lössprofilen ein Lackfilm hergestellt wird, der die Unterlage für die weitere Untersuchung bildet. Auf den auf Grund der einzelnen Untersuchungen hergestellten Diagrammen wird u. a. Lagerungsgefüge, Helligkeit bzw. Farbe, Kalkgehalt, Korngrößen-Verteilung, Porenvolumen,

Versuch einer Deutung des Klimas u. dgl. dargestellt. So wird eine Menge tatsächlicher Unterlagen für die Lössе als Gestein gewonnen. Die positiven Ergebnisse freilich, die sich daraus für eine Alterseinstufung der Lössе gewinnen lassen, sind im Verhältnis zu der großen vom Verf. aufgewandten Mühe nicht ganz befriedigend. Eine stärkere Berücksichtigung moderner bodenkundlicher Gesichtspunkte hätte hier vielleicht weitergeführt, und so möchte man dem Verf. raten, seine weiteren Untersuchungen in diesem Sinne etwas zu vervollständigen.

P. Woldstedt.

**Die Verfasser von Arbeiten, die im Jahrbuch
der Quartärvereinigung gedruckt werden
sollen, werden gebeten, folgende Punkte
zu beachten:**

Manuskripte, mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als anderthalbzeilig beschrieben sowie völlig druckfertig, an die Herausgeber: Prof. Dr. P. Woldstedt, Bonn, Argelanderstr. 118, oder Prof. Dr. M. Schwarzbach, Köln, Zulpicher Str. 47.

Autornamen (im Druck KAPITÄLCHEN): unterbrochen unterstrichen (z. B. K. Richter). Fossilnamen (im Druck *kursiv*) mit Schlangenlinie (Elephas antiquus). Einfache Unterstreichung: im Druck gesperrt.

Die Bildvorlagen müssen vollständig reproduktionsfähig sein.

Zitierung im Text nur mit Autornamen und Jahr (z. B. L. Siegert 1921), gegebenenfalls unter Hinzufügung der Seite. Fußnoten — wenn solche wirklich nötig sind — fortlaufend numerieren. Alphabetisches Schriften-Verzeichnis am Ende der Abhandlung mit folgender Anordnung: Auturname, Vorname: Titel der Arbeit - Stelle, Bandzahl (arabische Zahl) doppelt unterstrichen (z. B. 33, im Druck halbfett). Erscheinungsort und Jahreszahl (es gilt das Erscheinungsjahr!) am Schluß.

Korrekturen auf das unbedingt Notwendige beschränken. Bei Änderungen des Textes muß bedacht werden, daß es sich um maschinellen Zeilensatz handelt. Wenn Worte geändert werden, muß die Buchstabenzahl annähernd dieselbe sein (es muß sonst unter Umständen ein ganzer Absatz neu gesetzt werden). Änderungen des Textes nach erfolgtem Satz sind vom Autor zu bezahlen.

50 Sonderdrucke kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Ohringen/Württ.

In Neubearbeitung erschien in dritter Auflage:

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte
mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder
auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18x25 cm

Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband **DM 58.—**

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch
in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln
Ganzleinen gebunden **DM 8.75**

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Dr. BERNHARD HAUFF: Das Holzmadenbuch

2. Auflage 1960

Die schönsten Versteinerungen im Schiefer des Schwarzen Jura
56 Seiten Text mit 6 Abb., 1 Fossiltafel sowie 80 Kunstdrucktafeln.
Ganzleinen **DM 12.—**

Aus der Fülle der Fossilien sind die wertvollsten ausgewählt und vorzüglich wiedergegeben. — Dieses Werk ist eine wesentliche Bereicherung der palaeontologischen Literatur.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers
Ganzleinen **DM 11.70**, Nachtragsband 1938 **DM 5.—**

„Das klassische Werk der Trias“

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text,
gebunden **DM 9.80**

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.