

Notizblatt
des Hessischen Landesamtes
für Bodenforschung
zu Wiesbaden

Band 91

Mit 27 Tafeln, 104 Abbildungen und 27 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1963

Druckfehlerberichtigung

Auf den Seiten 318 (Überschrift), 319, 321, 323, 325, 327, 329,
331, 333, 335, 337 (lebende Kolumnentitel) muß es heißen

Trachyttuff anstatt **Trachtyttuff**

Erratum:

Abb. 4a, S. 21 ist um 180° zu drehen.

Dienstexemplar

W. Schricke

Notizblatt
des Hessischen Landesamtes
für Bodenforschung
zu Wiesbaden

Band 91

Mit 27 Tafeln, 104 Abbildungen und 27 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1963

Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.	91	S. 1—427	104 Abb.	27 Tab.	27 Taf.	Wiesbaden, 30. 8. 1963
------------------------------------	----	----------	----------	---------	---------	------------------------

Inhaltsverzeichnis

A. Wissenschaftlicher Teil

- HEINZ TOBIEN:**
Dorcatherium KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgur lagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen). Mit 2 Abbildungen und Tafel 1 7
- HEINZ TOBIEN:**
Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas. Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle 16
- WALTER GROSS:**
Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Neuuntersuchung. Mit 13 Abbildungen und den Tafeln 2—8 36
- FRITZ KUTSCHER:**
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien. Mit den Tafeln 9—11. 74
- FRITZ KUTSCHER & MANFRED HORN:**
Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 4. Fossilien und organogener Detritus im Sediment. Mit Tafel 12 87
- RICHARD ZINSE:**
Das Unter-Devon im Bereich des Lützelsoons (Siegen-Stufe, Hunsrück; südliches Rheinisches Schiefergebirge). Mit 5 Abbildungen und den Tafeln 13—19 92
- FRITZ R. STIBANE:**
Stratigraphie und Magmatismus des Mittel- und Ober-Devons bei Werdorf-Berghausen (Lahn-Mulde, Rhein. Schiefergebirge). Mit 5 Abbildungen. 119
- HANS E. HENTSCHEL:**
Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz. Mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 20 143
- ERWIN M. MÜLLER & B. F. KLINKHAMMER:**
Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Saarkarbonsattel. Mit 3 Abbildungen. 177
- VOLKER SONNE:**
Zur Verbreitung unteroligozäner Schichten (Sannois) im westlichen Mainzer Becken. Mit 3 Abbildungen 197
- VOLKER SONNE & KARL WILHELM GEIB:**
Einige neue fossilführende Tertiärvorkommen im Randgebiet des nordwestlichen Mainzer Beckens. Mit 3 Abbildungen. 206
- HANS MURAWSKI:**
Die Bedeutung der „Kinzigtalzone“ als Scharnierbereich zwischen der (Spessart-) Schwelle und dem nördlich vorgelagerten (Hessischen) Becken. Mit 4 Abbildungen und Tafel 21 217
- GEORG MATTHES & JOE-DIETRICH THEWS:**
Der Abflußzuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassergewinnungsmöglichkeiten. Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen 231
- BERNWARD HÖLTING & GEORG MATTHES:**
Ein Sporentriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. Mit 9 Abbildungen und 5 Tabellen 237
- HEINZ BOTKE:**
Die Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein am Ostrand des Neuwieder Beckens. Mit 9 Abbildungen, 14 Tabellen und den Tafeln 22—24 . . . 256

- INGEBORG FRIEDRICH-LAUTZ:
 Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tage-
 bauten der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen. Mit 12 Abbildungen und
 den Tafeln 25—26 277
- WILLY TH. STÖHR:
 Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung
 (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Mit 3 Ab-
 bildungen, 1 Tabelle und Tafel 27 318

Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung

- FRITZ KUTSCHER:
 Die Brunnenbohrung Arnoldshain 2 (Taunus; Bl. 5716 Oberreifenberg). Mit
 1 Abbildung 341
- FRITZ KUTSCHER:
 Die Brunnenbohrung für die Gemeinde Eschbach im Quarzgang am Buchstein
 (Taunus; Bl. 5617 Usingen). Mit 1 Abbildung 346
- BERNWARD HÖLTING:
 Die Grundwasserneubildung in Oberdevon- und Unterkarbonschichten in der
 Gemarkung Wirmighausen (Landkreis Waldeck). Mit 1 Tabelle. 351
- BERNWARD HÖLTING:
 Schwermineralanalytische Untersuchungen an Sandsteinen der Eichsfeld-Folge
 (Mittlerer Buntsandstein) in der Brunnenbohrung Rückers (Landkreis Hünfeld).
 Mit 2 Tabellen 353
- ERNST BARGON:
 Herrichten und Konservieren von bodenkundlichen Schauprofilen 356
- ARNO SEMMEL:
 Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken).
 Mit 1 Abbildung. 359
- FRITZ KUTSCHER:
 Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 5. Ptero-
 poden-Vorkommen im Hunsrückschiefer des Hunsrücks und Taunus. Mit 3 Ab-
 bildungen 366

B. Amtlicher Teil

- Amtsleitung:
 Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit
 vom 1. 1. bis 31. 12. 1962. 375
- GEORG MATTHESS:
 Hessisches Geologisches Schrifttum 1962. Mit Nachträgen aus den Jahren 1938
 bis 1961 391
- FRITZ KUTSCHER:
 Stichwort-Register ab Notizblatt-Band 90. 407
- Schriftleitung:
 Autorenregister, Sach- und Ortsregister, Fossilregister. 412
- Schriftleitung:
 Verzeichnis der Autoren dieses Bandes 421
- Vertriebsstelle:
 Veröffentlichungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 423

A.
Wissenschaftlicher Teil

***Dorcatherium* KP. und *Heteroprox* ST. (Artiodactyla, Mamm.) aus der miozänen Kieselgurlagerstätte von Beuern im Vogelsberg (Kr. Gießen)**

Von

HEINZ TOBIEN, Mainz; z. Zt. Berkeley, Cal.

Mit 2 Abbildungen und Tafel 1

Kurzfassung: In der altbekannten Fossilfundstätte Beuern im Vogelsberg sind neuerdings auch Säugerreste angetroffen worden. Sie tragen zur Altersdatierung des Vorkommens bei und geben Anlaß zu einer Zusammenstellung der seither im Bereich des Vogelsberg-Vulkanes getätigten Säugetier-Funde.

Zu den seit langer Zeit bekannten Fossilvorkommen im Bereich des tertiären Vogelsberg-Vulkanismus gehört die Kieselgurlagerstätte von Beuern, 12 km nö. von Gießen (SCHENK 1950). Die Kieselgur enthält außer Diatomeen und Kieselnadeln von Süßwasserschwämmen zahlreiche pflanzliche Reste, die von KIRCHHEIMER (1927, 1934:6), ferner Pollen, die von HECK (1927) und KREMP (1950) untersucht wurden. Ferner sind — z. T. schon aus sehr alter Zeit — Wirbeltierreste bekannt, die von H. v. MEYER behandelt wurden: Krokodilier, Frösche, Molche, Frosch- und Molchlarven, sowie Fische. WEITZEL (1933) erkannte darunter: *Cyprinus priscus* H. v. M., *Esox lepidotus* AG., *Lepidocottus multipinnatus* (H. v. M.). Vor allem anhand der Pflanzen, Pollen und Fische ergab sich als Alter teils Obermiozän (KIRCHHEIMER 1937: 116; WEITZEL 1933: 99: Tortonium), teils Mittelmiozän (KREMP 1950: 270). Für ein obermiozänes Alter sind ferner KLÜPPEL (1933) und SCHOTTLER (1937: 44) eingetreten. SCHENK (1950: 265-66) hält obermiozänes Alter für wahrscheinlich.

Säugerfunde, die zur Fixierung der Altersstellung der Kieselgur und ihrer Deckschichten ebenfalls beitragen können, sind erst nach dem 2. Weltkrieg angetroffen worden: 1947 wurden anlässlich einer Exkursion des Geol.-Paläont. Institutes der Universität Mainz zusammengehörige Skelett-Teile des geweihten Paarhufers *Dorcatherium* gefunden. Der Fund stammt, nach dem anhaftenden Gestein, aus der Kieselgur selbst. 1952 fand Herr Dr. SCHENK/Hungen in den tonigen Deckschichten ein Geweihbruchstück des Hirschartigen *Heteroprox*.

Da beide Funde zur Altersdatierung von Beuern beitragen können, sollen sie nachstehend kurz beschrieben und ihr stratigraphischer Aussagewert erörtert werden.

1. *Dorcatherium*, von der Größe des *D. crassum* (LART.)

(Taf. 1 Fig. 1–7)

Es handelt sich um Teile eines zweifellos zusammengehörigen Skelettes, von dem nur Reste der Extremitäten vorhanden sind. Schädel, Gebiß, Wirbelsäule, Rippen usw. fehlen.

Vorhanden sind:

Vorderextremität: linke Seite: a) Radius, dist. Gelenkende; b) Scaphoid (dorsale Partie fehlt); c) Cuneiforme (dorsale Partie fehlt); d) Magnum; e) Unciforme (dorsal defekt); f) Mc. II (vollständig); g) Phal. 1–3 des Mc II; h) 2 Sesamoide der Articulatio Mc. II/Phal. 1; i) Mc. III (distales Ende fehlt); j) Mc. IV (distales Ende fehlt); k) Mc. V (distales Ende fehlt); l) 3 größere Sesamoide, zu Mc. III und Mc. IV gehörend. Vorstehende Knochen lagen noch im natürlichen Verband. Rechte Seite: Magnum. (Taf. 1 Fig. 1, 2, 4).

Hinterextremität: linke Seite: a) Femur (laterale und mediale Gelenkrolle des distalen Gelenkes); b) Patella; c) Tibia (laterale Hälfte des prox. Gelenkendes); d) Calcaneus (Fragment des Tuber calcis); e) Astragalus; f) Cubonaviculare (naviculare Partie). Rechte Seite: a) Femur (laterale und mediale Gelenkrolle des dist. Gelenkes); b) Patella; c) Tibia (laterale und mediale Teile des prox. Gelenkes); d) Tibia (mediale Partie des dist. Gelenkendes); e) Calcaneus (prox. Ende des Tuber calcis); f) Astragalus; g) Cubonaviculare; ferner 2 erste Phalangen der Mittelzehen der linken oder rechten Hinterextremität (Taf. 1 Fig. 5–7).

Das charakteristische Cubonaviculare mit den damit verschmolzenen Cuneiformia II+III, die getrennten, nicht zu einem Canon verwachsenen Mc. III und Mc. IV, die voll ausgebildeten Mc. II und Mc. V, die zu ersterem gehörenden 3 Phalangen weisen diese Skelettreste sogleich in das Genus *Dorcatherium* (Taf. 1 Fig. 5, 2).

Im Vergleich zum lebenden *Hyemoschus aquaticus* (Westafrika) sind die fossilen Knochen deutlich größer (s. Maßtabelle). An den Knochenfragmenten von Beuern abnehmbare Maße im Vergleich mit gleichartigen Maßen an einem Skelett des rezenten *H. aquaticus* von Sierra Leone (Mus. Basel Nr. 2707) lehren, daß die lebende Art um 69% bis 86,1% kleiner ist, als das Individuum von Beuern (s. Maßtabelle). Auch die Zahnreihenlängen mittelgroßer *Dorcatherien* liegen innerhalb dieser Grenzwerte: OK-Reihe: 77%. Uk-Reihe: 81%, obere D.: 83,1%, untere D.: 79% (Zahlenwerte bei RÜTIMEYER 1883: 78).

Gänzlich fällt jedoch der Längenvergleich der Mc. II heraus. Die Mc. II-Länge von *H. aquaticus* beträgt nur 53,5% derjenigen des Mc. II von Beuern, d. h. das Metacarpale der fossilen Art ist relativ beträchtlich länger gegenüber den Dimensionen der übrigen Skeletteile. Dies läßt folgende Möglichkeiten zu: Entweder sind bei dem Tier von Beuern die Seitenfinger noch nicht in dem Ausmaß gegenüber Mc. III und Mc. IV reduziert, wie bei der heutigen Art, oder aber alle Metacarpen und damit das Handskelett waren relativ länger. Bei einer alleinigen Verkürzung der seitlichen Metacarpen sollte auch — nach Erfahrungen bei anderen Artiodactylen und Equiden — eine entsprechende Verkürzung der Seitenphalangen erwartet werden. Der Vergleich der Längen von Phal. 1–3 dig. II der rezenten mit der fossilen Form ergibt einen Wert von 76,5%, der mithin in den Variationsgrenzen der übrigen Maße liegt. Danach dürfte bei dem Tier von Beuern eine gegenüber dem heutigen *H. aquaticus* gestrecktere und wohl auch schlankere Mittelhand vorhanden gewesen sein (Siehe auch Taf. 1 Fig. 2 und 3).

Dieser Befund lehrt, daß ähnlich wie im Gebiß (MOTTL 1961) auch am Extremitätenskelett gegenüber dem rezenten *Hyemoschus aquaticus* Unterschiede bestehen, welche die Selbständigkeit des tertiären Genus *Dorcatherium* weiterhin rechtfertigen dürften.

Am Gelenk Mc. II/Phal. I sin. waren ferner die zwei Sesamoide in situ erhalten. Sie stimmten mit den entsprechenden Sehnenknochen des lebenden *Hyemoschus* überein, sind nur entsprechend größer. Das größere Sesamoid liegt adaxial und hat etwa bohnenförmigen Umriß, das — um die Hälfte — kleinere Sesamoid liegt abaxial und hat rundlichen Umriß. Die Sesamoide der Mittelzehen sind jeweils größer, als das größere Sesamoid der Seitenzehen, aber unter sich etwa gleich groß.

Innerhalb der europäischen *Dorcatherium*-Arten des Jungtertiärs (MOTTL 1961): *D. guntianum* H. v. M., *D. navi* KAUP, *D. crassum* (LART.), *D. vindobonense* H. v. M., *D. penecke* HOFM. gehört das Beuerner Tier zu den mittelgroßen Arten: *D. crassum*, *D. vindobonense*, *D. navi*. Für *D. guntianum* sind die Knochen zu groß, für *D. penecke* zu klein. Gute Übereinstimmung besteht dagegen z. B. mit *D. crassum* von Sansan: Radius-Distalende, max. Breite: Beuern: 21,8 mm, Sansan: 21,5 mm (Museum Basel, Ss. 5245). Ebenso stimmen 4 Astragali von dort mit denen von Beuern in der Größe überein, jedoch ist die Knickung in der Längsachse bei den französischen Stücken etwas ausgeprägter¹⁾.

Maßtabelle (Maße in Millimeter)

	Mc II sin. Länge	Phal. 1-3 dig. II ant. sin. Länge	Radius Breite distal	Calcaneus max. Breite Tuber calcis
I. <i>Hyemoschus</i> rezent. Mus. Basel 2707	34	17,3	15	10,6
II. <i>Dorcatherium</i> Beuern	63,5	22,6	21,8	14,7
I in % von II	53,5%	76,5%	69,0%	72,1%

	Patella dext. max. Breite	Patella sin. max. Breite	Astragalus max. Breite distal	Tibia. max. Länge d. prox. Gel.-Fläche
I. <i>Hyemoschus</i> rezent. Mus. Basel 2707	14	14,3	12,4	33,6
II. <i>Dorcatherium</i> Beuern	17	16,6	17,2	44,8
I in % von II	82,4%	86,1%	72,1%	75,0%

Wie weit bei diesen mittelgroßen Arten neben Gebißunterschieden (MOTTL 1961) auch solche im Skelett vorhanden sind, ist noch nicht abzusehen, da zusammengehörige Skelettfunde des Genus *Dorcatherium* auf europäischem Boden bisher noch

¹⁾ Herrn Dr. HÜRZELER, Vorsteher der Osteolog. Abt. des Naturhist. Museum Basel bin ich für die Erlaubnis zum Studium dieser Materialien, wie auch des rezenten *Hyemoschus*-Skelettes sehr zu Dank verbunden.

nicht getätigt worden sind²⁾). In dieser Beziehung stellt der Fund von Beuern eine Besonderheit dar.

Die stratigraphische Reichweite der genannten mittelgroßen Arten umfaßt in Mittel- und Westeuropa das Helvetium bis Pontium (THENIUS 1952: 81, 83; MOTTL 1961:60—68), womit für das Alter des Beurner Vorkommens ein erster Altershinweis gegeben ist. Einen weiteren liefert der im folgenden beschriebene Geweihrest.

2. *Heteroprox* cf. *larteti* (FILH.)

(Abb. 1 a—d, Taf. 1 Fig. 8)

Das schlecht erhaltene rechte Geweihbruchstück zeigt einen an der Basis abgebrochenen vorderen Gabelast (Abb. 1 a, d, Taf. 1 Fig. 8) und einen hinteren quer abgeplatteten Gabelast, der etwa zu zwei Drittel noch vorhanden ist (Abb. 1 a—d, Taf. 1

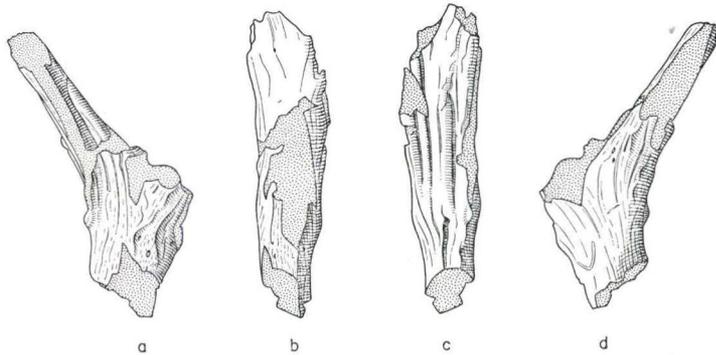


Abb. 1. *Heteroprox* cf. *larteti* (FILH.), Obermiozän, Beuern (Kr. Gießen), Geweihbruchstück. a: von außen, b: von vorn, c: von hinten, d: von innen. Punktiert: Beschädigte Partien. 2/5 nat. Größe. Orig. in Geol.-Pal. Abt. Hess. Landesmuseum, Darmstadt (Vo 1).

Fig. 8). Auffallend ist die kaum entwickelte Rose, die sich nur durch eine geringe Anschwellung, sowie durch eine kleine Perle an der Hinteraußenkante der Stange bemerkbar macht (Abb. 1 a, c, d, Taf. 1 Fig. 8 a). Unterhalb der Rose sind noch ca. 2,5 cm vom Rosenstock erhalten. Somit liegt ein schädelehtes Geweih vor. Hinten und an den Seiten sind Längsfurchen vorhanden, die an der Hinterwand der hinteren Gabel besonders tief sind (Abb. 1 c).

Die schwach entwickelte Rose weist auf Zugehörigkeit des Geweihes zum Genus *Heteroprox* STEHLIN hin. Die Geweihe anderer für einen näheren Vergleich in Betracht kommender Cervulinen: *Dicrocerus* LARTET, *Euprox* STEHLIN und *Amphiprox* HAUPT haben wesentlich kräftigere, über den Rosenstock herausquellende und z. T. geperlte

²⁾ Eine Ausnahme bildet ein juveniles mit Milchbezaahnung versehenes, leider sehr schlecht erhaltenes, *Dorcatherium*-Skelett aus dem Pontium des Höwenegg, das bei TOBIEN (1959, Taf. S. 124) und TOBIEN & JÖRG (1959: Taf. bei S.176) provisorisch als „kleiner Cervide“ bezeichnet ist. Die Bearbeitung dieses Fundes ist im Gange. Das Tier vom Höwenegg hat — beim Vergleich mit dem Fund von Beuern — etwas größere Dimensionen.

Rosen. Für *Heteroprox* weiterhin kennzeichnend ist der weite Abstand der allerdings defekten Gabelbasis von der Rosenbasis (er dürfte ca. 40—45 mm betragen), sowie der längsovale Umriß des Geweihs im Niveau der Rose. Ferner hat die unterhalb der Rose erhaltene Rosenstockpartie einen ähnlich längsovalen Umriß (Länge und Breite der Stange im Bereich der Rose: 32,5 bzw. 22,0 mm).

Eine Besonderheit stellt die erwähnte quere Abplattung der hinteren Gabel dar, die auf die Bildung einer weiteren, inneren Sprosse, d. h. auf ein Sechser-Geweih hinweist. Diese Abplattung ist in gleicher Weise auch an dem von DEHM (1944: 90—92, Abb. 8; siehe auch RÜTIMEYER 1880: Taf. 1, Fig. 8) unter *Heteroprox* n. sp. näher beschriebenen Abwurf aus dem Obermiozän der Reisenburg (bei Günzburg/Donau) vorhanden. Auch sonst ist dieses Geweih in Größe und Form dem Beurner Stück sehr ähnlich.³⁾ Leider ist die Partie an der Innenkante der Hintergabel am Geweihbruchstück von Beuern stark beschädigt, so daß der Ansatz dieser dritten Sprosse nicht mehr erkennbar ist (Abb. 1 d, Taf. 1 Fig. 8 b). Immerhin weisen auch *Heteroprox*-Sechsender von anderen Lokalitäten (Steinheim: FRAAS 1870: Taf. 8, Fig. 7; Sansan: FILHOL 1891: Taf. 37, Fig. 1—4) diese Abplattung auf. Sie unterscheiden sich damit von der typischen Art *H. larteti* (FILHOL), die definitionsgemäß nur eine einfache Hintergabel hat. Möglicherweise stellen die massiveren Sechser-Geweih eine Unterart oder lokale Rassen dar. Ich ziehe es daher vor, den Beurner Rest zunächst als *Heteroprox* cf. *larteti* zu bezeichnen.

Zu der hier interessierenden Frage nach der stratigraphischen Verwertbarkeit des Genus *Heteroprox* ist folgendes zu sagen: Zwei Arten sind bekannt: *H. schlosseri* DEHM und *H. larteti* (FILH.). *H. schlosseri* hat eine sehr stark abgeplattete Stange, scheidet daher für einen näheren Vergleich aus. Die Art gehört in das Helvetium und ist bisher nur von einer Fundstelle (Spaltenfüllung Solnhofen, DEHM 1944: 86—88) bekannt. Eher kommt, wie erwähnt, *H. larteti* in Betracht, der an vielen Fundstellen Mittel- und Westeuropas angetroffen worden ist und dessen zeitliche Verbreitung höheres Helvetium bis Tortonium/Sarmatium umfaßt (THENIUS 1948: 303). Die massiven Sechser-Geweih sind offenbar auf das Obermiozän (Tortonium/Sarmatium) beschränkt: Sansan, Steinheim, Reisenburg.⁴⁾

Für die Altersdatierung nach Säugetieren ergeben sich demnach für Beuern folgende Anhalte: Das mittelgroße *Dorcatherium* weist auf Helvetium bis Pontium, *Heteroprox* cf. *larteti* engt den Bereich auf oberes Helvetium bis Sarmatium ein. Beide Säuger sind keine typischen Formen des Pontiums, ein unterpliozänes Alter läßt sich daraus nicht ableiten. Eine Datierung als Pontium ist ferner aus folgendem Grunde nicht sehr wahrscheinlich: Wie oben erwähnt, sind aus früherer Zeit einige Krokodilier-

³⁾ Herrn Prof. Dr. DEHM, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Univ. München, bin ich für die freundliche Überlassung dieses Objektes zu näherem Vergleich sehr dankbar.

⁴⁾ HAUPT (1935: 52, 54—55) führt aus den pontischen Dinotheriensanden Rheinhessens vier Stangen von *Heteroprox* an. Diese in der Geol.-Pal. Abt. des Hess. Landesmuseums Darmstadt aufbewahrten Reste sind stark abgerollt und fragmentär. Sofern sie überhaupt zu *Heteroprox* gehören [für zwei (Din 1252, 1286) erscheint mir dies fraglich], weist doch keiner die Abplattung der Hintergabel und den massiven Habitus der Geweih vom Typus Reisenburg auf. Immerhin ist die Persistenz des Genus *Heteroprox* bis in das Unterpliozän (*Pontium*) darnach nicht gänzlich auszuschließen.

Reste von *Beuern* bekannt. Nach einer frdl. mündlichen Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. BERG/Mainz sind in pontischen Lokalitäten Europas nördlich der Alpen keine Krokodilier mehr vorhanden, wohl dagegen in obermiozänen und älteren Horizonten.

Die beiden Funde bieten schließlich keinen Anlaß, biostratigraphische Altersunterschiede zwischen der Kieselgur und ihren Deckschichten zu begründen.

3. Bemerkungen zu sonstigen Säugervorkommen im Bereich des Vogelsberges

Im Vulkangebiet des Vogelsberges sind aus älterer und neuerer Zeit an nachstehenden Orten Säugerreste angetroffen worden (Abb. 2):



Abb. 2. Säugerfundstellen (unterstrichen) im Bereich des Vogelsberg-Vulkanes. (Schwarze Linie: Grenze der zusammenhängenden Basaltmasse nach SCHOTTLER 1937, Taf. 27.)

1. Homberg a. d. Ohm : Diese Maarausfüllung hat eine Faunula geliefert, die von HELLER (1933) beschrieben wurde. Sie enthält an Säugerarten:

Talpide gen. indet.
Simplicidentatum indet.
Prolagus oeningensis KÖNIG
Lagomeryx aff. *meyeri* HOFM.
weitere Artiodactyla
Säugetier von Fuchsgröße.

HELLER (1933: 253) stellte das Vorkommen in das Obermiozän.

2. Nordeck nordwestlich Londorf: Aus einem Tuff zwischen Basaltlagen beschrieb SCHOTTLER (1902) einen M³ sin. von *Mastodon angustidens* CUV. Darnach ergibt sich ein nachaquitanes miozänes Alter.

3. Echzell b. Friedberg: Vulkanische Tuffe lieferten eine artenreiche Fauna mit *Mastodon angustidens*, *Aceratherium*, *Amphicyon* und viele Kleinsäuger (TOBIEN 1955). Die Fauna gehört in das ältere Miozän, ist aber zweifellos jünger als Aquitanium.

4. Climbach b. Allendorf a. d. Lumda: Am Aspenkippel bei Climbach sind in der Mitte des 19. Jahrhunderts folgende Säugerreste gefunden worden:

Hyotherium medium H. v. M.
Palaeomeryx scheuchzeri H. v. M.
Palaeomeryx pygmaeus H. v. M.
Cervus anoceros KAUP
Mastodon sp.
Rhinoceros sp.,

ferner Reste von Vögeln, Schildkröten und Krokodilen. Sie wurden von DIEFFENBACH bestimmt (DIEFFENBACH & LUDWIG 1870: 16, s. a. SCHOTTLER 1913: 57). Die Funde sind seither leider verschollen. Auch sie dürften in das nachaquitane Miozän gehören.

5. Schlechtenwegen sd. Lauterbach: Aus diesem kleinen Braunkohlenvorkommen erwähnt TASCHE (1863: 17) Reste eines oberen Backenzahnes von einem jungen *Rhinoceros* und Knochenreste (keine Zähne!) von *Palaeomeryx scheuchzeri* H. v. M., die von H. von MEYER bestimmt wurden, wobei die Bestimmung *P. scheuchzeri* bei TASCHE (1863: 17) nur als wahrscheinlich angeführt ist. Auch diese Funde sind verschollen.

6. Hessenbrücker Hammer bei Laubach: DIEFFENBACH (1856: 56) fand und bestimmte aus diesem wie Schlechtenwegen ebenfalls zwischenbasaltischen Kohlenvorkommen einen Zahn als:

Palaeomeryx medius H. v. M.

Der Fund ist verschollen.

Für Schlechtenwegen und Hessenbrücker Hammer läßt sich aus diesen Angaben in der alten Vogelsberg-Literatur kaum Genaueres für die Altersdatierung, sofern sie auf Säugerreste abgestellt wird, ableiten. HAUPT (1931) hat unter Berufung auf SCHLOSSER (1887) versucht, die als *Palaeomeryx scheuchzeri* und *P. medius* bestimmten Reste auf aquitane Amphitraguliden bzw. *Dremotherium* zu beziehen, da H. v. MEYER unter diesen Namen generisch und stratigraphisch verschiedene Formen zusammengefaßt habe. WILHELM SCHOTTLER (1937: 76) hat daraufhin die Datierung der ersten Eruptionen des Vogelsberges in das Aquitanium verlegt.

HAUPTS Vorgehen ist bereits von HELLER (1933; 251 ff.) kritisiert worden, der auf die allgemeinen Schwierigkeiten dieser Umdeutung verschollener und nicht sehr charakteristischer Funde hinweist. HELLER hat ferner mit Recht bemerkt, daß die Bestimmungen *P. scheuchzeri* und *P. medius* nicht nur aquitane, sondern ebenso gut nachaquitane, jünger-miozäne Cervuliden (*Dicrocerus*, *Lagomeryx*) beinhalten können. Diesen Feststellungen HELLERS kann man sich nur anschließen. Das aquitane Alter der Braunkohlen von Schlechtenwegen und Hessenbrücker Hammer und damit der sie begleitenden Basalte erscheint keineswegs gesichert. Eher dürfte auch hier nachaquitanes Miozän vorliegen. Hierfür sprechen — zumindest im Falle Hessenbrücker Hammer — die palaeobotanischen Befunde.⁵⁾ Nach KIRCHHEIMER (1937: 116, hier

⁵⁾ Von Schlechtenwegen sind nur dürftige Holzreste bekannt (HAUPT 1931: 63)

als „Laubacher Kohlen“ angeführt) gehört das Vorkommen in das Obermiozän. MÜRRIGER & PFLANZL (1955: 79) treten — auf Grund palynologischer Befunde — eher für unteres bis mittleres Miozän ein (wobei allerdings nicht ersichtlich ist, ob in das untere Miozän das Aquitanium mit eingeschlossen ist oder nicht).

Die Säugerfundstellen im Bereich des Vogelsberg-Vulkanismus umfassen somit — soweit sie eindeutig sind — nur das nachaquitane Miozän. Gesicherte aquitane Vorkommen sind im eigentlichen Vogelsberg, jedenfalls nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse, nicht gegeben.

Zusammenfassung

1. Das altbekannte Fossilvorkommen von Beuern, 12 km nö. Gießen hat neuerdings auch Säugerreste geliefert: Den geweihlosen Paarhufer *Dorcatherium* und den Hirschartigen *Heteroprox*. Innerhalb der jungtertiären *Dorcatherien*-Arten Europas sind die Extremitätenreste auf eine der mittelgroßen Arten zu beziehen (z. B. *D. crassum*). Gegenüber dem nahe verwandten, lebenden *Hyemoschus aquaticus* in Westafrika ist das Handskelett des Beuerner Tieres schlanker gewesen. Dieser Fund stammt aus der Kieselgur.
2. Das Geweihbruchstück von *Heteroprox* wurde in den tonigen Deckschichten über der Kieselgur gefunden. Die Geweihgabel läßt Anzeichen für eine dritte Sprosse, damit für ein Sechser-Geweih ersehen.
3. Für die Altersstellung der Beuerner Kieselgur und ihrer Deckschichten ergibt sich danach ein oberhelvetisches bis tortonisch-sarmatisches Alter, d. h. höheres Mittel- bis Obermiozän. Unterpliozän (Pontium) ist unwahrscheinlich.
4. Sonstige, sicher datierbare Säugervorkommen im Bereich des Vogelsberg-Vulkanes ergeben ebenfalls als Alter nachaquitanes Miozän.

Schriftenverzeichnis

- DEHM, R.: Frühe Hirschgeweihe aus dem Miozän Süddeutschlands. — N. Jb. Mineral. etc., Mh., 4, B., 81—98, Stuttgart 1944.
- DIEFFENBACH, E.: Geol. Spec.-Kte. Großh. Hessen 1:50000, Section Giessen, 112 S. Darmstadt 1856.
- & LUDWIG, R.: Geol. Spec.-Kte. Großh. Hessen 1:50000, Section Allendorf, 35 S. Darmstadt 1870.
- FILHOL, H.: Études sur les Mammifères fossiles de Sansan. — Ann. Sci. géol., 21, 1—319, Taf. 1—46. Paris 1891.
- FRAAS, O.: Die Fauna von Steinheim. 54 S., 11 Taf. Stuttgart 1870.
- HAUPT, O.: Das Alter der Braunkohlen vom Hessenbrücker Hammer und von Schlechtenwegen im Vogelsberg. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (5) 13, 62—66. Darmstadt 1931.
- Bemerkungen über die Hirsche aus dem Dinotheriensand Rheinhessens. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (5) 16, 50—55, Taf. 3. Darmstadt 1935.
- HECK, H. L.: Die tertiäre Kieselgur und Braunkohle von Beuern im Vogelsberg und ihre Flora. I. Teil: Geologische Untersuchungen der Kieselgur und Braunkohle von Beuern und ihre Mikroflora. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. L.-A. Darmstadt, (5) 9, 113—126, Taf. 7. Darmstadt 1927.
- HELLER, FL.: Wirbeltierreste aus der obermiozänen Maar-Ausfüllung von Homburg a. d. Ohm. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde, 15, 248—256, Taf. 2. Gießen 1933.

- KIRCHHEIMER, F.: Die tertiäre Kieselgur und Braunkohle von Beuern im Vogelsberg und ihre Flora. II. Teil: Die fossile Makroflora von Beuern und ihre Stellung innerhalb der Tertiärfloren des Vogelsberges. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt (5) 9, 127—145. Darmstadt 1927.
- Das Alter pflanzenführender Tertiärablagerungen Oberhessens. — Sb. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1934, 3—11, Heidelberg 1934.
- Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen. 153 S., Halle/Saale 1937.
- KLÜPFEL, W.: Das Faziesgesetz der vorquartären Vulkaneruptionen. — Geol. Rundsch., 24, 28—56, Berlin 1933.
- KREMP, G.: Pollenanalytische Untersuchungen des Braunkohlenflözes von Beuern bei Gießen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch. (5) 1, 296—271, Wiesbaden 1950.
- MILNE EDWARDS, A.: Recherches Anatomiques, Zoologiques et Paléontologiques sur la famille des Chevrotains. — Ann. Sci. nat., Zool. et Paléont. (5) 2, 49—167, Taf. 2—12. Paris 1864.
- MOTTL, M.: Die Dorcatherien der Steiermark. — Mit. Mus. Bergb., Geol. u. Techn., 22, 21—71, Taf. 1—9, Graz 1961.
- MÜRIGER, F. & PFLANZL, G.: Pollenanalytische Datierungen einiger hessischer Braunkohlen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, 71—89, Taf. 5—6. Wiesbaden 1955.
- RÜTMEYER, L.: Beiträge zu einer natürlichen Geschichte der Hirsche. — Abh. schweiz. pal. Ges., 7, 3—8, Taf. 1—2, Zürich 1880.
- Beiträge zu einer natürlichen Geschichte der Hirsche. 2. Theil. — Abh. schweiz. pal. Ges., 10, 111 S., 6 Taf., Zürich 1883.
- SCHENK, E.: Ein miozäner Vulkanbau bei Beuern nordöstlich von Gießen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., (5) 1, 260—271, 1 Taf., Wiesbaden 1950.
- SCHLOSSER, M.: Die Palaeomyxarten. — Morph. Jb., 12, 294—298, Leipzig 1887.
- SCHOTTLER, WILHELM: Ein Mastodonrest von Nordeck am Vogelsberg. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (4) 23, 26—30, Taf. 2. Darmstadt 1902.
- Erläuterungen zur Geol. Spez. Kte. Großh. Hessen 1:25000, Blatt Allendorf a. d. Lumda, 120 S., 2 Taf., Darmstadt 1913.
- Der Vogelsberg. — Notizbl. hess. geol. L.-A. Darmstadt, (5) 18, 1—86, Taf. 26—27, Darmstadt 1937.
- TASCHE, H.: Geol. Spez.-Kte. Großh. Hessen 1:50000: Section Herbstein-Fulda. Erste Abtheilung: Grossherzoglich Hessisches Gebiet. — 37 S. Darmstadt 1863.
- THENIUS, E.: Zur Kenntnis der fossilen Hirsche des Wiener Beckens, unter besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Bedeutung. — Ann. naturhist. Mus. Wien, 56, 262—308, Wien 1948.
- Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf an der March (ČSR). — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., 96, 27—136, Stuttgart 1952.
- TOBIEN, H.: Eine miozäne Fauna aus vulkanischen Tuffen des Vogelsberges. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, 588, 1953, Hannover 1955.
- Hipparion-Funde aus dem Jungtertiär des Höwenegg (Hegau). — Naturw. Monatsschr. „Aus d. Heimat“, 67, 121—132, Taf. 25—28, Öhringen 1959.
- & JÖRG, E.: Die Ausgrabungen an der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg/Hegau 1955—59. — Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl., 18, 175—181, Taf. 9—11. Karlsruhe 1959.
- WEITZEL, K.: Fische aus der Kieselgur von Beuern (Kreis Gießen) und deren Alter. — Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-A., (5) 14, 98—100, Darmstadt 1933.

Zur Gebiß-Entwicklung tertiärer Lagomorphen (Mamm.) Europas

Von

HEINZ TOBIEN, Mainz; z. Zt. Berkeley, Cal.

Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung: Gebiß- und Kieferreste von hasenartigen Nagetieren gehören im Tertiär Mittel- und Westeuropas zu den häufigeren Kleinsäugerfunden. Im oberen Oligozän und Miozän sind Lagomorphen-Genera bekannt, die mit den erst im Pliozän und Pleistozän verbreiteten echten Hasen (Familie *Leporidae*) nicht näher verwandt sind, sondern eher Beziehungen zur Gattung *Ochotona* (Pfeifhasen) und ihren asiatischen Verwandten und deren Vorfahren aufweisen. Ihre verwandtschaftlichen und evolutiven Verhältnisse sind bisher noch nicht im Zusammenhang untersucht und dargestellt worden.

Inhalt

1. Einleitung	16
2. Die Gebißentwicklung der europäischen Gruppen	20
2.1. <i>Amphilagus</i> -Gruppe	20
2.2. <i>Titanomys</i> -Gruppe	22
2.3. <i>Lagopsis</i> -Gruppe	24
2.4. <i>Prolagus</i> -Gruppe	26
3. Krümmungsverhalten der oberen Prämolaren und Molaren	29
4. Schlußbemerkungen	31
5. Zusammenfassung	32
6. Schriftenverzeichnis (Auszug)	34

1. Einleitung

Die lebenden Lagomorphen (= Duplizidentaten = hasenartigen Nagetiere) werden auf zwei Familien verteilt: *Leporidae* (echte Hasen) und *Ochotonidae* (Pfeifhasen). Vertreter beider Familien finden sich auch im Tertiär und Pleistozän Europas: *Leporidae* sind ab Unterpliozän (= Pontium) mit verschiedenen Gattungen, das Genus *Ochotona* ist im Mittelpliozän (ARGYROPULO & PIDOPLICHKA 1939), Altpleistozän (DEHM 1962, 52, JANOSSY 1961, 47) und vor allem im Jungpleistozän nachgewiesen. In beiden Fällen handelt es sich um Zuwanderer aus Asien.

In präpontischen Vorkommen Mittel- und Westeuropas sind ferner einige Lagomorphen-Genera schon seit längerer Zeit bekannt, die nicht auf Leporiden, sondern eher auf Ochotoniden zu beziehen sind, wenngleich sie mit dem Genus *Ochotona* nicht direkt verwandt sind. Hierzu gehören die Gattungen:

Amphilagus POMEL emend. VIRET
Titanomys H. v. MEYER
Marcuinomys CROIZET emend. LAVOCAT
Lagopsis SCHLOSSER
Piezodus VIRET
Prolagus POMEL

Die folgenden Ausführungen behandeln die verwandtschaftlichen Zusammenhänge dieser Gattungen, die eine längere, bodenständige Entwicklung in Europa durchgemacht haben.¹⁾ Ich beschränke mich dabei auf die wichtigsten Befunde am Gebiß, die gegenüber sonstigen Skeletteilen mengenmäßig an fast allen Fundorten überwiegen.

Auf Grund der maxillaren und mandibularen Bezahnungen lassen sich die genannten Gattungen auf vier Gruppen verteilen, die zugleich als evolutive Einheiten angesehen werden können. Es sind dies:

1. Die *Amphilagus*-Gruppe (ob. Stampium-Pontium; Genus *Amphilagus*)
2. Die *Titanomys*-Gruppe (Aquitanium; Genus *Titanomys*)
3. Die *Lagopsis*-Gruppe (Aquitanium-Tortonium/Sarmatium; Genera *Marcuinomys* und *Lagopsis*)
4. Die *Prolagus*-Gruppe (ob. Stampium-Holozän; Genera *Piezodus* und *Prolagus*).

Ihre zeitliche Verbreitung im europäischen Tertiär zeigt Abb. 1. Abseits stehen die Genera *Heterolagus*, *Burdigalium* (CRUSAFONT et al. 1955, 146) und *Paludotona*, Pontium (DAWSON 1959).

Zum Verständnis der nachstehenden Ausführungen folgen zunächst einige allgemeine Angaben über das Lagomorphen-Gebiß. Die heutigen Vertreter besitzen die Zahnformel:

$$\frac{2 \cdot 0 \cdot 3 \cdot 2 - 3}{1 \cdot 0 \cdot 2 \cdot 3}$$

Den Gattungen *Ochotona* und *Pentalagus* LYON fehlt der M³. Bei tertiären Formen sind die M³ teils vorhanden (*Amphilagus Lagopsis*), teils in Reduktion befindlich (*Titanomys*), teils sind sie völlig geschwunden (*Piezodus*, *Prolagus*). Die Prämolaren haben sämtlich Milchvorgänger. Die großen Schneidezähne im Ober- und Unterkiefer haben keine Milchvorgänger mehr, dagegen sind von den kleineren oberen Incisiven bei einigen Gattungen Milchzähne bekannt.

Prämolaren und Molaren der heutigen Lagomorphen sind völlig hypsodont, Wurzelbildung kommt nicht mehr vor. Dagegen zeigen die älteren Vertreter aus dem Oligozän

¹⁾ Nähere Einzelheiten bringt eine ausführlichere Monographie dieser Formengruppe, die im Anschluß an eine Untersuchung der quartären *Prolagus*-Vertreter in Korsika und Sardinien (TOBIEN 1935) schon vor dem letzten Kriege begonnen wurde. Ich habe hierzu vielen Fachgenossen zu danken. Mein ganz besonderer Dank gebührt bereits an dieser Stelle vor allem Herrn Dr. J. HÜRZELER, Vorsteher der Osteologischen Abteilung am Naturhistorischen Museum Basel, für die großzügige Erlaubnis zur Bearbeitung der umfangreichen, einschlägigen Materialien in der ihm unterstellten Sammlung, für die Überlassung zahlreicher Zeichnungen (aus der Feder von Herrn O. GARRAUX) zu einer ursprünglich von ihm selbst geplanten Monographie der Lagomorphen, sowie für viele wertvolle Ratschläge und Hinweise. Herrn O. GARRAUX-Basel danke ich verbindlichst für die Herstellung der Vorlagen zu den Abb. 2, 6, 8, 10b, 12b, 13, 14. Die Vorlagen zu den übrigen Abbildungen verdanke ich Herrn Dr. HÜRZELER.

und Miozän vielfach noch Wurzelbildung. Dabei ist an den oberen P und M die linguale Kronenpartie nebst der Innenwurzel stärker hypsodont als die buccale Kronenpartie mit ihren zwei kleineren Außenwurzeln. Diese für die phylogenetisch älteren Lagomorphen charakteristische „Teil- oder Partialhypsodontie“ (= unilaterale Hypsodontie BURKE 1934) ist bereits von MAJOR (1899, 446) erkannt worden (Abb. 2).

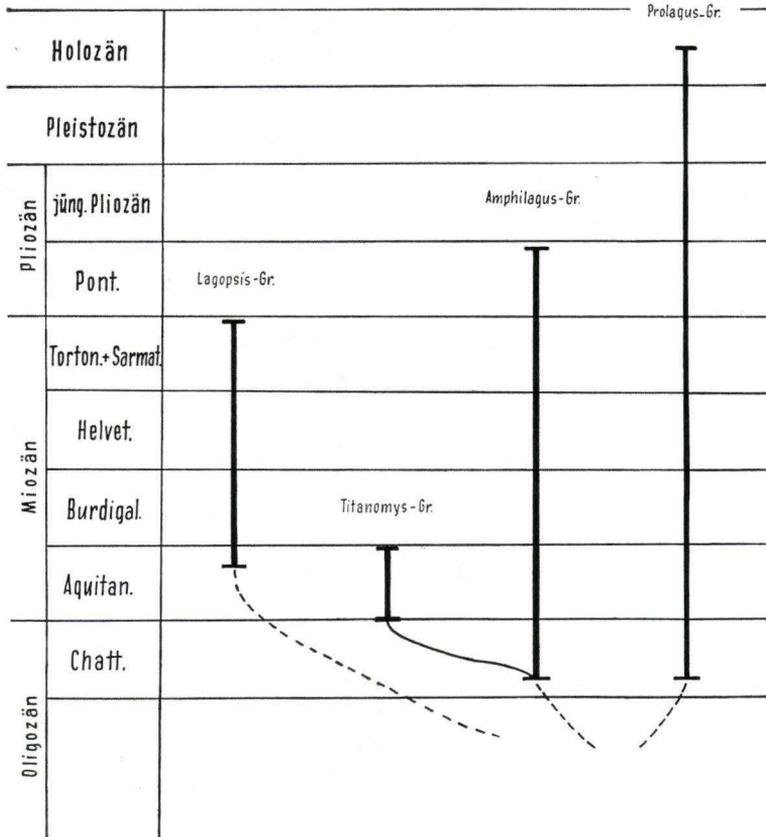


Abb. 1. Zeitliche Verbreitung der vier Lagomorphen-Gruppen im Tertiär und Quartär Europas (Chattium = oberes Stampium, Helvetium = unt. Vindobonium, Tortonium + Sarmatium = ob. Vindobonium).

Die Teilhypsodontie ist auch — allerdings im umgekehrten Sinne — an den unteren P und M, wenngleich nicht so deutlich, entwickelt: Stets reicht der Schmelz auf der buccalen Kronenseite weiter wurzelwärts hinab als auf der linguale.

Die Teilhypsodontie ist ganz oder nur anfänglich in der europäischen *Amphilagus*-, *Titanomys*- und *Prolagus*-Gruppe vorhanden.

Die älteren Lagomorphen besitzen ferner in wechselndem Umfang an den Kronen, vor allem der oberen Backenzähne, Strukturen, die zweifelsohne auf einen tribosphenischen Urplan, wie er im brachyodonten Ausgangszustand vorhanden war, zurückgehen. (Abb. 3a). Bei den quartären und vielen jungtertiären Vertretern sind diese

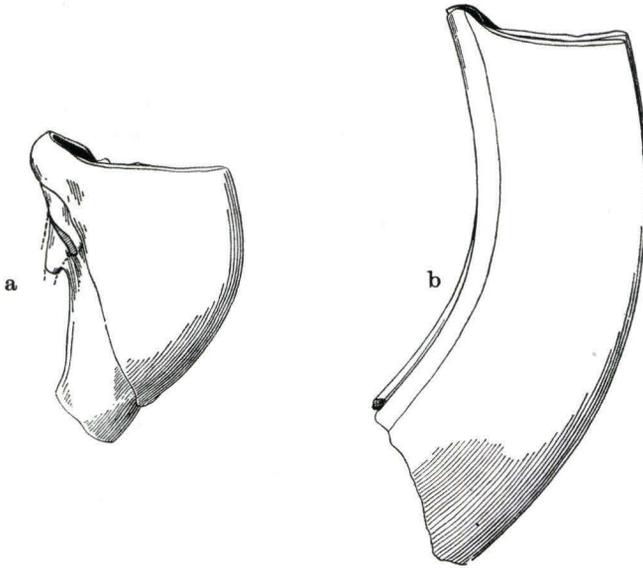


Abb. 2. Vergleich von M^2 sin. mit Partialhypsodontie (a: *Amphilagus fontannesii* [DEP.], Tortonium, La Grive, M. B. G. A. 1933) und mit Vollhypsodontie (b: *Prolagus sardus* [WAGN.] Holozän, Teppa di Lupino/Korsika, M. B. Ty 85) spiegelbildl. $\times 6,7$, von vorn.

Anm.: M. B.: Hier wie im folgenden: Osteologische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Basel.

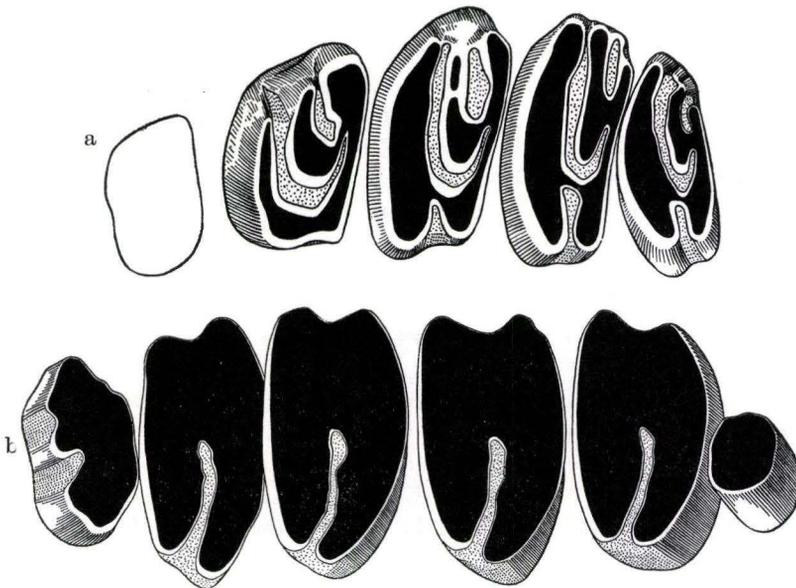


Abb. 3. Vergleich einer Oberkiefer-Zahnreihe mit Altstruktur (a: *Piezodus branssatensis* VIR., ob. Stampium, Branssat, P^2 — M^2 sin. u. Alveole des P^2 , $\times 10$ [M. B. Bst. 9406]) und mit Sekundärstruktur (b: *Hypolagus brachygnathus* KORM., Altpleistozän, Villany-Kalkberg/Ungarn, P^2 — M^2 sin., ca. $\times 6,7$ [M. B. U. P. 538]), von occlusal.

„Altstrukturen“ bis auf geringe Reste an Zahnkeimen und auf frühesten Usurstadien verschwunden. Statt dessen ist die Innenbucht an den oberen Molaren und z. T. Prämolaren beträchtlich buccalwärts verlängert (Abb. 3b). Diese scheinbar einfachere „sekundäre Struktur“ ist jedoch abgeleitet und erst nach Rückbildung der Altstruktur bzw. gleichzeitig damit entstanden. Dies gilt in erster Linie für die oberen P und M. An den unteren Backenzähnen, vor allem an P_4-M_3 sind Altstrukturen auch bei den miozänen und oberoligozänen Formen bis auf geringe Reste verschwunden. Nur der P_3 macht hier eine Ausnahme.

Das Milchgebiß behält auch bei jenen Gattungen und Gruppen, die vollhypsodont sind und keine Reste von Altstrukturen bei voller Usur mehr aufweisen, im ganzen archaischeres Gepräge, vor allem durch Beibehaltung der Teilhypsodontie.

Übergang von der Teil- zur Vollhypsodontie, Verschwinden der Altstrukturen und ihr Ersatz durch die sekundäre Struktur sind wesentliche Faktoren in der Evolution des Lagomorphen-Gebisses, speziell der vier oben genannten europäischen Gruppen. Hier erfolgt dies in verschiedenem Ausmaß und Tempo.

2. Die Gebißentwicklung der europäischen Gruppen

Im Folgenden werden die wichtigsten Gebißmerkmale der vier europäischen Gruppen angeführt.

2.1. *Amphilagus*-Gruppe

Einzigste Gattung ist *Amphilagus*. Zeitliche Verbreitung: oberes Stampium-Pontium. Die älteste Spezies *A. antiquus* erscheint — wohl als Zuwanderer — im ob. Stampium Westeuropas (z. B. Coderet bei Branssat (Dep. Allier), VIRET 1929: 86 ff.; Peublanc (Dep. Allier). Die jüngste Spezies, *A. fontannesii* ist im Tortonium/Sarmatium an zahlreichen Fundorten angetroffen worden (u. a. La Grive, Oppeln [Schlesien], Attenfeld bei Neuburg/Donau), die letzten Vertreter dieser Art sind aus dem Pontium des Valles-Penedes-Beckens in Katalonien bekannt (CRUSAFONT 1954, 8).

Charakteristisch für die Gruppe ist die Beibehaltung der Partialhypsodontie und der Altstrukturen, die sich auch bei den stratigraphisch jüngsten Angehörigen in kaum veränderter Form vorfinden (Abb. 2a; 4a, b; 8a; 14a). Der P_3 ist bei den genannten Arten verhältnismäßig einfach gebaut (Abb. 4c, d; 9c). Typisch ist eine weit lingualwärts eingreifende Außensyncline auf frischeren Usurstadien, die aber mit zunehmendem Alter seichter wird, und dann nur noch etwa bis zur Hälfte der Kauflächenbreite eingreift.

Dagegen finden sich bei aquitanen (Ulm) und burdigalen (Estrepouy) Angehörigen dieser Gruppe kompliziertere P_3 von *Titanomys*-, ja sogar (Wintershof-West/Burdigalium) von *Piezodus*-artigem Habitus mit kräftigem isoliertem Vorderpfeiler (Abb. 5, 6). Hierbei handelt es sich um Parallel-Entwicklungen, die keine direkte Verwandtschaft mit den wesentlich hypsodonteren Gattungen *Titanomys* und *Piezodus* bezeugen. Ich fasse diese Formen mit komplizierterem P_3 unter *Amphilagus ulmensis* n. sp. zusammen.

Charakteristisch ist ferner die beträchtliche Größenzunahme in dieser Gruppe, die sich bereits bei unteraquitanen Angehörigen (Tomerdingen b. Ulm) findet: Länge P_3

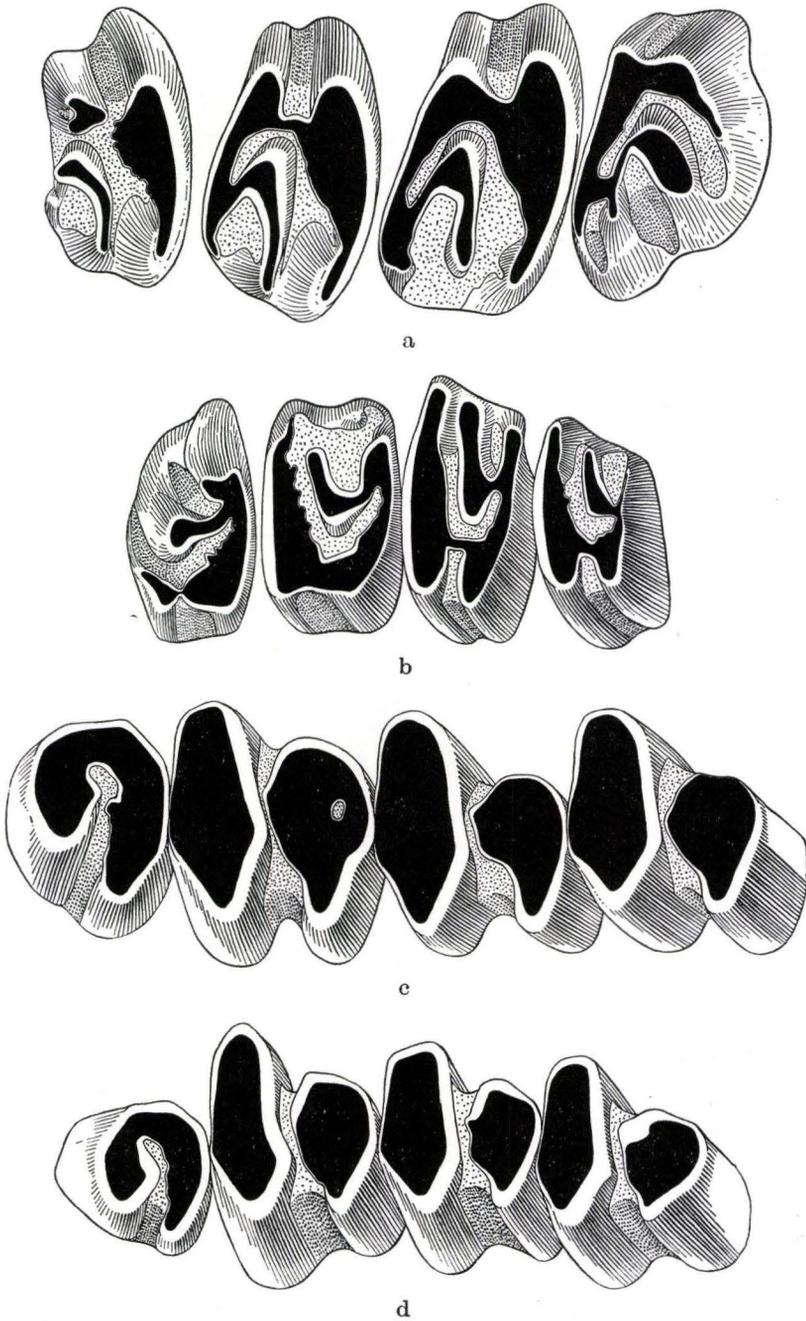


Abb. 4. *Amphilaqus*-Gruppe: Oberkiefer-Zähne: a: *A. fontannesi* (DEP.), Tortonium, La Grive, P³—M² sin., × 10 (Lab. Géol. Lyon 115 b); b: *A. antiquus* (POM.), ob Stampium, Branssat, P³—M² sin., × 10 (M. B. Bst. 4517 a); Unterkiefer-Zähne: c: *A. fontannesi* (DEP.) Tortonium, La Grive, P₃—M₂ sin., × 10 (Mus. Lyon 114 b); d: *A. antiquus* (POM.), ob. Stampium, Branssat, P₃—M₂ sin., × 10 (M. B. Bst. 4517 a), von occlusal.

bis M_2 : *A. antiquus* von Branssat: 9,1 mm; *A. fontanesi* von La Grive: 11,5 mm. M_3 ist stets vorhanden, M^3 in stärker reduziertem Zustande an entsprechenden Alveolen-Resten vielfach nachweisbar.

A. antiquus, *A. ulmensis* und *A. fontanesi* stellen eine konservative Gruppe innerhalb der europäischen Vertreter und wohl auch der Lagomorphen überhaupt dar, die in Europa noch bis in das Unterpliozän persistierte (vgl. auch DAWSON 1959, 164). Sie ist darin etwa der *Anchitherium*-Linie innerhalb der Equoidea vergleichbar.

Unter den außereuropäischen Lagomorphen bestehen für *Amphilagus* noch am ehesten Beziehungen zu *Desmatolagus* MATTHEW & GRANGER aus dem Oligozän der Mongolei.

2.2. Titanomys-Gruppe

Zeitliche Verbreitung: Aquitanium, einzige Gattung: *Titanomys*. Aus *Amphilagus* geht an der Wende Stampium/Aquitanium das Genus *Titanomys* hervor. Hier erfolgt keine Zunahme, sondern eher Abnahme der Zahngrößen. Typischer Vertreter ist *T. visenoviensis* H. v. M. An den oberen P und M wird die Altstruktur bis auf senile Usurstadien im wesentlichen beibehalten. In dieser Beziehung bestehen keine prinzipiellen Unterschiede zur *Amphilagus*-Gruppe. (Abb. 4a, b; 7a).

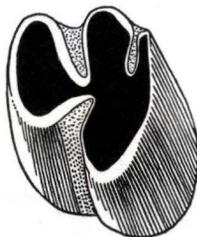


Abb. 5. P_3 sin. eines *Amphilagus* mit *Titanomys*-Gepräge, unt. Burdigalium, Estrepony, $\times 10$, von occlusal (Lab. Géol. Lyon, Orig. zu Roman & Viret 1934: Abb. 9 B).

Entschieden weiter entwickelt ist jedoch die Hypsodontie. Bereits bei den unter-aquitanen *Titanomys*-Formen (Tomerdingen, Saulcet/Dep. Allier) zeigen sich Rückbildungserscheinungen an den Buccalwurzeln der oberen Backenzähne. Gleichzeitig verstärkt sich die Innenpartie der Kronen, die Schmelzbedeckung dehnt sich weiter pulpa- und buccalwärts aus, und die Pulpa selbst bleibt länger offen (Abb. 14a, b). Ähnliche Abschwächungen in der Wurzelbildung finden sich an den unteren P_3 — M_2 . Hier sind die Wurzeln kürzer und die Kronen entsprechend länger, im Vergleich etwa zu *Amphilagus antiquus*. Diese Tendenzen verstärken sich im mittleren und oberen Aquitanium, so daß die letzten Vertreter aus dem oberen Aquitanium (z. B. La Chaux/Kt. Waadt, Schweiz) vollhypsodont sind (Abb. 8).

Wesentliche Umgestaltungen erfolgen am P_3 (Abb. 9): Die tiefe Außensyncline des *Amphilagus*- P_3 wird durch einen sich neu bildenden Mitteldamm zweigeteilt. Hierbei bleibt in Vollusur der linguale Teil — zunächst im Unteraquitanium — inselartig abgeschnürt und verschwindet auf älteren Usurstadien völlig. Bei *Titanomys*-Formen

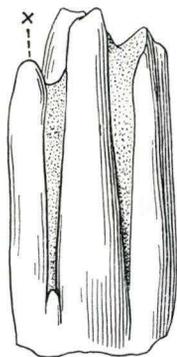


Abb. 6. P_3 sin (Keim) eines *Amphilagus* mit *Piezodus*-Gepräge, unt. Burdigalium, Wintershof-West, $\times 10$, von buccal (Bayr. Staatssmlg. Pal. München 1937 II 11281)
 \times = Vorderpfeiler.

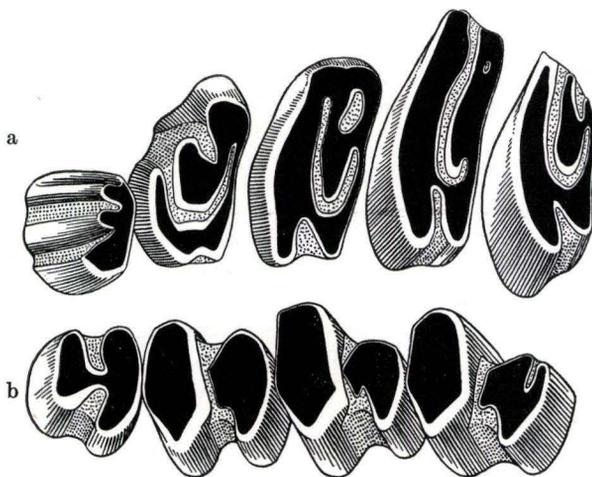


Abb. 7. *Titanomys*-Gruppe: a: *T. visenoviensis* H. v. M., mittl. Aquitanium, Treteau, P^1 — M^3 sin., $\times 10$ (M. B. S. G. 671); b: *T. visenoviensis* H. v. M. mittl. Aquitanium, Montaigu, P_3 — M_2 dext. spiegelbildl., $\times 10$, (M. B. PH. 2871), von occlusal.

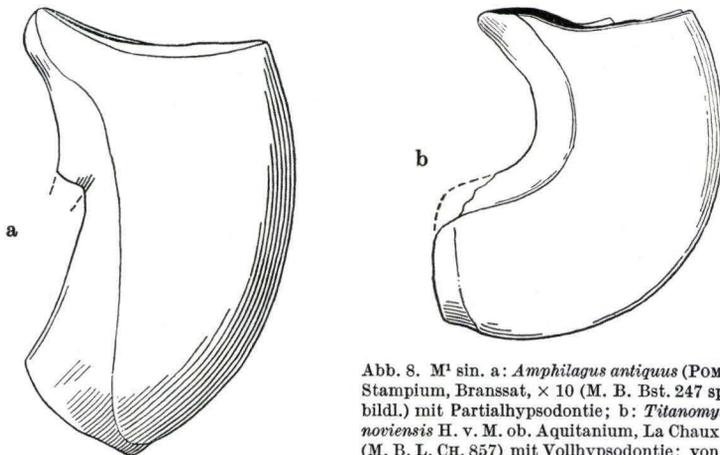


Abb. 8. M^1 sin. a: *Amphilagus antiquus* (POM.), ob. Stampium, Branssat, $\times 10$ (M. B. Bst. 247 spiegelbildl.) mit Partialhypodontie; b: *Titanomys visenoviensis* H. v. M. ob. Aquitanium, La Chauz, $\times 10$ (M. B. L. Ch. 857) mit Vollhypodontie; von vorn.

des höheren Aquitaniums [Montaigu, St. Gérard (Dep. Allier), La Chaux] öffnet sich dieser Schmelztrichter lingualwärts, wodurch die typische, sanduhrartige *Titanomys-visenoviensis*-Struktur zustande kommt, die sich dann auch bis auf ältere Uurstadien erhält (Abb. 9a, 7b).

Während der M_3 in der *Amphilagus*-Gruppe als meist einfacher stiftförmiger Zahn beibehalten wird, findet sich in der *Titanomys*-Linie Tendenz zur Rückbildung des M_3 . Immerhin sind noch im Mittelaquitanium (Montaigu, St. Gérard) M_3 -Alveolen an Mandibeln mit typischem *Titanomys*- P_3 vorhanden (siehe auch DAWSON 1959, 163 bis 164). Fehlen oder Vorhandensein von M_3 -Alveolen ist daher kein durchgreifendes Kriterium zur Unterscheidung von *Amphilagus* und *Titanomys*. Ähnliches gilt für den weitaus rudimentäreren M^3 . Auch er ist an Lokalitäten, die einwandfrei *Titanomys* enthalten, an entsprechenden Maxillar-Fragmenten durch winzige Alveolenreste noch nachweisbar, in Saulcet in einem Falle sogar noch durch den in alveolo vorhandenen M^3 selbst.

Nach dem bisherigen Stand der Kenntnisse ist die *Titanomys*-Gruppe mit dem Ende des Aquitaniums ausgestorben, aus dem Burdigalium ist sie bisher nicht nachgewiesen.

2.3. *Lagopsis*-Gruppe

Die zeitliche Verbreitung erstreckt sich vom höheren Aquitanium bis in das Tortonium/Sarmatium mit den Gattungen *Marcuinomys* und *Lagopsis*. Der älteste Angehörige dieser Gruppe ist *Marcuinomys roquesi* LAV. aus dem höheren Aquitanium von Marcoin (Allier) (LAVOCAT 1951, 35 ff.). Die oberen und unteren Backenzähne sind vollhypodont, ohne Wurzelbildung, an den oberen Molaren fehlen die Altstrukturen im Zustande der Vollusur, am P^4 sind sie nur noch in Resten vorhanden. Typisch ist die tief einschneidende Innensyncline an den oberen P^4 — M^2 , im Gegensatz zur *Titanomys*-Gruppe, bei der die Altstrukturen erhalten bleiben und die Innensyncline entsprechend seicht ist (Abb. 10b, 7a).

Der P_3 ist durch die beginnende Ausgliederung eines Vorderpfeilers, sowie durch die Ausweitung der Innensyncline nach vorn komplizierter als der *Titanomys*- und *Amphilagus*- P_3 (Abb. 10c, 11).

An der Wende Aquitanium/Burdigalium entwickelt sich aus *Marcuinomys* das Genus *Lagopsis* durch: a.) Weitere Reduktion der Altstruktur-Reste auch am P^4 (am P^2 und P^3 bleiben sie bis zu den letzten Vertretern erhalten). b) Vertiefung der Innensynklinen an P^4 — M^2 , wobei die P^4 -Innenbucht stets kürzer bleibt, als an M^1 und M^2 (Abb. 10), c) Verstärkung des Vorderpfeilers am P_3 , wobei er an bestimmten Lokalitäten (z. B. La Grive, Steinheim) durch kurze accessorische Buchten gegliedert wird (Abb. 11a, b). An anderen Fundorten des Obermiozäns (z. B. Schwamendingen, Rümikon Schweiz) bleibt der Vorderpfeiler jedoch einfach und ungegliedert. d) Ferner verstärkt sich die Ausweitung der Innenbucht des P_3 nach vorne, so daß im Burdigalium vielfach eine Vereinigung mit der vorderen Innenbucht, die den Vorderpfeiler markiert, zustande kommt. (Abb. 11d). Dadurch wird die Innenpartie des Vorderlobus ringförmig isoliert (in Estrepouy in 25% der Fälle). Diese Sonderform tritt jedoch an den jüngeren *Lagopsis*-Fundorten immer mehr zurück und ist bei den terminalen Vertretern im Obermiozän (*L. verus* SCHL.) offensichtlich völlig ausgemerzt (Abb. 11a).



Abb. 9. Evolution des P_3 sin. in der *Titanomys*-Gruppe. a: *T. visenoviensis* H. v. M. mittl. Aquitanium, Montaigu, $\times 10$ (M. B. PH 2871, spiegelbildl.); b: *T. visenoviensis* H. v. M. unt. Aquitanium, Kaubach/Kt. Appenzel $\times 10$ (M. B. U. M. 6911, spiegelbildl.); c: *Amphilagus antiquus* (POM.) ob. Stampium, Branssat, $\times 10$ (M. B. Bst. 4513 b); von occlusal.

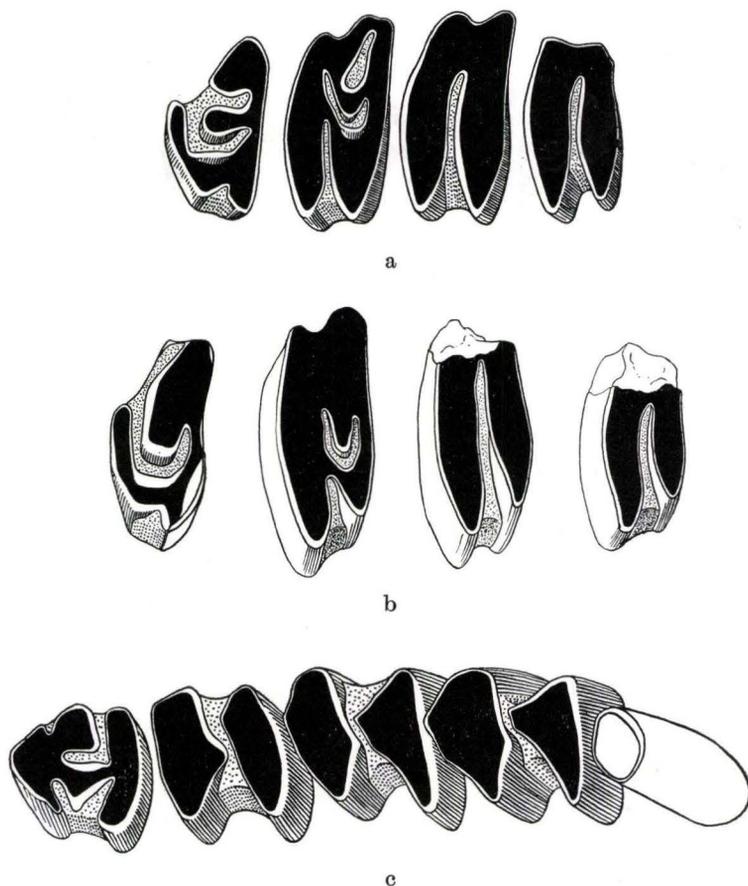


Abb. 10. *Lagopsis*-Gruppe, Oberkiefer-Zähne: a: *Lagopsis* cf. *verus* (HENS.), Helvetium, Hirschthal, P^2 — M^2 sin., iuv. Zahnreihe mit Altstruktur-Rest am P^4 $\times 10$ (M. B. M. M. 1540); b: *Marcuinomys roquesi* LAV., höheres Aquitanium, Marcain, P^2 — M^2 sin., $\times 10$. (M. B. aus Einzelzähnen zusammengestellt: P^2 : Moi 303 spiegelbildlich, P^4 : Moi 264, M^1 : Moi 263, M^2 : Moi 265); Unterkieferzähne c: *Lagopsis verus* (HENS.), Tortonium, Georgensgmünd, P_2 — M_2 sin., $\times 10$ (M. B. TD. 1098), von occlusal.

In der Gruppe herrscht im allgemeinen deutliche Größenzunahme: Länge M^1 : Marcoin (höheres Aquitanium): 1,2 mm; Schwamendingen (ob. Miozän): 1,65 mm. Charakteristisch ist ferner: a) Die Beibehaltung des M_3 während der ganzen Evolution, im Gegensatz zur *Titanomys*- und *Prolagus*-Gruppe. b) Die Verbreiterung der Hinterloben an P_4 — M_2 , im Gegensatz zur *Amphilagus*- und *Titanomys*-Gruppe. (Abb. 4c, d; 7b; 10c).

Durch die von Anfang an vorhandene extreme Hypsodontie, die Reduktion bzw. den totalen Verlust der Altstrukturen, die tiefen Innensynklinen an P^4 — M^2 kommt die *Lagopsis*-Gruppe den fossilen und rezenten typischen Ochotoniden Asiens noch am nächsten. Eine Abkunft von einer der europäischen Gruppen ist nicht sehr wahrscheinlich. Der von DAWSON (1959, 164) vermutete Zusammenhang mit *Titanomys* kann, wenn überhaupt, nur im Sinne eines beiden Gruppen gemeinsamen Vorfahren verstanden werden.

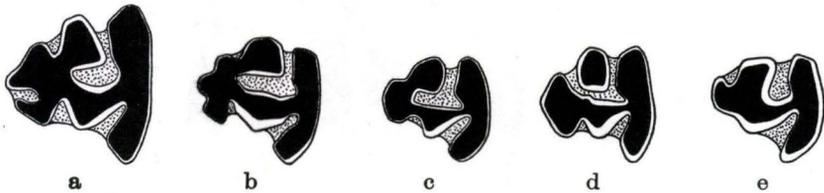


Abb. 11. *Lagopsis*-Gruppe, Evolution des P_3 sin. a: *L. verus* (HENS.) Tortonium, La Grive, $\times 10$ spiegelbild. (M. B.); b: *L. verus* (HENS.) Helvetium, Zeglingen-Ebnet, $\times 10$ (M. B. OSM. 1242); c: *L. peñai* ROYO, unt. Burdigalium, Estrepouy, $\times 10$ (M. B. G. B. 724); d: *L. peñai* ROYO, unt. Burdigalium, Estrepouy, $\times 10$, Sonderform (M. B. G. B. 714); e: *Marcuinomys roquesi* LAV., höheres Aquitanium, Marcoin, $\times 10$ (M. B. Moi 233), von occlusal.

2. 4. *Prolagus*-Gruppe

Diese Gruppe hat die längste zeitliche Verbreitung: Vom oberen Stampium (Branssat) bis in das Holozän. Die letzten Angehörigen lebten noch in frühgeschichtlicher Zeit auf Korsika und Sardinien (Tobien 1935).

Der älteste Vertreter ist *Piezodus* (VIRET 1929, 94), der gleichzeitig mit *Amphilagus* — z. T. an den gleichen Fundstellen (Branssat z. B.) — im oberen Stampium erscheint. Auch er dürfte ein Zuwanderer sein. *Piezodus* ist mit *Amphilagus* verwandt, aber von Anfang an etwas hypsodonter. Ferner fehlen die M_3 im Ober- und Unterkiefer, und der P_3 ist mit Außen- und Innensyncline sowie einem isolierten Vorderpfeiler wesentlich komplizierter gebaut, als der *Amphilagus*- P_3 (Abb. 12f; 4c, d). Ein direkter Vorfahr von *Piezodus* im außereuropäischen Alttertiär ist bisher noch nicht bekannt.

Die zunächst noch im Oberstampium und Unteraquitanium vorhandenen Wurzelreste verschwinden rasch, so daß z. B. mittelaquitane *Piezodus* (Ulm) bereits völlig hypsodont sind, wobei die Altstruktur — ähnlich wie bei *Titanomys* — beibehalten wird. Überhaupt sind in dieser Evolutionsphase isolierte untere und obere P_4 und Molaren von *Titanomys* und *Piezodus* nur schwer oder garnicht unterscheidbar.

Im Oberaquitanium (Laugnac, Frankfurt-Nordbassin) erscheinen dann die Abkömmlinge des *Piezodus*: Die ältesten Angehörigen des Genus *Prolagus* (HÜRZELER 1945, 658, TOBIEN 1959, 770). Die Innensynklinen an den oberen P^4 — M^2 sind tiefer, wobei Altstrukturreste erhalten bleiben, P^3 — M^2 sind jedoch weniger stark gekrümmt,

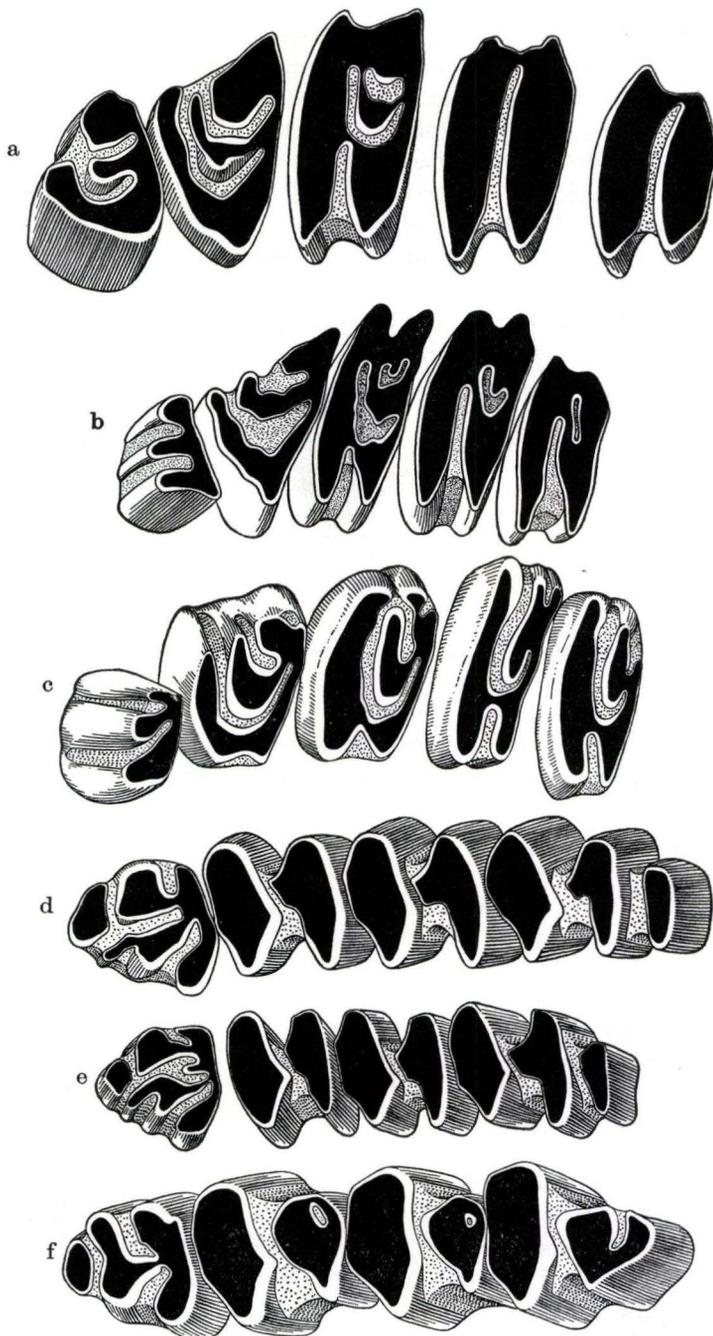


Abb. 12. *Prolagus*-Gruppe, Oberkiefer-Zähne: a: *Pr. sardus* (WAGN.), Quartär, Grotta Nicolai/Sardinien, P²—M² sin., × 10 (M. B. Ty. 11925); b: *Pr. oeningsensis* (KÖRN.), Tortonium, La Grive, ca. × 10 (kopiert nach MAJOR 1899 Taf. 36, Fig. 21, spiegelbildl.). c: *Piezodus branssatensis* VIR., ob. Stampium, Branssat, P²—M² sin., × 10 (M. B. Bst. 1). Unterkiefer-Zähne: d: *Pr. sardus* (WAGN.), Quartär, Grotta Nicolai/Sardinien, P₃—M₂ sin., × 10 (M. B. Ty. 11941); e: *Pr. oeningsensis* (KÖRN.) Tortonium, La Grive, P₃—M₂, × 10 (M. B. G. A. 116); f: *Piezodus branssatensis* VIR., ob. Stampium Branssat, × 10 (M. B. Bst. 4511 a), von occlusal.

als bei *Piezodus* (s. u. S. 30). Der P_3 wird komplizierter durch distalwärts gerichtete Vertiefung einer bereits bei *Piezodus* vorhandenen, hinter dem Vorderpfeiler gelegenen Vorderbucht. Ferner ist für *Prolagus* eine vorn-außen am Vorderlobus gelegene kleine Syncline charakteristisch, die am *Piezodus*- P_3 fehlt (Abb. 12d, e und 12f).

Die Entwicklung des P_3 vom oberstapfischen *Piezodus* bis zum obermiozänen *Prolagus* ist bereits mehrfach dargestellt (VIRET 1950, 176, DAWSON 1960, 165, und vor allem HÜRZELER 1962, 24)²⁾, so daß hier zunächst darauf verwiesen werden kann. Für die unteren P_4 bis M_2 ist — zumindest im Genus *Prolagus* — die Verbreiterung der Hinterloben, ähnlich wie bei *Lagopsis*, charakteristisch (Abb. 12d, e).

Die Weiterentwicklung der Oberkieferzähne zeigt vom Miozän bis Holozän folgende wesentliche Merkmale (Abb. 12a–c):



Abb. 13. *Prolagus* sp. P^2 dext., Pontium, Polgardi/Ungarn, $\times 10$, spiegelbildl. (M. B. T. O. 140), von occlusal.

1. Allgemeine Größenzunahme (gilt auch für die Unterkieferzähne).
2. Zunehmend dreieckiger Umriß des P^3 (ROMAN & VIRET 1934:28).
3. Beibehaltung der Altstrukturreste am P^4 .
4. Nur sehr allmählicher Schwund der Altstrukturreste am M^1 u. M^2 , die erst bei den quartären Formen fast völlig beseitigt sind. Im Zusammenhang damit greifen die Innensynklinen zunehmend buccalwärts vor, so daß sie zuletzt fast den buccalen Zahnrand erreichen.
5. Zunehmende Komplikation des P^2 ab Unterpliozän (Pontium) durch Herausbildung eines vorderen Innenarmes, der buccalwärts vorgezogen wird (Abb. 12a, 13).

Im Rahmen der allgemeinen Tendenz zur Größenzunahme finden sich jedoch im einzelnen Unterschiede:

1. Im jüngeren Pleistozän Spaniens existiert neben dem großwüchsigen *Prolagus sardus*, der u. a. von Korsika und Sardinien bekannt ist (TOBIEN 1935), eine kleinwüchsige Art, etwa von den Dimensionen des obermiozänen *Prolagus oeningensis*: *Pr. calpensis* (MAJOR 1905, 466) von Gibraltar und Castelldefels/Prov. Barcelona (VILLALTA & CRUSAFONT 1950, 278).

2. Im Pontium von Montredon und Mollon sind *Prolagus*-Formen vorhanden, die kleiner oder höchstens gleich groß wie der obermiozäne *Prolagus* von La Grive sind. Andererseits ist in Polgardi/Ungarn ein *Prolagus* vertreten, der deutlich größer, und vor allem durch den evoluierten P^2 (mit deutlichem Ansatz eines Vorderarmes, Abb. 13) von den Formen des französischen Pontiums unterschieden ist. Derartige große *Prolagus* mit evoluiertem P^2 finden sich dann im höheren Pliozän (Roussillon,

²⁾ Herr Dr. HÜRZELER hat bereits 1948 in einem Vortrage anlässlich der Tagung der Schweiz. paläontol. Ges. in St. Gallen über die Evolution des P_3 von *Piezodus* und *Prolagus* referiert (Verh. schweiz. naturf. Ges. 128: 149, 1948).

Perpignan, Wölfersheim), im Quartär Westeuropas, sowie auf Korsika und Sardinien (Abb. 12a).

3. Im älteren Burdigalium von Schnaitheim kommen zwei *Prolagus*-Formen nebeneinander vor: eine kleinere, strukturell evoluiertere, die enge Beziehungen zum ober-aquitanen *Prolagus* von Laugnac hat, und eine größere, strukturell archaistischere, die eher eine direkte Weiterbildung der großen aquitanen *Piezodus*-Formen zu sein scheint.

Diese und weitere Befunde lassen darauf schließen, daß in der langen Evolutionsperiode der *Prolagus*-Gruppe mehrfach Aufspaltungen von Populationen erfolgten, die zu Verzweigungen, Nebenlinien u. dgl. geführt haben. Ähnliches gilt auch für die *Amphilagus*- und *Lagopsis*-Gruppe.

3. Krümmungsverhalten der oberen Prämolaren und Molaren

In Abb. 14 sind obere letzte Prämolaren der oben charakterisierten Gruppen nebeneinander gestellt. Hierbei ist am *Amphilagus antiquus* aus dem Oberstampium von Branssat die Teilhypsodontie (Buccalwurzeln, Schmelzgrenze auf der Innenwurzel, diese mit Verschlußtendenz) gegenüber dem vollhypsodonten Zustand der Vertreter der drei anderen Gruppen deutlich³⁾. Ferner sind die Größenunterschiede ersichtlich, vor allem aber die verschiedene Krümmung der Zahnschäfte in der linguo-buccalen Ebene. Stärkste Krümmung zeigen die *Amphilagus*- und *Titanomys*-Zähne, weniger gekrümmt ist *Lagopsis*, am meisten gestreckt sind die Zähne des terminalen *Prolagus*.

Wie entsprechende Prüfung und weitere Untersuchung lehrt, stellen die lingualen Kanten der Zahnschäfte — mit hinreichender Genauigkeit — Teile von Kreisbögen dar. Ihre Krümmungsradien können daher über entsprechend großen Kreis-Serien mit Radien-Werten unter dem Binokular bei 10—20facher Vergrößerung bestimmt werden.

Hierbei ergab sich innerhalb der vier Gruppen verschiedenes Verhalten, vor allem im Hinblick auf Hypsodontie-Zustand und Zahngröße, wobei P³—M² grundsätzlich Ähnliches zeigen (Abb. 14):

1. In der *Amphilagus*-Gruppe ändert sich die Krümmung der Zahnschäfte unter Beibehaltung der Teilhypsodontie und trotz der beträchtlichen Größenzunahme, vom oberen Stampium bis Pontium nur unwesentlich: Ein weiterer Beweis für den konservativen Charakter dieser Gruppe (Abb. 2a; 8a; 14a).

2. In der *Titanomys*-Gruppe erfolgt — bei abnehmender Größe und Übergang zur Vollhypsodontie — eher eine Verstärkung der Krümmung (Abb. 8b; 14b).

3. In der von Anfang an vollhypsodonten *Lagopsis*-Gruppe erfolgt eine — im Vergleich zur *Prolagus*-Linie im entsprechenden Zeitraum — stärkere Größenzunahme. Hierbei sind zwar die Zahnschäfte stärker gestreckt als in der *Titanomys*- und *Amphilagus*-Gruppe, ohne aber jenes Ausmaß der Streckung zu erreichen, wie es bei den gleichzeitigen *Prolagus*-Angehörigen vorhanden ist (Abb. 14c).

³⁾ An dem *Titanomys*-P⁴ (Abb. 14b) aus dem Unteraquitanium hat die Hypsodontie noch nicht das Ausmaß wie im höheren Aquitanium (La Chaux, Abb. 8b) erreicht.

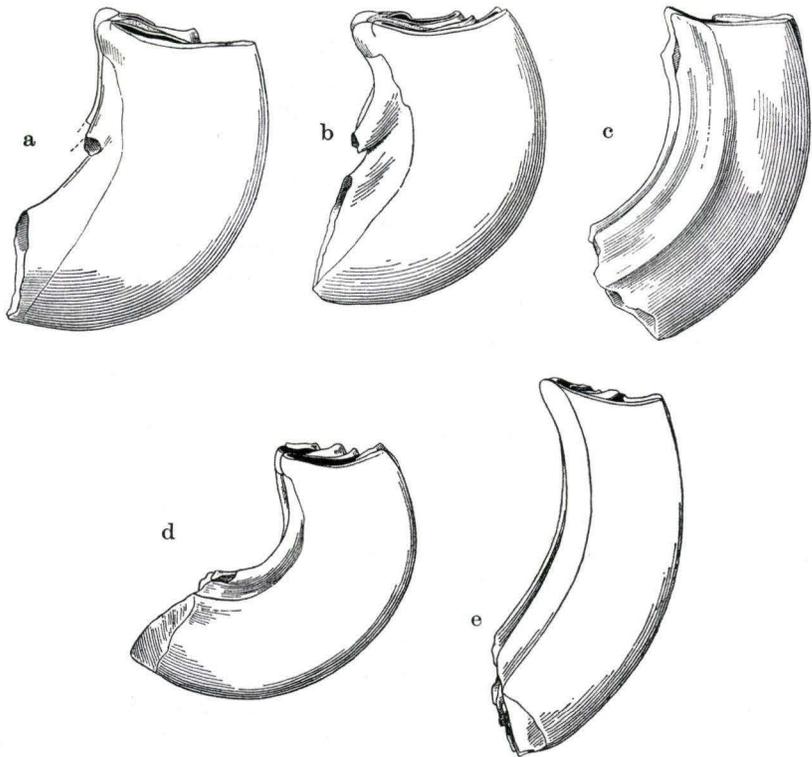


Abb. 14. Krümmungsverhalten des P^4 sin.: a: *Amphilagus antiquus* (POM.), ob. Stampium, Branssat $\times 6,7$ (M. B. Bst. 4205, spiegelbildl.); b: *Titanomys visenoviensis* H. v. M., unt. Aquitanium, Tomerdingen, $\times 6,7$ (Mus. Stuttgart To. 11, spiegelbildlich); c: *Lagopsis verus* (HENS.), Tortonium, Rümikon, $\times 6,7$ (M. B. OSM. 702); d: *Piezodus* cf. *branssatensis* VIR., unt. Aquitanium, Tomerdingen $\times 6,7$ (Mus. Stuttgart, To. 10); e: *Prolagus oeningensis* (KOEN.), Tortonium, La Grive, $\times 6,7$ (M. B. G. A. 185, spiegelbildlich), von vorn.

4. Bei den Angehörigen des Genus *Prolagus* ist die Streckung der Zahnschäfte im Vergleich zu den anderen Gruppen extrem, wenngleich — wie erwähnt — die oberaquitane bis obermiozänen Vertreter deutlich kleiner sind, als die gleichzeitigen *Lagopsis*-Formen (Abb. 14c, e). Entsprechend stärker gestreckt sind dann auch die großwüchsigen plio-pleistozänen Angehörigen dieser Gattung (Abb. 2b).

Anders ist jedoch das Krümmungsverhalten beim oberstampischen und unteraquitane *Piezodus* (Branssat, bzw. Paulhiac und Tomerdingen Abb. 14d). Hier herrscht — trotz der gegenüber *Laugnac* z. B. größeren Zahndimensionen — starke Krümmung, ähnlich wie bei *Titanomys*. Offenbar erfolgt dann beim Übergang zu *Prolagus*, d. h. im Laufe des höheren Aquitaniums eine allgemeine Streckung der Oberkieferzähne, die aber in einzelnen Linien in unterschiedlichem Ausmaß erfolgt sein muß: So sind P^3 — M^2 der größeren, archaistischen Form aus dem Alt-Burdigalium von Schnaitheim stärker gekrümmt, als die entsprechenden Zähne der kleineren progressiven Form von dort.

Die Untersuchung der Krümmungsverhältnisse an den oberen P^3 — M^2 trägt somit weiterhin zur Charakteristik und schärferen Erfassung der vier Gruppen bei.

4. Schlußbemerkungen

Wesentliche Faktoren in der Gebißentwicklung der vier Gruppen innerhalb der europäischen tertiären Lagomorphen sind somit:

1. Größenzunahme
2. Größenabnahme
3. Teilhypsodontie
4. Vollhypsodontie
5. Beibehaltung der Altstrukturen
6. Schwund der Altstrukturen
7. Krümmung der oberen Prämolaren und Molaren
8. Streckung der oberen Prämolaren und Molaren.

Ein beherrschendes Element ist dabei — und dies gilt für die Anfänge der Gebißevolution der Lagomorphen überhaupt — die Herausbildung der Vollhypsodontie von einem teilhypsodonten Vorfahrenstadium her. Derartige Gattungen, die ähnlich wie der europäische *Amphilagus* noch Wurzelbildung an den oberen und unteren P und M aufweisen, wobei die oberen Backenzähne Buccalwurzeln haben, finden sich in Ostasien: *Desmatolagus*, *Gobiolagus*: Oligozän; *Gobiolagus*, *Shamolagus*: Obereozän, sowie in Nordamerika: *Mytonolagus*: Obereozän, *Megalagus*: Oligozän-Altmiözän (DAWSON 1958).

Die Molaren dieser alttertiären Lagomorphen enthalten Strukturelemente, die wie oben erwähnt, zweifellos auf einen tribosphenischen Grundplan hinweisen, der im brachyodonten, heute allerdings noch nicht bekannten, Ausgangsstadium vollentwickelt gewesen sein dürfte. Seine Interpretation an den durch Partialhypsodontie bereits modifizierten und verzerrten Strukturen ältester Lagomorphen ist sehr schwierig und hat bereits zu vielen Deutungsversuchen Anlaß gegeben.

Offensichtlich geht der Erwerb der Teilhypsodontie bis in das Eozän, rechnet man mit WOOD (1942) und anderen das Genus *Eurymylus* zu den Lagomorphen, bis vor das obere Paleozän zurück. Dieser erste wichtige Schritt in der Gebißentwicklung der Lagomorphen fällt somit zeitlich in das allerälteste Tertiär, vielleicht sogar in die oberste Kreide. Im allgemeinen erfolgt darauf der 2. Schritt: Erwerb der Vollhypsodontie. Er ist — wie bei außereuropäischen Ochotoniden und Leporiden — auch in den europäischen Gruppen zu beobachten. Eine bemerkenswerte Ausnahme bildet jedoch die *Amphilagus*-Gruppe, die den teilhypsodonten, archaischen Zustand zähe bis in das Pontium beibehält.

In den drei übrigen europäischen Gruppen vollzieht sich der Übergang zur Vollhypsodontie auf verschiedenen Wegen, wobei vor allem Reste der Altstrukturen in verschiedenem Ausmaß in das vollhypsodonte Stadium übernommen werden:

1. In der *Titanomys*-Gruppe werden *Amphilagus*-artige Altstrukturen und Krümmungen an den oberen P und M beibehalten.

2. Die *Prolagus*-Gruppe beginnt mit *Piezodus* teilhypsodont, geht — unter Übernahme der Altstrukturen — zur Vollhypsodontie über, behält aber zunächst die starke Krümmung der P³—M² bei. Erst ab Oberaquitanium setzt — mit *Prolagus* — die Streckung ein. Die weitere Evolution ab Burdigalium ist durch generelle Größenzunahme charakterisiert. Hierbei werden Reste der Altstrukturen am P⁴ durchweg bis zu den holozänen Endformen beibehalten, an den M¹ und M² gehen sie erst im Laufe des Pliozäns verloren.

3. Die *Lagopsis*-Gruppe ist sehr progressiv: Mit ihrem Auftauchen im höheren Aquitanium ist sie bereits vollhypsodont, verbunden damit ist weitgehender Verlust der Altstrukturen und tiefe Innenbucht an P^4-M^2 , sowie Streckung an P^3-M^2 .

Lagopsis nähert sich, innerhalb der europäischen Formen, noch am ehesten dem Gebiß-Typus von *Ochotona*. *Lagopsis*-artige Gebisse mit Vollhypsodontie, reduzierten Altstrukturen, tiefen Innensynklinen an den gestreckten oberen P^4-M^2 finden sich in Ostasien: *Sinolagomys* (Oligozän), *Ochotona* und Verwandte (Mio- Pliozän, Quartär), und Afrika: *Austrolagomys* (Miozän), *Kenyalagomys* (Miozän). Auch das europäische Genus *Paludotona* (DAWSON 1959) dürfte in diese Gruppe gehören.

Durch das Zusammentreffen der oben angeführten 8 Faktoren ist das evolutive Bild in den vier europäischen Gruppen besonders mannigfaltig. Hierbei zeigt sich, daß keine Koppelung oder korrelative Bindung funktioneller oder genetischer Art besteht z. B.:

a) Zwischen Hypsodontie und Zahnkrümmung: Die terminalen Angehörigen der *Titanomys*-, *Lagopsis*- und *Prolagus*-Gruppe sind vollhypsodont, aber die oberen Backenzähne sind bei *Titanomys* stark gekrümmt, bei *Lagopsis* und *Prolagus* unterschiedlich stärker gestreckt (Abb. 8b; 14c, e).

b) Zwischen Größenzunahme und Erwerb der Hypsodontie: In der *Amphilagus*-Gruppe erfolgt rasche Größenzunahme, ähnlich ist es in der *Prolagus*-Gruppe. Letztere wird jedoch vollhypsodont, während erstere konservativ bleibt (Abb. 2; 14a, e).

c) Zwischen Zahngröße und Streckung der vollhypsodonten Oberkieferzähne: *Lagopsis* ist im Miozän absolut größer als *Prolagus*, aber stärker gekrümmt als dieser (Abb. 14c, e). Andererseits sind *Titanomys*-P und -M stärker gekrümmt als *Lagopsis*, aber wesentlich kleiner (Abb. 8b; 14b; 14c).

d) Zwischen Vollhypsodontie und Beibehaltung bzw. Verlust der Altstrukturen: In der *Titanomys*-Gruppe herrscht Vollhypsodontie unter Beibehaltung der Altstrukturen, ähnlich ist es bei *Prolagus*, während bei *Lagopsis* Vollhypsodontie mit Verlust der Altstrukturen gekoppelt ist (Abb. 7a; 12b, c; 10a, b).

Die Kombinationstabelle (Tab. 1) bringt diesen Sachverhalt zum Ausdruck. In ihr sind die meisten Felder durch zwei oder eine Gruppe besetzt. Die leeren Felder bedeuten Kombinationen, die entweder überhaupt nicht oder zumindest unter den behandelten europäischen Formen nicht realisiert worden sind. Sie können sich aber möglicherweise unter außereuropäischen Lagomorphen finden. So scheint die Kombination Teilhypsodontie/Verlust der Altstruktur bei alttertiären nordamerikanischen Leporiden (*Mytonolagus*, *Megalagus*, *Palaeolagus*) vorzukommen.

5. Zusammenfassung

1. Vom oberen Stampium bis zum Pontium und Holozän Mittel- und Westeuropas finden sich sechs Gattungen hasenartiger Nagetiere, die hier eine mehr oder weniger längere bodenständige Entwicklung durchgemacht haben. Sie lassen sich auf vier Gruppen verteilen, die zugleich evolutive Einheiten darstellen. Es sind dies:

- a) Die *Amphilagus*-Gruppe: ob. Stampium (= Chattium) — Pontium; mit dem Genus *Amphilagus*.
- b) Die *Titanomys*-Gruppe: Aquitanium; mit dem Genus *Titanomys*.

Tabelle 1: Kombination wichtiger Gebißmerkmale europäischer Lagomorphen-Gruppen

	Größen- zunahme	Größen- abnahme	Beibehaltung Altstruktur	Verlust Altstruktur	Krümmung	Streckung	Voll- hypsodontie	Teil- hypsodontie
Größen- zunahme			Amphilagus Prolagus	Lagopsis	Amphilagus	Lagopsis Prolagus	Lagopsis Prolagus	Amphilagus
Größen- abnahme			Titanomys		Titanomys		Titanomys	
Beibehaltung Altstruktur	Amphilagus Prolagus	Titanomys			Amphilagus Titanomys	Prolagus	Titanomys	Amphilagus
Verlust Altstruktur	Lagopsis					Lagopsis	Lagopsis	
Krümmung	Amphilagus	Titanomys	Amphilagus Titanomys				Titanomys	Amphilagus
Streckung	Lagopsis Prolagus		Prolagus	Lagopsis			Lagopsis Prolagus	
Voll- hypsodontie	Lagopsis Prolagus	Titanomys	Titanomys	Lagopsis	Titanomys	Lagopsis Prolagus		
Teil- hypsodontie	Amphilagus		Amphilagus		Amphilagus			

c) Die *Lagopsis*-Gruppe: Aquitanium — Tortonium/Sarmatium; mit den Genera *Marcuinomys* und *Lagopsis*.

d) Die *Prolagus*-Gruppe: ob. Stampium-Holozän; mit den Genera *Piezodus* und *Prolagus*.

Abseits stehen die Genera *Heterolagus* (Burdigalium, Spanien) und *Paludotona* (Pontium, Italien).

2. Die ältesten Vertreter der *Prolagus*-, der *Amphilagus*- und vermutlich auch der *Lagopsis*-Gruppe erscheinen unvermittelt im oberen Stampium bzw. höheren Aquitanium von Europa, wahrscheinlich als östliche Zuwanderer. Die *Titanomys*-Gruppe ist ein Abkömmling der *Amphilagus*-Gruppe.

3. Mit den ab Pontium ebenfalls als Zuwanderer in Europa vorhandenen Leporiden sind diese Gruppen nicht verwandt. Nähere, wenngleich nicht direkte Beziehungen bestehen zum Genus *Ochotona* und seinen asiatischen Verwandten und Vorfahren.

4. Für das evolutive Geschehen innerhalb der vier Gruppen sind folgende Faktoren in der Gebißentwicklung wesentlich: a) Größenzunahme, b) Größenabnahme, c) Beibehaltung von Resten einer auf ein tribosphenisches Ausgangsstadium rückführbaren „Altstruktur“, vor allem an den oberen Backenzähnen, d) Verlust dieser Altstruktur, e) Beibehaltung einer archaischen Teilhypsodontie, f) Übergang zur Vollhypsodontie, g) Krümmung und h) Streckung der oberen Prämolaren und Molaren.

5. Die verschiedenartige und ziemlich freie Kombination dieser Merkmale bestimmt in erster Linie Charakter und Evolution des Gebisses der vier Lagomorphen-Gruppen im Tertiär Europas.

Schriftenverzeichnis (Auszug)

- ARGYROPOULO, A. & PIDOPLICHKA, O.: Representatives of Ochotonidae (Duplicidentata, Mammalia) in the Pliocene of the USSR. — C. r. Ac. UdSSR, 24, no. 7, Moskau 1939.
- BURKE, J. J.: *Mytonolagus*, a new leporine genus from the Uinta Eocene series in Utah. — Ann. Carnegie Mus., 23, 399—420, Taf. 50, Pittsburgh 1934.
- CRUSAFONT, M.: Catálogo paleomastológico del Mioceno del Vallés-Penedés y de Calatayud-Teruel. — Mus. Ciud. Sabadell, Secc. Paleontol., 26 S., Sabadell 1954.
- VILLALTA, J. F. de & TRUYOLS, Y. J.: El Burdigaliense Continental de la Cuenca de Vallés-Penedés. — Diputación Provinc. Barcelona; Mem. y Comunic. Inst. geol., 12, 272 S., 11 Taf., Barcelona 1955.
- DAWSON, M. R.: Later Tertiary Leporidae of North America. — Univ. Kansas Pal. Contrib. Vertebr., 6, 1—75, Taf. 1—2, Lawrence 1958.
- *Paludotona etruria*, a new ochotonid from the Pontian of Tuscany. — Verh. naturf. Ges. Basel, 70, 157—166, Basel 1959.
- DEHM, R.: Altpleistocäne Säuger von Schernfeld bei Eichstätt in Bayern. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 2, 17—61, Taf. 3—6, München 1962.
- HÜRZELER, J.: Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitaniens. — Ecl. geol. Helv., 38, 655—661, Basel 1945.
- Kann die biologische Evolution, wie sie sich in der Vergangenheit abgespielt hat, exakt erfaßt werden? Aus: Schöpfungsglaube und Evolutionslehre. — Studien u. Ber. kathol. Akad. Bayern, 16, 15—36, Würzburg 1962.
- JANOSSY, D.: Die Entwicklung der Kleinsäugerfauna Europas im Pleistozän (Insectivora, Rodentia, Lagomorpha). — Z. Säugetierk., 26, 40—50, Hamburg u. Berlin 1961.
- LAVOCAT, R.: Révision de la Faune de Mammifères Oligocènes d'Auvergne et du Velay. 153 S., 26 Taf., Paris 1951.

- MAJOR, C. J. FORSYTH: On fossil and recent Lagomorpha. — Trans. Linn. Soc., (2) **7**, 433—520, Taf. 36—39, London 1899.
- Rodents from the Pleistocene of the Western Mediterranean Region. — Geol. Mag., (5) **2**, 462—467, 501—506, London 1905.
- ROMAN, F. & VIRET, J.: La Faune de Mammifères du Burdigalien de la Romieu. — Mém. Soc. géol. France N. S., **21**, 67 S., 12 Taf., Paris 1934.
- TOBIEN, H.: Über die pleistozänen und postpleistozänen Prolagusformen Korsikas und Sardinens. — Ber. Freiburger naturf. Ges., **34**, 253—344, Naumburg (Saale) 1935.
- Über älteres Miozän im Stadtgebiet von Frankfurt a. M. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, 770—771. Stuttgart 1959.
- VILLALTA, J. F. de & CRUSAFONT, M.: Un nuevo Yacimiento Pleistoceno en Castelldefels. — Estudios geolog., **12**, 275—285, Madrid 1950.
- VIRET, J.: Les Faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne bourbonnaise. — Ann. Univ. Lyon, nouv. Sér. I. Sci., Méd., **47**, VIII + 328 S., 31 Taf., Lyon, Paris 1929.
- Sur une Microévolution de type orthogénétique chez les Lagomorphes européens. Aus: Paléontologie et Transformisme — Sciences d'aujourd'hui, S. 175—179, Paris 1950.
- WOOD, A. E.: Notes on the Paleocene Lagomorph, *Eurymylus*. — Amer. Mus. Novitates, **1162**, 7 S., New York 1942.

Manuskript eingegangen am 22. 3. 1963

Gemuendina stuerzi TRAQUAIR

Neuuntersuchung

Von

WALTER GROSS, Tübingen

Mit 13 Abbildungen und Tafeln 2—8

Kurzfassung: Die Untersuchung vieler *Gemuendina*-Reste aus den Sammlungen der Bundesrepublik ermöglichte den Entwurf einer neuen Gesamtrekonstruktion des Fisches und mehrerer Teilrekonstruktionen (Kieferbogen, Kiemenkorb, Schulter- und Beckengürtel, Brust- und Bauchflossen, Endocranium und Wirbelsäule). Die Tesseræ werden als archaische, schuppenartige Bildungen, nicht als Zerfallsprodukte großer Hautknochen gedeutet. Innerhalb der Placodermi, zu denen die Acanthodii nicht gezählt werden, sollen die Rhenanida — entsprechend der vom Autor seit 1933 vertretenen Vorstellungen — den gleichen Rang einnehmen wie die Arthrodira und die Antiarchi. Die Rhenanida werden nicht als eine Ordnung der Euarthrodira im Sinne STENSIÖS betrachtet.

Inhalt

I. Einleitung	37
II. Material und Methoden	38
III. Beschreibung	42
1. Tesseræ, Schuppen, Knochenplatten und ihre Skulpturen	42
2. Der Kopf	48
Exocranium	48
Endocranium und Visceralskelett	52
3. Der Rumpf und die paarigen Flossen	56
Schulgürtel	56
Exoskelettaler Schultergürtel	56
Endoskelettaler Schultergürtel	60
Brustflosse	61
Becken und Bauchflosse	63
4. Der Schwanz	64
5. Die Wirbelsäule	65
IV. Rekonstruktion	66
V. Beziehungen und Stellung im System	67
VI. Zusammenfassung der Ergebnisse	70
Schriftenverzeichnis	72

I. Einleitung

In mehreren Arbeiten habe ich die Ergebnisse neuer Untersuchungen der altbekannten Fische und Agnathen aus dem Unterdevon des Hunsrückschiefers beschrieben. Mit der Neuuntersuchung der Gattung *Gemuendina* wird diese Reihe abgeschlossen. TRAQUAIRS Arten *Cocosteus angustus* und *Phlyctaenaspis germanica* sind kürzlich von R. S. MILES, Newcastle upon Tyne, untersucht worden; die Ergebnisse sollen demnächst veröffentlicht werden. Mit der Entdeckung bisher unbekannter Formen im Hunsrückschiefer darf gerechnet werden. Neue Funde sind sehr erwünscht, da unsere Kenntnis der alten Agnathen und Placodermen noch sehr unvollständig ist.

TRAQUAIR hat die Gattung *Gemuendina* entdeckt und die erste Beschreibung unter Beifügung sehr gut reproduzierter Photographien im Jahre 1903 veröffentlicht. Er vermochte dieser Gattung keine Stellung im System der Fische zu geben; seinem Gefühl nach schien sie ihm am ehesten mit den Chimaeren verwandt, eine uns heute ganz modern anmutende Meinung. Er hoffte, daß weitere Funde bessere Grundlagen für die Beurteilung geben würden. In den folgenden drei Jahrzehnten wurden an zehn neue Exemplare entdeckt, die die Grundlage für die sehr bekannt gewordenen und muster-gültigen Untersuchungen BROILIS (1930 und 1933) boten. BROILI gab auch eine erste Rekonstruktion und ein Lebensbild von *Gemuendina*, beide in vielen Büchern und Schriften reproduziert. Die Genauigkeit seiner Beobachtung und die Klarheit seiner Beschreibung lernt man bei der Beschäftigung mit den von ihm untersuchten Objekten erst richtig bewundern.

Seine Rekonstruktion und seine Deutung wurden von WATSON (1937) und STENSIÖ (1959) kritisch besprochen und teilweise ergänzt. WATSON konnte sich dabei auf Material seiner eigenen Sammlung stützen; STENSIÖ hat das in Edinburgh aufbewahrte Originalmaterial TRAQUAIRS ergänzend präparieren lassen, so daß auch ihm nicht nur die Angaben aus der Literatur zur Verfügung standen. WATSON erkannte den äußeren Schultergürtel, der in BROILIS Rekonstruktion nicht dargestellt ist, und weist auf das Vorhandensein der großen Radialia der Brustflosse. In Übereinstimmung mit STENSIÖ stellt WATSON die Gattung *Gemuendina* und mit ihr BROILIS Ordnung Rhenanida (*incertae sedis*) zu den Arthrodiren; er betont die Übereinstimmung wichtiger Merkmale bei Rhenanida und Ptyctodontida. — STENSIÖ (1959) rekonstruiert erneut die Ventralseite von *Gemuendina* und weist auf die enge Übereinstimmung mit der oberdevonischen Rhenaniden-Gattung *Jagorina*. Er gibt eine Umdeutung der Elemente des Kieferbogens (Palatoquadratum, Meckelscher Knorpel), einzelner Elemente des äußeren Schultergürtels und versucht erstmalig auch den inneren Schultergürtel (Scapulocoracoid) in Anlehnung an die Verhältnisse bei *Jagorina* zu rekonstruieren (seine Fig. 16). Mit den Untersuchungen von WATSON und STENSIÖ wird eine Neuinterpretation der Morphologie der Gattung *Gemuendina* gegeben.

Im Herbst 1961 hatte ich die Gelegenheit, alle in westdeutschen Museen und Sammlungen aufbewahrten *Gemuendina*-Reste zu besichtigen und für die Untersuchung zu entleihen. Es fanden sich mehrere bisher noch nicht untersuchte Exemplare. Aber auch die alten Originale ließen manches Neue erkennen, da die Erforschung der Arthrodiren seit BROILIS Untersuchungen ständig fortgeschritten ist. Anknüpfend an die Bemühungen des verstorbenen Prof. Dr. W. LEHMANN, Bonn, verschiedene Fossilien

des Hunsrückschiefers mit Röntgenaufnahmen näher zu untersuchen, und auch an meine eigenen diesbezüglichen Untersuchungen der Stensiöellida des Hunsrückschiefers anschließend, habe ich von allen mir zur Verfügung stehenden Exemplaren Röntgenaufnahmen anfertigen lassen. Fast alle Aufnahmen gaben mehr oder weniger brauchbare Resultate, besonders in Bezug auf die Kieferregion, das Kiemenskelett, das Innenskelett der paarigen Flossen, den Beckengürtel und die Wirbelsäule. Erneute Präparationen an den entliehenen Stücken sind nicht ausgeführt worden. — Die neuen Erkenntnisse gaben die Grundlagen zu einer neuen Rekonstruktion und zu manchen Revisionen früherer Deutungen.

Allen, die mich bei meiner Arbeit unterstützt haben, danke ich von Herzen: Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, für die großzügige Gewährung einer Forschungsbeihilfe; Herrn Prof. Dr. O. H. SCHINDEWOLF für die Gastfreundschaft in seinem Institut und die vielfache Unterstützung; den Herrn Prof. Dr. R. DEHM, München, Herrn Museumsdirektor O. GUTHMANN, Bad Kreuznach; Herrn Prof. Dr. H. K. ERBEN, Bonn, Frau H. RIEVERS, Enkirch (Mosel), Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF, Frankfurt a. M., und Herrn Prof. Dr. O. H. SCHINDEWOLF, Tübingen, für die Entleihung der wertvollen *Gemuendina*-Reste aus den ihnen unterstehenden Sammlungen; Herrn Prof. Dr. R. BAUER, Direktor des Medizinischen Strahleninstitutes der Universität Tübingen, und seinen Mitarbeitern Herrn J. MAY, Technischer Assistent, und Fräulein I. SEEMANN, Photomeisterin, für die Erfüllung meiner zahlreichen Wünsche nach Röntgenaufnahmen; Herrn W. WETZEL, Tübingen, für die ausgezeichneten Photographien.

Die Abbildungen in der vorliegenden Arbeit sind von mir gezeichnet worden.

II. Material und Methoden

Das von mir untersuchte Material stammt aus den nachfolgend aufgezählten Sammlungen: Fünf Exemplare aus der Sammlung des Karl-Geib-Museums in Bad Kreuznach (abgekürzt: Mus. Kreuznach), darunter ein bereits von BROILI (1930, Taf. 4, Fig. 1) abgebildetes Stück, das besonders gute Ergebnisse bei der Röntgenaufnahme brachte. Drei weitere Exemplare der Kreuznacher Sammlung werden in der vorliegenden Arbeit erstmalig abgebildet (Taf. 2—4). Sechs sehr schöne *Gemuendinen* entlieh die Staatliche Sammlung für Paläontologie und historische Geologie in München (abgekürzt: Slg. München), von denen vier bereits von BROILI beschrieben und abgebildet worden sind (BROILI 1930, Taf. 1, Fig. 2, Taf. 2, Taf. 3 und Taf. 4, Fig. 2. BROILI 1933, Taf. 2). Das von BROILI (1933 Taf. 1) beschriebene, in mancher Hinsicht wichtige und besonders große Exemplar ist leider im Kriege Brandbomben zum Opfer gefallen. Aus der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Bonn (abgekürzt: Mus. Bonn) stammt das 1930 von BROILI (Taf. 1, Fig. 1) abgebildete Stück. Aus der Sammlung des Instituts und Museums für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen erhielt ich ein kleines, recht ungünstig erhaltenes Exemplar. Ein erst kürzlich erworbenes Stück steuerte die Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Frankfurt a. M. (abgekürzt: Inst. Frankfurt) bei (Abb. 9 der vorliegenden Arbeit). Frau H. RIEVERS, Enkirch (Mosel) sandte mir zwei Exemplare aus ihrer Sammlung, darunter das kleinste aller untersuchten Stücke (Taf. 5, Fig. C). Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut Bonn wurde mir eine Anzahl Röntgenfotos mehrerer *Gemuendinen* entliehen, die Prof. Dr. W. LEHMANN aufgenommen hatte, darunter die Aufnahme eines mir unbekanntes, vermutlich in Privatbesitz befindlichen Stückes.

Alle Stücke sind flachgepreßt, zehn Exemplare zeigen die Dorsalseite, sechs die Ventralseite, unter den letzteren sind aber zwei beiderseitig präpariert worden. Genau wie die Drepanaspiden sind manche Stücke in die Länge, manche in die Breite gezogen worden, eine Folge der Schieferungsrichtung. Der Erhaltungszustand ist verschieden, oft an einem einzigen Stück nicht gleichmäßig. Die Schwänze sind oft zu 1—0,5 mm dicken Streifen dorsoventral zusammengepreßt, vielfach kann man Durchprägungen größerer Tuberkel, der Wirbelsäule und bestimmter Knochen erkennen. Leider sind manche Stücke nicht ganz richtig präpariert worden, was besonders deutlich in den Röntgenaufnahmen hervortritt. Die Radialia der Brustflossen sind meist nur auf der Ventralseite gut zu erkennen. Es läßt sich kaum mit Sicherheit feststellen, wie dick (hoch) die Tiere waren, da kein Exemplar aus Schichten stammt, die unverdrückte Reste enthalten. Eine harte, dunkle Gesteinsschicht bedeckt oft den Rumpf der Tiere und stört sehr die Präparation. Andere Exemplare sind bei der Einbettung anscheinend schlammüberkrustet gewesen, wodurch viele Einzelheiten der Oberfläche verloren gehen.

Röntgenaufnahmen erwiesen sich bei *Gemuendina* als sehr brauchbar, ja als unentbehrlich: jedes Stück ist geröntgt worden, und das sollte in Zukunft auch mit allen Stücken, die für eine Untersuchung ausersehen werden, geschehen. Man kann keinem Stück vor der Röntgenaufnahme ansehen, wieviel an morphologischen Einzelheiten die Aufnahme bringen wird. Stärker gewölbte Reste sind anscheinend günstiger als die ganz flachgepreßten, schon wegen des größeren Effektes bei den oft notwendigen stereoskopischen Aufnahmen. Ganz unscheinbare Reste zeigen manchmal unerwartet viele, sonst nicht wahrnehmbare innere Skelettreste; andere, äußerlich sehr gut erhaltene Stücke enttäuschen einen, man sieht in der Röntgenaufnahme nicht mehr als bei der üblichen Betrachtung.

Die Tesseræ und Schuppen sind nur an wenigen Stücken gut überliefert und frei von ehemaligen Schlammkrusten. Einzelheiten der Tuberkel und ihrer Strahlen sind nur sehr selten deutlich zu erkennen. Manche großen Knochenplatten, z. B. die Avl-Platten, sind meist recht gut erhalten, und ihre verdickten Ränder prägen sich nicht selten durch. Vom Visceralskelett haben die Mandibularia noch am besten die Gestalt und die Lage bewahrt. Andere Elemente des Visceralskelettes treten erst in den Röntgenaufnahmen mehr oder weniger deutlich hervor, wenn sie genügend pyritisiert worden sind. In vielen Röntgenaufnahmen sind keine Spuren der Visceralbögen zu sehen. Auch das Endocranium erscheint in den Röntgenaufnahmen meist nur schleierhaft; jedoch sind seine Ränder auf der Dorsalseite mancher Stücke recht deutlich durchgeprägt. Eine für Röntgenaufnahmen geeignete Erhaltung ist in gleicher Weise dem Zufall unterworfen wie die allgemeine Erhaltung, die wir mit dem Auge oder dem Präpariergerät verfolgen.

Die Abbildungen im Text geben mehr die Umriss der Objekte als ihre Oberflächenbeschaffenheit wieder, und sie enthalten als subjektives Moment natürlich auch die Auffassung des Zeichners in dieser oder jener Einzelheit. Solche Abbildungen sollen nach Möglichkeit die teure Reproduktion von Photographien ersparen, die ohne Retusche keineswegs alles wiedergeben, was sich mit bloßem Auge erkennen läßt. Die Negative der Röntgenaufnahmen lassen mehr Einzelheiten wahrnehmen als die positiven Abzüge, sie geben daher die bessere Grundlage für die Untersuchung, sind jedoch we-

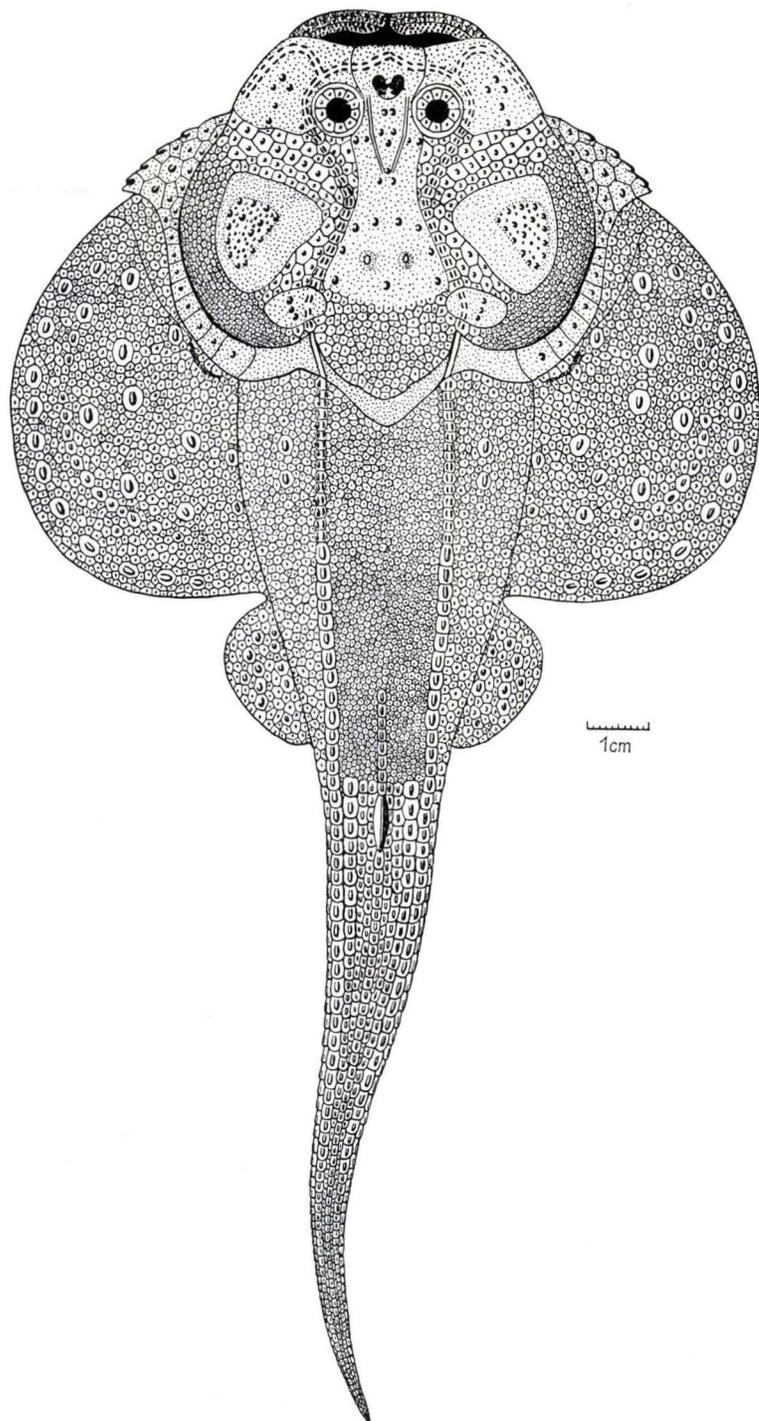


Abb. 1. Rekonstruktion der Dorsalseite; $\times \frac{4}{5}$.

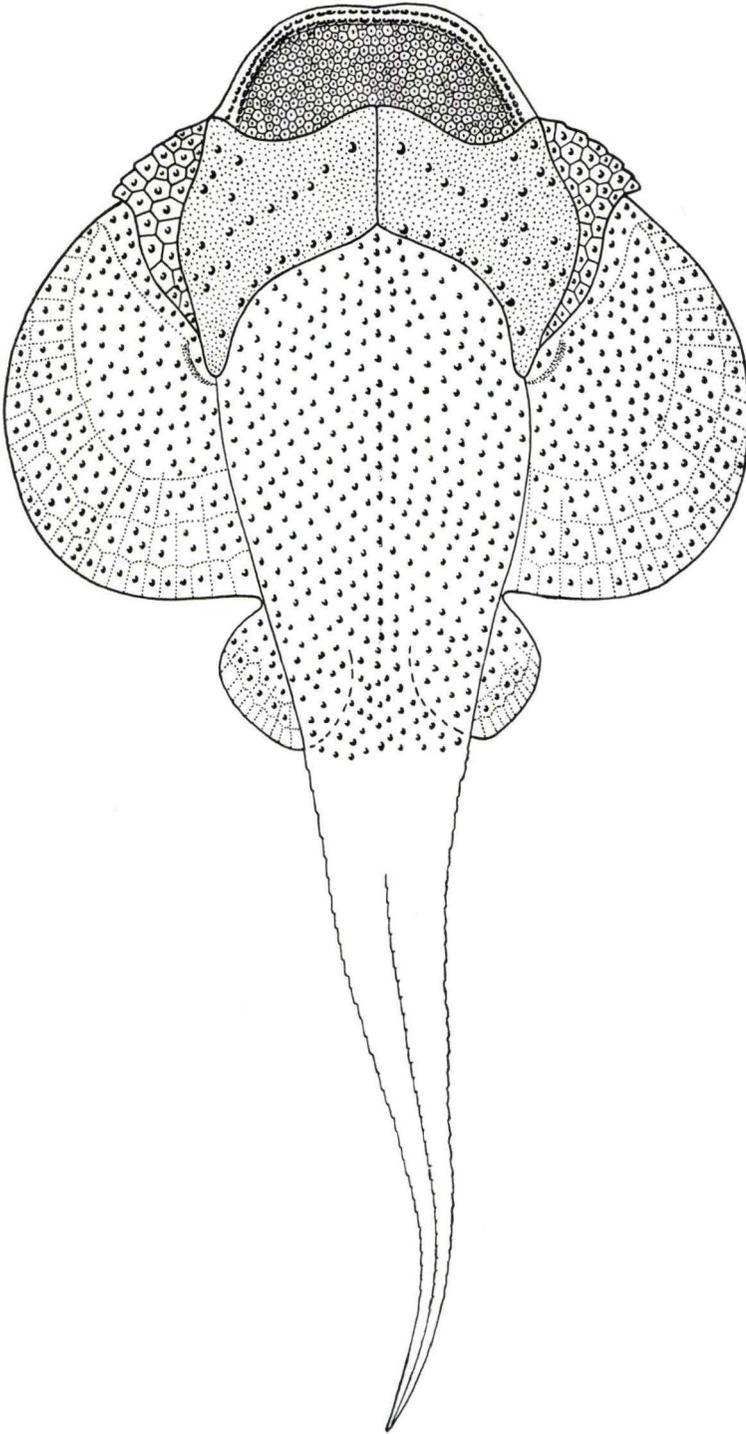


Abb. 2. Rekonstruktion der Ventralseite; $\times \frac{1}{2}$ Tesseræ und Schuppen des Rumpfes, der Flossen und des Schwanzes nur durch Tuberkel angedeutet, da sie an keinem Exemplar gut erhalten sind.

niger geeignet als Vorlage für die Zeichnungen. Eine Anzahl besonders gut erhaltener, bisher nicht veröffentlichter Exemplare werden für die Dokumentation auf Tafeln wiedergegeben.

III. Beschreibung

Die Oberfläche von *Gemuendina* ist größtenteils mit Tesserae und Schuppen bedeckt, größere Knochenplatten treten nur im äußeren Schultergürtel und vermutlich im Schädeldach in Erscheinung. Die auffallend an die Selachier-Gattung *Squatina* erinnernde Gestalt von *Gemuendina* ist bekannt. Der flache Kopf mit dorsal gerichteten Augen- und Nasenöffnungen ist ebenso lang wie breit, der Mund öffnet sich dorsal, ist oberständig. Der präorbitale Abschnitt des Schädeldaches ist sehr kurz. Länger ist der postorbitale Abschnitt, der die Kiemenregion überdacht. Auf der Ventralseite ist der Kopf nur vorne mit der Kieferregion frei, gleich anschließend wird er hinten von den Avl-Platten des Schultergürtels unterlagert, an den fossilen Resten vermutlich als Folge der Flachpressung weitergehend als an den lebenden Tieren. Jedoch gehört die ventrale Verschiebung des Schultergürtels bzw. Rumpfpanzers unter den Kopf zu den allgemeinen Merkmalen der Placodermen.

Der Rumpf hebt sich dorsal und lateral deutlich gegen den Kopf ab, den er vorne an Breite merklich übertrifft. Der dorsale äußere Schultergürtel ist sehr schmal, tatsächlich nur einen Gürtel bildend; ventral dehnt er sich breit aus, erreicht aber nicht entfernt die Länge des ventralen Rumpfpanzers der Euarthrodira und Antiarchi. Durch die gewaltige halbkreisförmige Brustflosse erscheint der Rumpf sehr verbreitert, doch läßt sich die Grenze zwischen Rumpf und Brustflosse meist leicht verfolgen. Viel kleiner sind die Bauchflossen, deren mediale Hälfte weitgehend unter dem Rumpf verborgen ist.

Der Schwanz ist nicht sehr lang; er verjüngt sich rasch und ist am Ende anscheinend ein wenig seitlich zusammengepreßt, ohne eine deutlich begrenzte Schwanzflosse zu bilden. Von unpaarigen Flossen ist weder dorsal noch ventral etwas zu entdecken. Ein kleiner Dorsalstachel am Vorderende des Schwanzes stellt keine funktionierende Flosse dar.

Gemuendina ist im allgemeinen ein mittelgroßer Fisch. Die Länge beträgt meist 20—24 cm, die maximale Breite in der Brustflossenregion 10—12 cm. Beträchtlich größer ist ein Exemplar der Kreuzbacher Sammlung mit 40 cm Länge und 24 cm Breite; noch größer war das 1933 von BROILI beschriebene, im Kriege leider verbrannte Stück der Münchener Sammlung, dessen Länge sich auf 106 cm berechnen ließ. Das kleinste bekannte Stück (Taf. 5 Fig. C) dürfte 8 cm breit und 16 cm lang gewesen sein.

1. Tesserae, Schuppen, Knochenplatten und ihre Skulpturen

(Taf. 2—8; Abb. 1, 2 und 13 B—F)

Der größte Teil des Kopfes, der gesamte Rumpf, der Schwanz und die paarigen Flossen sind mit Tesserae oder Schuppen bedeckt (Abb. 1—2). Auf dem Schädeldach sind jedoch die Präorbital- und die Orbitalregion, der Bereich des Endocraniums und

zwei Bezirke der Kiemenregion zusammenhängend fein tuberkuliert ohne Tesserierung. Die Md- und die Adl-Platte des dorsalen Schultergürtels und die Avl-Platte des ventralen Schultergürtels stellen größere Knochenplatten ohne Tesserierung dar, während die Region der Al-Platte und des Spinalis von sehr großen Tesseræ bedeckt ist. Die Dorsalseite des Endocraniums ist anscheinend mit einer zusammenhängenden, derben, vielleicht ein wenig verknöcherten Decke bekleidet, die gleichmäßig fein tuberkuliert ist, jedoch in recht regelmäßiger und symmetrischer Anordnung eine Anzahl großer Tuberkel aufweist. Zwei kleine Höcker finden sich konstant in der Pinealregion, vermutlich über dem einfachen oder paarigen Pinealorgan. Vor und seitlich von den Orbitae liegen die großen Suborbitalplatten oder Suborbitaldecken, die ebenfalls fein tuberkuliert sind und in der Mitte und am Hinterrande einige große Tuberkel tragen. Ferner sieht man auf ihnen die für die Sinneslinien sehr charakteristischen Tuberkelpaare, die die Sinneslinien einfassen (Taf. 2; Abb. 1). Diese paarigen Tuberkel sind schmal und längsgestreckt; sie begleiten die Sinneslinien auf dem Kopf und auf dem Vorderrumpf, nur im Bereich der Adl-Platte des Schultergürtels fehlen sie. An den Tuberkelpaaren kann man die Sinneslinien finden und verfolgen. Über der Kiemenregion liegt die große Platte L_2 BROILIS oder die Postsuborbitalplatte STENSIÖS (1959). Sie und die kleine auf sie folgende Platte (L_3 BROILIS) sind ebenfalls gleichmäßig fein tuberkuliert. Die Postsuborbitalplatte weist konstant in der Mitte ein dreieckiges Feld auf, das mit größeren Tuberkeln besetzt ist, besonders groß am Rande des Feldes. Nach BROILI gehen die Ränder der Suborbital- und der Postsuborbitalplatten allmählich in Tesseræ über (1933 Taf. 1 Fig. 1). Das große, leider im Kriege verbrannte Münchener Stück zeigte auch Tesseræ am Vorderrand und an den seitlichen Hinterrändern der Endocranialdecke. Radiale Knochenfaserung ist an allen diesen Platten und Flächen nicht nachzuweisen. Es muß dahingestellt bleiben, ob hier echte dermale Knochenplatten vorliegen, oder Bezirke, deren Festigkeit so groß war, daß es nicht zur Ausbildung von Tesseræ kam. Die Al-Region des Schultergürtels zerfällt an der Oberfläche meist recht deutlich in eckige kleine Platten, die man auch als Tesseræ bezeichnen kann, da sie in der Mitte einen großen Tuberkel tragen, wie die anschließenden Tesseræ der Spinalregion. Unter diesen kleinen Platten oder Tesseræ befand sich ein einheitlicher fester Dermalknochen, wie die rahmenartige Ausbildung des Schultergürtels zeigt (Taf. 2). Sichere typische Knochenplatten sind die Md-Platte, die Adl-Platte, und die großen Avl-Platten. Ebenso ist die dorsoventral gerichtete, von der Adl-Platte ausgehende dorsoventrale Lamina echter strahliger Hautknochen, seiner inneren Lage wegen natürlich ohne Skulpturen oder Tesseræbedeckung.

Die Tesseræ sind kleine und sehr dünne polygonale Plättchen, die im Zentrum einen gezackten Tuberkel oder Hautzahn tragen, dessen Größe meist proportional zur Größe des Plättchens ist. Besonders große Tesseræ von ungefähr ovalem Umriß finden sich in regelmäßigen Reihen, etwa parallel zum Außenrande, auf der Dorsalseite der Brustflosse (Taf. 2, 3, 5 und 7; Abb. 1, Abb. 13 C—E). Oft prägen sie sich auch auf der Ventralseite der Brustflosse durch. Diese großen Tesseræ sind von vielen kleineren umgeben, deren Anzahl 10—12 betragen kann. Die Oberfläche der Tesseræ ist gleichmäßig fein tuberkuliert, nur der Zentraltuberkel hebt sich durch seine Größe heraus; sein Umriß kann kreisrund (Abb. 13 C) oder längsoval sein (Abb. 13 D, E). Sehr große

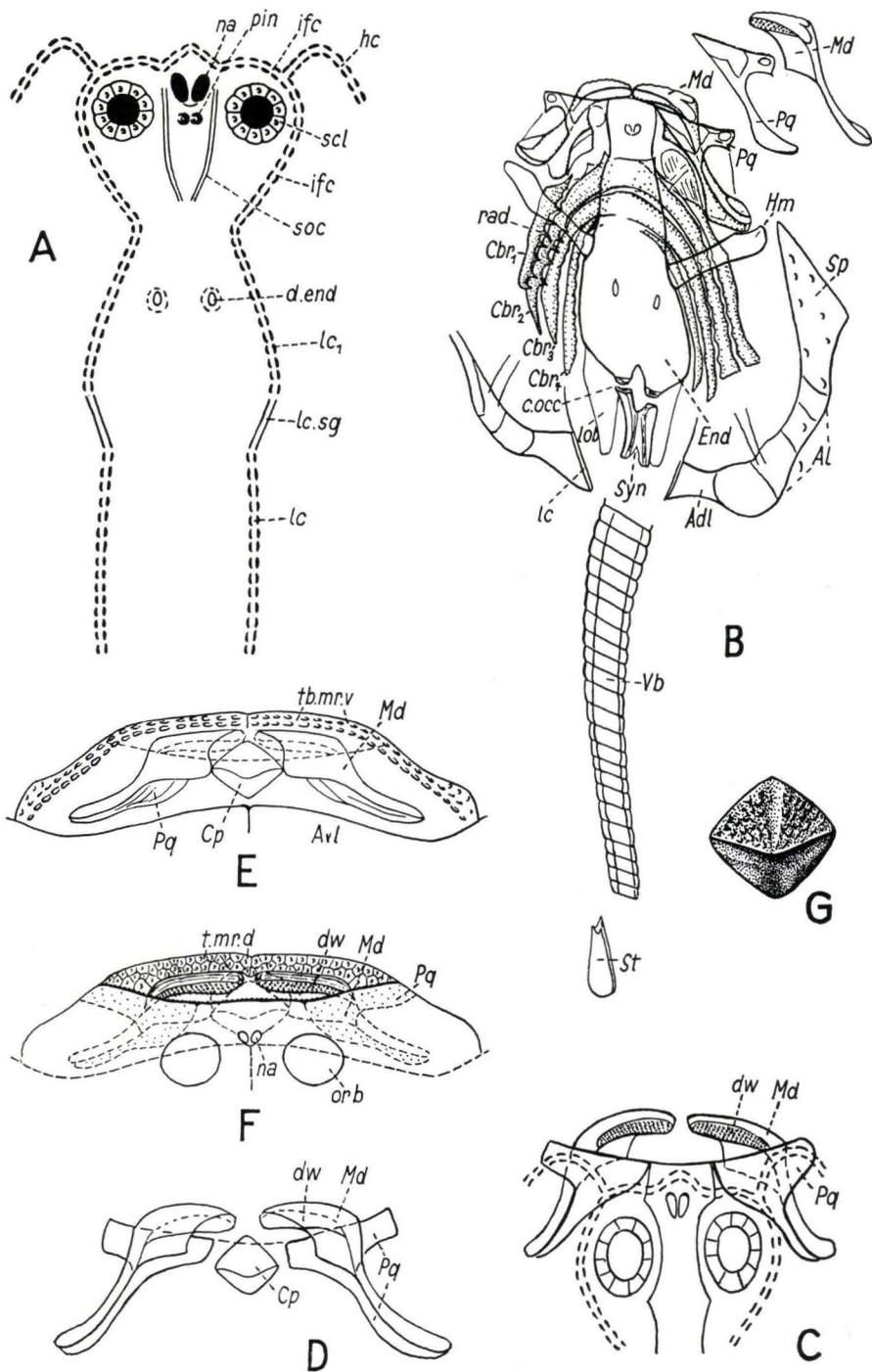


Abb. 3

Tesserae finden sich in der Spinalregion des Schultergürtels und in der Hyomandibularregion des Kopfes (Abb. 1). Besonders klein, oft nur Tuberkeln gleichend, sind die Tesserae lateral von der Postsuborbitalplatte, vielleicht um eine größere Beweglichkeit dieser Fläche zu ermöglichen. Den Tesserae gleichen die 9—10 Sclerotalplatten der Orbitae (Abb. 1 und 3 A). — Die Brustflossen sind anscheinend nicht mit Schuppen bekleidet, sondern mit relativ kleinen Tesserae, abgesehen von den bereits erwähnten verstreuten großen Tesserae. Auch auf der Bauchflosse finden sich kleinere und größere Tesserae.

Die Tesseraebedeckung der Dorsalseite des Rumpfes (Abb. 1) wird von zwei Längsreihen gestreckter, recht großer Schuppen in zwei Seitenflächen und eine Mittelfläche geteilt. Über die Vorderhälfte des Rumpfes ziehen sich die Seitenlinien, durch die charakteristischen Tuberkelpaare hervorgehoben. Sie gehen plötzlich in die beiden Schuppenreihen über, deren Schuppen sich regelmäßig von vorne nach hinten überlagern. Diese Schuppen sind durch einen kräftigen, gestreckten Tuberkel gekennzeichnet, der aber nicht als schnabelförmige Spitze den Hinterrand der Schuppe überragt, wie es BROILLI (1930 Fig. 2 und 3; 1933 Fig. 3) irrtümlich rekonstruiert hat. Zwischen den beiden Reihen werden die Tesserae besonders klein, sodaß bei schlechterer Erhaltung nur die Tuberkel zu erkennen sind. Kurz vor dem Hinterende der Bauchflossen bildet sich eine mediane Schuppenreihe, deren Schuppen jedoch merklich kleiner sind als die der Seitenreihen.

Die Ventralseite des Rumpfes ist an keinem Exemplar so gut erhalten, daß sich die Tesserae bzw. Schuppen und ihre Anordnung rekonstruieren ließen. Manche Exemplare zeigen in der Vorderhälfte der Ventralseite des Rumpfes recht große Tuberkel, die in schrägen Reihen nicht sehr regelmäßig angeordnet sind (Abb. 2). Solche Tuberkel finden sich ferner, wenn auch ohne erkennbare Anordnung, auf der Ventralseite der Brustflossen. Vermutlich waren auch diese Tuberkel die Zentren von Tesserae, die sich aber an den mir vorliegenden Gemuendinen nicht sicher nachweisen lassen. Die Darstellung der Skulpturen der Ventralseite des Rumpfes (Abb. 2) ist daher schematisch.

Der Schwanz ist mit Schuppen bekleidet, die sich aber nur auf der Dorsalseite untersuchen lassen. Gleich vorne trägt die Dorsalseite des Schwanzes einen schmalen, niedrigen Stachel (Abb. 3 B und 13 B; *St*), der eine kleine Platte darstellt mit rauh tuberkulierter Oberkante. An diesen Stachel schließt sich keinerlei Spur einer Dorsalflosse. Der Dorsalstachel ist fast stets erhalten und prägt sich nicht selten auch auf

Abb. 3. A Sinnesorgane des Kopfes und Vorderrumpfes; $\times 1$. B Röntgenaufnahme eines von BROILLI (1930 Taf. 4 Fig. 1) abgebildeten Stückes, Dorsalseite (vergl. Taf. 8 Fig. B); rechts oben Abbildung der Elemente des Kieferbogens; $\times 1$. C Rekonstruktion der Mundregion des von BROILLI (1933 Taf. 2) abgebildeten Stückes, unter Verwendung einer Röntgenaufnahme; $\times 1$. D Rekonstruktion der Kieferelemente des in der Abb. 9 A wiedergegebenen Exemplars, unter Verwendung einer Röntgenaufnahme; $\times 1$. E und F Rekonstruktion der Ventralseite und der Dorsalseite (F) der Mundregion des Exemplars Nr. 1929 I 67 der Münchener Sammlung, unter Verwendung von Röntgenaufnahmen; (vergl. BROILLI 1930 Taf. 2); $\times 1/8$. G Medianes Kopula-Element in der Mittelregion des Kieferbogens, rekonstruiert; $\times 2,5$; vergl. Taf. 5 Fig. B. — *Adl* Anterodorsolaterale; *Al* Anterolaterale; *Avl* Anteroventrallaterale; *Cbr 1—4* Ceratobranchiale 1—4; *Cp* Kopula im Kieferbogen; *End* Endocranium; *Hm* Hyomandibulare; *Md* Mandibulare; *Pq* Palatoquadratum; *Sp* Spinale; *St* Dorsalstachel; *Syn* Synarcuale; *Vb* Wirbel; *c.occ* Occipitalgelenk; *d. end* Ductus endolymphaticus *du* dorsaler Wall des Mandibulare mit Hautzähnen; *hc* Sinneslinie am Außenrand des Schädels; *ife* Infraorbitallinie; *le* Seitenlinie des Rumpfes; *lc₁* Seitenlinie des Kopfes; *lc. sg* Seitenlinie auf dem Schultergürtel; *lob* Lobus unbekannter Bedeutung hinter dem Endocranium; *na* Nasenöffnung; *orb* Orbita; *pin* Tuberkel über dem Pinealorgan; *rad* Radien am Ceratobranchiale; *scf* Scleroticalring; *soc* Supraorbitallinie; *t. mr. d* dorsale Tesserae des Mandibulare; *tb. mr. v* Tuberkelreihen am ventralen Vorderrand des Kopfes.

der Ventralseite des Schwanzes durch. An dem in den Abbildungen wiedergegebenen Stück des Kreuznacher Museums ist der Stachel von der Seitenfläche zu sehen. Die beiden seitlichen Schuppenreihen des Rumpfes lassen sich auf dem Schwanz bis weit nach hinten verfolgen. Im Bereich des Stachels werden sie auf kürzere Erstreckung von einer medial an sie grenzenden Reihe begleitet, deren Schuppen sogar ein wenig größer sind. Die Mittelreihe läßt sich weit nach hinten verfolgen, jedoch sind ihre Schuppen auch auf dem Schwanz recht viel kleiner als die der beiden erwähnten Seitenreihen. In der Vorderhälfte des Schwanzes sind fünf Schuppenreihen zwischen den inneren Seitenreihen zu unterscheiden; ihre Anzahl verringert sich weiter hinten anscheinend auf drei. In der Abb. 1 sind die Schuppenreihen ein wenig schematisch gezeichnet, da sie an keinem Stück so deutlich erhalten sind, daß man sie nur abzuzeichnen brauchte. An dem von BROILI (1930 Fig. 1) wiedergegebenen Rest der Münchener Sammlung läßt sich die Schuppenatur am äußersten Schwanzende, das ein wenig erhöht ist, recht deutlich erkennen. Die kantenbildenden Schuppen sind in BROILIS Abbildung etwas zu schmal gezeichnet worden.

Leider läßt sich die Beschuppung der Ventralfläche des Schwanzes an keinem Stück mit ausreichender Sicherheit und Klarheit verfolgen. Nach dem in der Abb. 6 wiedergegebenen Exemplar der Münchener Sammlung (vergl. auch BROILI 1930 Taf. 3 Fig. 1) habe ich den Eindruck gewonnen, daß die Mittellinie der Ventralseite von einer Reihe großer, gekielter Schuppen bekleidet war. Darin bestärkt mich der Befund der Röntgenaufnahme eines kleinen in Tübingen aufbewahrten Fundes (Nr. Pi. 1243), wo sehr deutlich im Gestein verborgene mediane Ventralschuppen hervortreten. BROILI (1930 Fig. 4 und 5) rekonstruiert nach dem oben erwähnten Münchener Stück (1929 I 66) zwei laterale, sich bald berührende Reihen. Ich glaube, daß die linke Reihe von durchgeprägten dorsalen Schuppen herrührt, während die rechte Reihe die ein wenig aus der Mittellinie verschobene Medianreihe ist.

Die dorsale Bekleidung des Unterkiefers hat am besten BROILI (1933 Fig. 5 b) an dem verbrannten Münchener Exemplar untersuchen können. Doch zeigen auch einige der kleineren Stücke langgestreckte schmale Tesseræ, die bei oberflächlicher Betrachtung wie Zähne aussehen. Andere Stücke zeigen eine normale Tesserierung. Der dorsale Mandibularwulst (*dw*), den BROILI als „Polster“ anschaulich bezeichnet, ist dagegen mit sehr kleinen, spitzen und nach hinten gerichteten Zähnchen bzw. Hautzähnen besetzt, die mehr oder weniger deutlich in zur Mitte ein wenig konvergierenden Querreihen angeordnet sind (Abb. 1; Abb. 3 C und F; Abb. 4 A). Diese Zähnchen mögen beim Festhalten einer Beute eine gewisse Rolle gespielt haben. — Auffallend ist auch die Bekleidung der Ventralseite des Kopfes längs des Vorderrandes. Hier finden sich zwei Reihen länglicher Tuberkel, die ähnlich in Paaren angeordnet sind — nur weniger regelmäßig — wie die Tuberkel, die die Sinneslinien umfassen. Tesserægrenzen lassen sich hier nicht ermitteln. Ob hier eine den Rand des Unterkiefers begleitende Sinneslinie entlang lief, vermag ich nicht zu entscheiden. Die Tesseræ der freien Ventralfläche des Kopfes vor dem Schultergürtel sind nur sehr spärlich erhalten. Auf einzelnen Stücken sieht man auf den Mandibularia und neben ihnen auffallend kleine Tesseræ, deren Zentraltuberkel nicht zu erkennen sind. Vermutlich bekleideten derartig feine Tesseræ die genannte Fläche, wie es die Rekonstruktion zeigt (Abb. 2).

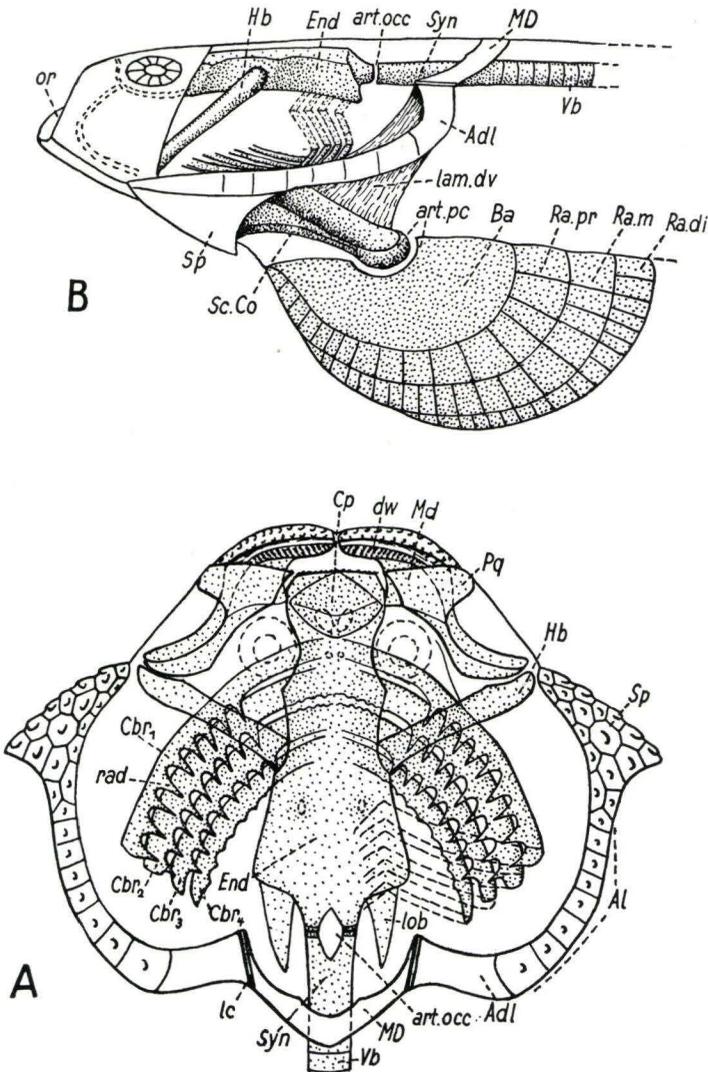


Abb. 4. A Rekonstruktion des dorsalen Schultergürtels, des Endocraniums und des Visceralskelettes, von dorsal; $\times 1$. B Rekonstruktion des inneren und äußeren Schultergürtels, des Endocraniums, der Wirbelsäule und des Innenskelettes der Brustflosse, von der Seite; $\times 1$. — *Adl* Anterodorsolaterale; *Al* Anterolaterale; *Ba* Basalregion der Brustflosse; *Cbr* 1—4 Ceratobranchiale 1—4; *Cp* Kopula-Element im Kieferbogen; *End* Endocranium; *Hb* Hyomandibulare; *MD* Mediodorsale; *Md* Mandibulare; *Pq* Palatoquadratum; *Ra. di*, *Ra. m*, *Ra. pr* Radialia der distalen, mittleren und proximalen Reihe; *Sc. Co* Scapulocoracoid; *Sp* Spinale; *Syn* Synarcuale; *Vb* Wirbel; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk; *dw* dorsaler Wall des Mandibulare mit Hautzähnen; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte; *lc* Seitenlinie auf der Adl-Platte; *lob* Lobus unbekannter Bedeutung hinter dem Endocranium; *or* Mundöffnung; *rad* Radien am Ceratobranchiale.

Bei der Beschreibung der Radotinida (GROSS 1958, 1959), der Stensiöellida (GROSS 1962) und der Gattung *Drepanaspis* (GROSS 1963) habe ich bereits betont, daß meiner Meinung nach Tesseræ und Schuppen homologe Elemente sind. Ich sehe in den sich

nicht überlagernden Tesseræ Gebilde einer ersten und besonders archaischen Generation des Exoskelettes, nicht Zerfallsprodukte ehemals großer Knochen. Die großen Knochen gehören einer anderen Generation von exoskelettalen Elementen an, die in größerer Tiefe der Cutis gebildet werden und stets durch ihren ausgeprägt strahligen Bau gekennzeichnet sind. Die ehemaligen Tesseræ über ihnen erscheinen nun als dünne Oberschicht, meist ohne Tesserægrenzen. Nur die Oberschicht oder Skulpturschicht der großen Knochenplatten ist den dünnen Tesseræ zu vergleichen. Skulpturierte Hautknochen der alten Placodermen und vielleicht auch anderer Fische sind komplexe Gebilde, eigentlich aus zwei verschiedenen Generationen des Exoskelettes aufgebaut. Sinken die Knochenplatten nur etwas tiefer, so verlieren sie die Skulpturschicht oder können sekundär wieder von Schuppen einer weiteren Generation überlagert werden, wie es bekanntlich viele rezente Fische zeigen (*Acanthopterygii* bzw. *Perciformes*, *Epiceratodus*). Ich glaube daher auch nicht, daß die Tesseræ und tesseræähnlichen Plättchen der Spinalregion und der Al-Region des exoskelettalen Schultergürtels Zerfallsprodukte der unter ihnen liegenden Knochen sind.

Die Tuberkel der Tesseræ, Schuppen und Knochenplatten entsenden an den Rändern strahlenförmige dünne Ausläufer, die aber nur selten deutlich zu sehen sind. Die Tesseræ werden meist von einzelnen Tuberkeln, seltener von Tuberkelgruppen, gekrönt. Der histologische Bau der Tuberkel, die vielleicht noch Anklänge an ehemaliges Dentingewebe zeigen, kann leider an dem Material aus dem Hunsrückschiefer nicht untersucht werden. Brechen die Tuberkel ab, so hinterlassen sie oft eine kreisförmige oder ovale Grube, die aber nicht als Beweis für eine ehemalige Pulpahöhle betrachtet werden darf.

Der Kopf

(Tafel 2—8; Abb. 1, 2, 3, 4 und 10)

Der Kopf ist ebenso lang wie breit; seine Länge gleicht der Länge des Rumpfes. Die Grenzen des Exocraniums und des Endocraniums sind dorsal verschieden, das Exocranium erreicht den Schultergürtel, von dem es spangenförmig hinten und seitlich eingerahmt wird (Abb. 1); das Endocranium endet recht weit vor der Md-Platte des Schultergürtels. Auf der Ventralseite schiebt sich der Schultergürtel weit nach vorne, sein Vorderrand liegt etwa unter der Mitte der Orbitae. Dafür ragt hinter dem Schultergürtel (Avl-Platten) das Endocranium weit nach hinten (Taf. 4, Taf. 8 Fig. C; Abb. 5—10). Der Schultergürtel ist vielleicht durch die Flachpressung der Fossilien noch weiter nach vorne geschoben als beim lebenden Tier. Im Verhältnis zum Exocranium ist das Endocranium sehr schmal. — Der Mund ist oberständig; dorsal öffnen sich auch die Augen und die Nasen. Die Kiemenhöhle hat sich mit einer einzigen Spalte dorsal vor der Al-Region des Schultergürtels geöffnet (Abb. 1). So bietet die Dorsalseite des Kopfes die Ansicht vieler wichtiger Organe; die Ventralseite zeigt nur die mehr oder weniger geschützte Ventralfläche der Mundregion und des Schultergürtels.

Exocranium. Im Gegensatz zu den Arthrodiren und Antiarchi zeigt das Schädeldach von *Gemuendina* keinen Bauplan aus dermalen Knochenplatten; sie sind weniger entwickelt als bei *Radotina*, *Asterosteus* oder *Jagorina*. Das Schädeldach von *Ge-*

muendina zeigt große Flächen, die gleichmäßig mit feinen Tuberkeln besetzt sind, zwischen denen sich in geringer Anzahl und regelmäßiger Anordnung große Tuberkel befinden. Die übrige Oberfläche des Exocraniums wird von Tesseræ verschiedener Größe bekleidet. BROILI hat die feintuberkulierten Flächen als Knochenplatten bezeichnet; doch konnte ich an keinem Exemplar die strahlige Struktur echter Hautknochen erkennen, während sie noch bei *Radotina*, die zum Teil in ganz ähnlicher Erhaltung vorliegt, sehr deutlich zu sehen sind. Es hat vielmehr den Anschein, daß sich diese dünnen „Decken“, wie ich die feintuberkulierten Flächen vorläufig neutral bezeichne, stets im Zusammenhang mit dem unmittelbar darunter liegenden Endoskelett entwickelt haben. Die große Mitteldecke folgt genau dem Umriß des Endocraniums (Abb. 1 und 4 A), dessen Seitenkanten sich stets durchgeprägt haben, während ihr Dach häufig eingesunken ist (Taf. 2, 3 und 5). Die Decke am Vorderende des Exocraniums, die die Orbitae von vorne und seitlich umfaßt, ist von BROILI (1933 Fig. 4) als „Großplatte L₁“ bezeichnet worden; STENSIÖ (1959) nennt sie „Suborbitalplatte“, weil ihre Lage etwa der Suborbitalplatte der Arthrodira entspricht. Ich will sie vorläufig als Suborbitaldecke bezeichnen. Über der Kiemenregion liegt eine weitere große Decke, die BROILI „Großplatte L₂“ nennt, STENSIÖ dagegen „Postsuborbitalplatte“; hier wird der Name Postsuborbitaldecke gebraucht. Auf sie folgt weiter nach hinten eine kleine Fläche, die BROILI als „Platte L₃“ bezeichnet. Ich nenne sie vorläufig Postnuchaldecke, ohne damit eine Homologie mit dem Postnuchale der Petalichthyida andeuten zu wollen. — Haben nun auch diese lateralen Decken Beziehungen zum Endoskelett? Sicher nicht zum Endocranium, aber vielleicht hängt die Postsuborbitaldecke mit einer bei *Gemuendina* noch nicht nachgewiesenen endoskelettalen Postspiracularplatte zusammen, wie sie STENSIÖ (1959 Fig. 63) bei *Jagorina* entdeckt hat; sie soll aus verwachsenen Kiemenradialen hervorgegangen sein. Die Suborbitaldecken könnten mit endoskelettalen Teilen zusammenhängen, aus denen sich bei *Jagorina* die auffallenden Antorbitalprocessus differenzieren. Eine etwaige endoskelettale Unterlage für die kleine Postnuchaldecke ist unbekannt. Die Decken sind ganz dünne, mit Tuberkeln dicht besetzte Verknöcherungen oder sehr derbe feste Häute gewesen. Vielleicht waren sie nicht dicker als die benachbarten Tesseræ.

Auf jeder der drei lateralen Decken finden sich große Tuberkel, die bei der Postsuborbitaldecke eine streng begrenzte dreieckige Fläche einnehmen, deren Randtuberkel besonders groß sind. Auf der Mitteldecke prägen sich im Hinterabschnitt stets zwei sehr große hügelartige Erhebungen oder Höcker (Taf. 2, 3, 5 und 8 Fig. A; BROILI 1930 Taf. 4 Fig. 1) durch, auf denen man keine Öffnung erkennen kann. In den Röntgenaufnahmen sieht man aber schmale ovale Poren, die den Querschnitt oder eine innere Ausmündung des Ductus endolymphaticus darstellen müssen, der bei *Jagorina* an dieser Stelle zu sehen ist (Abb. 3 B und 4 A; vergl. STENSIÖ 1959 Fig. 63).

Die Tesseræ nehmen die Flächen zwischen den Decken ein, besonders ausge dehnt über der Kiemenregion. Sie sind am größten zwischen der Mitteldecke und der Suborbitaldecke einerseits und der Postsuborbitaldecke andererseits. Oft markiert sich recht deutlich ein von der Mitteldecke etwas schräg nach vorne und lateral auf das Vorderende der Spinalregion gerichteter Streifen, unter dem allen Anschein nach das Hyomandibulare liegt. Hinter der Mitteldecke sind die Tesseræ klein und an den Fossilien vielfach verlorengegangen, so daß hier das Occipitalgelenk und das Synar-

cuale mehr oder weniger erkennbar werden (Taf. 2 und 5; vergl. auch BROILI 1933 Taf. 1 und Fig. 1). Noch kleiner sind die Tesseræ zwischen der Postsuborbital- und der Postnuchaldecke einerseits und dem Schultergürtel andererseits. Bei ungenauem Zusehen vermeint man nur Tuberkel feststellen zu können. Vermutlich war dieser Streifen, der die Kiemenspalte überlagerte, im Zusammenhang mit der Atembewegung dünn und nachgiebig. Spuren einer Spiracularöffnung in der Region zwischen der Suborbital- und der Postsuborbitaldecke fehlen; eine solche Öffnung hat kaum existiert.

Sehr auffallend markieren sich die Sinneslinien durch schmale Doppeltuberkel, die die Sinneslinien umfassen. Sie finden sich in gleicher Ausbildung auf den Decken wie auf den Tesseræ, während sie auf den festen Knochen des dorsalen Schultergürtels (Adl-Platte) nicht entwickelt sind, sondern durch eine Rinne ersetzt werden (Abb. 3 A). Von Tuberkelpaaren eingefasst ist die Seitenlinie des Kopfes und des Vorderrumpfes (*lc*), die Infraorbitallinie (*ifc*) bis zu ihrer medianen Vereinigung vor der Nasenöffnung, und die lateral abzweigende Linie (*hc*) auf der Suborbitaldecke. BROILI (1933 Fig. 4) hat übersehen, daß die Seitenlinie (*lc*) längs der Mitteldecke bis zur Adl-Platte des Schultergürtels hinzieht; er läßt die Sinneslinien auf der Mitteldecke enden. Eine operculare Abzweigung der Sinneslinien ist nicht zu finden. — Die supraorbitale Sinneslinie (*soc*) wird nicht von Tuberkelpaaren eingefasst, sondern ist als schmale seichte Furche ausgebildet, die nicht mit der infraorbitalen Sinneslinie (*ifc*) in Verbindung tritt, wie es BROILI (1933 Fig. 3 und 4) irrtümlich darstellt. Die Supraorbitallinie endet etwa auf der Höhe des Hinterrandes der Nasenöffnung.

Die Orbitæ sind kreisrund und weitgehend vom Sclerotalring erfüllt, der eine recht kleine Öffnung für die Augen freiläßt. Neun bis zehn tesseraartige Plättchen bilden den Ring, der das Segment einer Kugeloberfläche darstellt, also nicht etwa flach ist, wie es in den Abbildungen erscheint. An einzelnen Stücken sieht man den Ring von der Seite. Die Orbita wird weitgehend von der Mitteldecke und der Suborbitaldecke eingerahmt. Zwei kleine Höcker deuten anscheinend die Lage des Pinealorgans zwischen den Augen an; vielleicht war das unter den Höckern liegende Pinealorgan paarig. Die Nasenöffnungen sind dicht zusammengerückt, ganz ähnlich wie bei *Radotina*. Sie werden durch einen schmalen Steg getrennt und hinten von einem halbkreisförmigen schmalen Wall umfaßt; nach vorne weichen sie ein wenig auseinander. Die Zerlegung der Nasenöffnung in vordere und hintere Öffnung muß durch Haut und Knorpel erfolgt sein; Spuren davon sind nicht zu finden.

Die Mundöffnung liegt vor dem Vorderrande des Exocraniums, sie ist daher oberständig. Der obere Mundrand, von der Mitteldecke und den Suborbitaldecken gebildet, erscheint dreiteilig. Er ist mit sehr feinen Tuberkeln besetzt, ähnlich den zahnförmigen, spitzen Tuberkeln auf dem Unterkiefer. Da die Dorsalansicht des Kopfes auch die Dorsalfläche des Unterkiefers zeigt, wollen wir sie hier besprechen, soweit es sich um ihre Bedeckung mit Tesseræ und Zähnen handelt. Der Außenrand des Unterkiefers wird von einem Streifen bekleidet, der sich aus kleinen Tesseræ zusammensetzt, die lang und schmal werden können, wie es BROILI (1933 Abb. 5) beschreibt. Doch erscheinen die Tesseræ nicht immer so auffallend in die Länge gezogen. Hinter dem Randstreifen — von ihm durch eine Einsenkung getrennt — erhebt sich ein polsterförmiger Wulst, der den Hinterrand des Unterkiefers begleitet (Abb. 3 C und F;

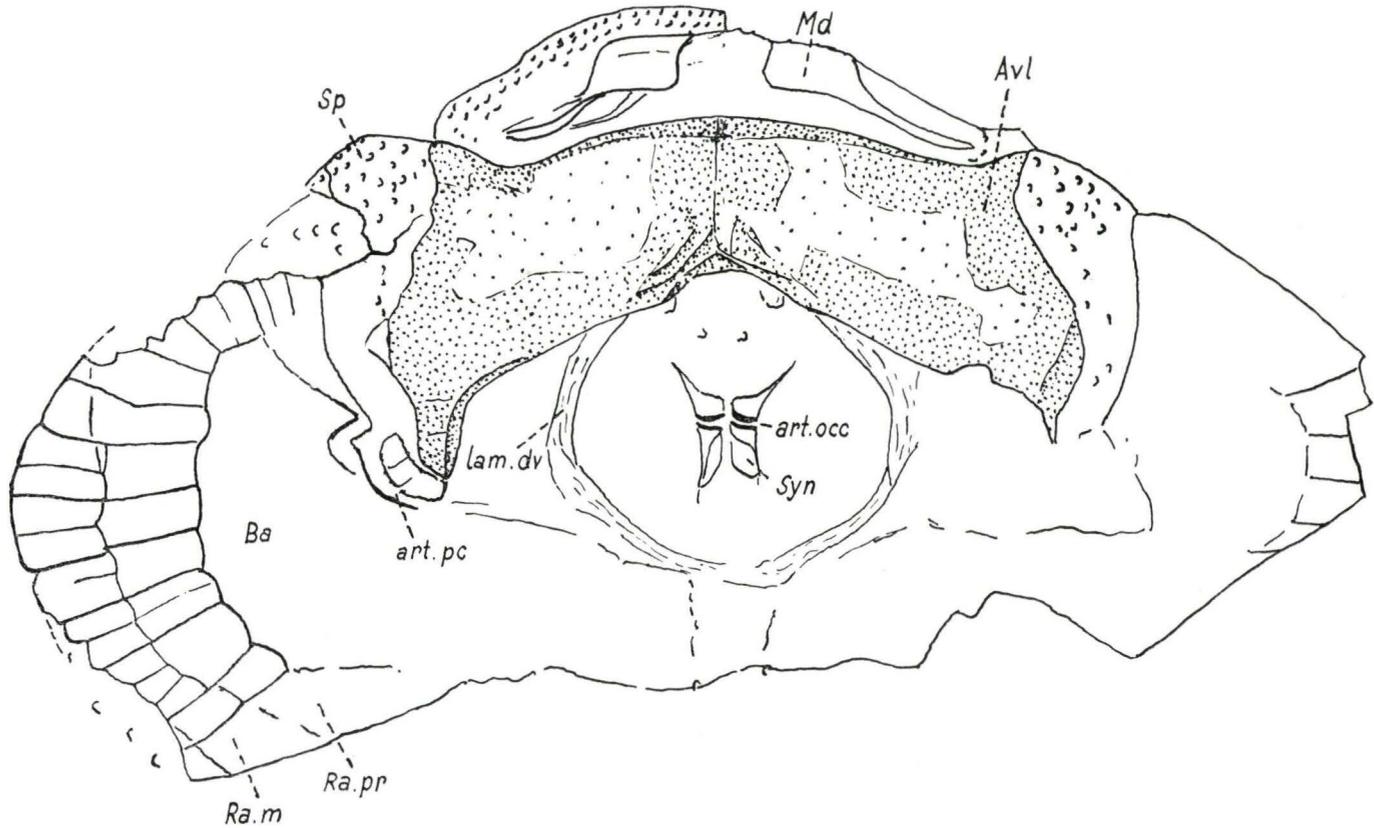


Abb. 5. Ventralseite des Münchener Exemplars Nr. 1929 I 67; $\times 1$; (vergl. BROLLI 1930 Taf. 2 Fig. 2). — *Avl* Anteroventrolaterale; *Ba* Basalregion des Brustflossenskelettes; *Md* Mandibulare; *Ra. m*, *Ra. pr* mittlere und proximale Radialia; *Sp* Spinale; *Syn* Synarcuale; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte.

Abb. 4 A; *dw*). Er ist mit jenen sehr feinen spitzen Zähnchen oder Hautzähnchen besetzt, die BROILI (1933 Abb. 5 A) beschreibt. Die Zähnchen sind in schräg zur Mittellinie konvergierenden Querreihen angeordnet. Die Symphyse des Unterkiefers ist sehr deutlich als Furche ausgeprägt.

Die Ventralseite des Kopfes bietet nur den Anblick der Kieferregion, die mit sehr kleinen, in spärlichen Resten erhaltene Tesseræe bedeckt war. Der Vorderrand des Kopfes, der auch zum Teil der Vorderrand des Unterkiefers ist, wird von einer Reihe kräftiger und recht regelmäßig angeordneter Doppeltuberkel eingenommen, die den Doppeltuberkeln, die die Sinneslinien des Schädeldaches begleiten, ähneln. Ob diese Reihe von randparallel verlaufenden schmalen Doppeltuberkeln auch tatsächlich eine Sinneslinie einfaßte, kann nicht entschieden werden. — Ein Drittel des Kopfes wird ventral von den Avl-Platten des Schultergürtels gepanzert. Hinter dem Schultergürtel differenziert sich kein Unterschied zwischen der Skulptur der Kopfregion und des Vorderrumpfes, eine äußere Grenze fehlt (Abb. 2). Selbst das Endocranium ragt weit über den Hinterrand der Avl-Platten hinaus (Abb. 10).

Endocranium und Visceralskelett. Das Endocranium ist sehr schwach verknochert oder verkalkt, so daß es sich auch in den Röntgenaufnahmen nur schwach andeutet. Recht oft ist seine Occipitalregion zu erkennen, besonders die beiden Condylî des Occipitalgelenks (Taf. 4, 7 und 8; Abb. 5—9), die stark verkalkt sind. Die Occipitalregion verbreitet sich vor dem Gelenk rasch, sie ist aber anscheinend nicht so breit wie bei *Jagorina*. Der Umriß des gesamten Endocraniums entspricht dem der Mitteldecke des Exocraniums, da sich die Seitenwände des Endocraniums als Kanten auf dem Exocranium durchprägen. Nur die Grenze zwischen dem Endocranium und der Suborbitalregion ist nicht sehr deutlich, aber doch erkennbar (Abb. 1). Auch in der Röntgenaufnahme kann sich das Endocranium als zarter Schleier andeuten (Abb. 3 B). Sein Dach ist oft eingesunken (Taf. 5). Die Hinterhälfte ist breiter als die Vorderhälfte. Stets prägen sich in ihr zwei große Höcker bis auf die Außenseite des Exocraniums (BROILI 1930, Taf. 4 Fig. 1) durch, ganz ähnlich wie bei *Stensiöella*. Auch in den Röntgenaufnahmen ist diese Stelle meist deutlich zu erkennen (Taf. 8 Fig. A). Nicht in der Fig. B der Tafel 8 reproduzierbar, aber am Negativ sehr deutlich zu sehen, sind zwei ovale Öffnungen im Bereich dieser Hügel, die sicher dem Querschnitt oder einer äußerlich am Objekt nicht erkennbaren Öffnung der Ductus endolymphatici entsprechen, die damit eine ganz ähnliche Lage wie bei *Jagorina* einnehmen würden (Abb. 3 B). Die Stelle, wo die Hyomandibularia sich vermutlich an das Endocranium stützten, ist durch eine flache Eindellung gekennzeichnet (Abb. 3 B; 4 A). Auch erscheinen die Orbita durch eine Einbuchtung oft recht deutlich ausgeprägt. — Hinter dem Endocranium sind an manchen Stücken und auf zwei Röntgenaufnahmen zwei recht lange Fortsätze (*lob* Abb. 3 B, 4 A und 10) zu erkennen, die anscheinend recht tief ventral liegen und fast bis ans Ende des Synarcuale (*Syn*) reichen. Die Bedeutung dieser Gebilde ist noch unklar; ähnlich sind gewisse Fortsätze hinter dem Endocranium von *Palaeospondylus*. Von einer Postspiracularplatte liegen keine Andeutungen vor, es sei denn, daß gewisse Anschwellungen in der Kiemenregion (Taf. 4 und 5) von ihr verursacht worden sind.

Die weiteren endoskelettalen Elemente gehören zum Visceralskelett, zu dessen Untersuchung die Röntgenaufnahmen unerlässlich sind. Wir betrachten zuerst den

Kieferbogen (Abb. 3, 4 A und 10). Ein recht oft zu beobachtendes Element hat bereits BROILI (1930 Fig. 6) abgebildet und als Rest des Kiemenapparates gedeutet. Es tritt auf der Ventralseite des Kopfes bei einigen Exemplaren mehr oder weniger deutlich hervor (Taf. 4, 5, 6 und 8; Abb. 5—9). STENSÖ (1959 Fig. 16) hat es auf Grund der BROILISchen Abbildung rekonstruiert und als Palatoquadratum gedeutet, hinter dem der Stiel des Meckelschen Knorpels (Mandibulare) sichtbar wird. Zwischen beiden Palatoquadrata klafft eine weite Lücke, die die Ventralseite des Endocraniums frei läßt, das nach STENSÖs Abbildung bis an den Vorderrand der Mundregion reicht.

Man sieht dieses fragliche Element aber nicht nur von der Ventralseite, sondern es wird auch in der dorsalgerichteten Mundöffnung sichtbar (Taf. 2, 3 und 5), wenn auch nur mit seinem Vorderrande. Als Unterkiefer betrachtet BROILI (1930 Fig. 3 und 5) den Ventralrand des Kopfes, der mit Doppeltuberkeln besetzt ist (unsere Abb. 2). An dem beiderseitig präparierten Exemplar Nr. 1929 I 67 der Münchener Sammlung (BROILI 1930 Taf. 2) kann man auch ohne Röntgenaufnahme leicht erkennen, daß BROILIS „Kiemenapparat“ (*K*) auch der Träger des „Polsters“ ist, also zu dem von ihm als Unterkiefer bezeichneten Element gehört. Mit Hilfe der Röntgenaufnahmen läßt sich der Bau dieses Elementes weiter klären. Es ist nicht das Palatoquadratum, sondern das Mandibulare (Meckelscher Knorpel), denn es gehört zur Unterseite der Mundöffnung und richtet seine feine Bezahnung (*dw*) nach oben. Das etwas gepreßte Mandibulare (*Md*) hat einen schaufelförmigen Medialteil und einen stielförmigen Lateralteil, dessen Ende für die Gelenkbildung mit dem Palatoquadratum etwas angeschwollen ist (Abb. 3 B—F). Der schaufelförmige Medialteil ist vorne im Bereich der Symphyse fortsatzartig verbreitert. In der Symphyse berühren sich beide Mandibularia, aber sie verwachsen nicht zu einer Brücke. Der Vorderrand der Dorsalfläche ist mit kleinen Tesseræ, die wir oben erwähnten, besetzt. Darauf folgt ein wulstartiger oder polsterförmiger Wall (*dw*), der die kleinen, spitzen Zähnen oder Hautzähnen trägt, die sicher die eigentliche Unterkieferbewaffnung darstellen und vielleicht auch zum Raspeln geeignet waren. WATSON (1937 S. 139) deutet das „Polster“ als Teil des Hyoids. Weiter nach hinten verschmälert sich das Mandibulare und läßt eine breite Lücke zwischen beiden Kieferhälften frei (Abb. 3 C).

Nicht endgültig klargelegt werden kann die Gestalt des Palatoquadratus, von dem an manchen Stücken hinter dem Stiel des Mandibulare ein ebenfalls stielförmiger Lateralteil hervortritt (Taf. 7 und 8; Abb. 3, 5, 6, 8 und 9). Das Mandibulargelenk lag am Außenrand des Vorderschädels, dicht neben dem lateralen Fortsatz der Avl-Platte (Abb. 4 A und 10). Vorne scheint sich das Palatoquadratum zu einer dünnen Platte zu erweitern (Abb. 3 B; Taf. 8 B), die seitlich weit über den Bereich des Mandibulare heraustritt, wie verschiedene Röntgenaufnahmen erkennen lassen. Aber auch beide Palatoquadrata lassen zwischen sich einen weiten Raum frei, der anscheinend von einem unpaarigen Element (*Cp*) eingenommen wird, das einen querrhombischen Umriß hat. Die Unterseite dieses zuerst an einem Exemplar der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Frankfurt a. M. entdeckten, nachher auch bei anderen Exemplaren nachgewiesenen Elementes trägt einen großen, spitzen, nach hinten gerichteten Fortsatz, etwa vergleichbar einem Muskelansatz (Taf. 5 Fig. B; Abb. 3 G, 8, 9 und 10). Vielleicht stellt dieses Element eine Art Copula dar,

die etwa zwischen beiden Mandibularia oder zwischen beiden Palatoquadrata Platz genommen hat. Doch könnte es sich auch um einen dermalen Knochen handeln. Die Höhenlage ist nicht festzustellen, bessere Funde müssen abgewartet werden.

Ein Hyomandibulare ist nur andeutungsweise zu erkennen, an der Stelle, wo es auch STENSIÖ (1959 Fig. 15 A) — wohl in Analogie zu den Verhältnissen bei *Jagorina* (Fig. 63) — eingezeichnet hat. Ein verborgenes Element wird bereits durch eine Reihe großer Tesseræ angedeutet, wie es aus STENSIÖs Figur 15 A hervorgeht. Aber auch in den Röntgenaufnahmen zeichnet sich immer wieder schattenartig ein schräg nach außen und vorne gerichtetes, stabförmiges Element ab, am deutlichsten in der Röntgenaufnahme Taf. 8 Fig. B; Abb. 3 B. Dieses auch von mir als Hyomandibulare gedeutete Element lehnt sich an eine flache Vertiefung der Seitenwand des Endocraniums und stützt mit seinem distalen Ende das hyostyle Mandibulargelenk. Nach weiteren, besser erhaltenen Hyomandibularia sollte bei allen Neufunden von *Gemuendina* gesucht werden. Die hier gegebene Rekonstruktion zeigt kein aphetohyoidales Verhalten.

An keinem der Stücke ist etwas von den Branchialbögen zu sehen. In einigen Röntgenaufnahmen tauchen sie aber teilweise als zarte Streifen auf, die sich nach hinten bis zur Höhe des Occipitalgelenks verfolgen lassen. Es sind recht dünne Spangen mit etwas rauher Oberfläche. Die Röntgenaufnahme des von BROILI (1930 Taf. 4 Fig. 1) abgebildeten kleinen Stückes des Kreuznacher Museums ergab viel mehr Einzelheiten (Taf. 8 Fig. B und Abb. 3 B). Leider sind die Kontraste im Negativ so stark, daß der Abzug (Taf. 8 Fig. B) nur auf die Wiedergabe des Kiemenskelettes ausgerichtet ist, andere Einzelheiten gehen verloren. Man kann vier Elemente des Kiemenkorbels unterscheiden, die vorne unterhalb des Endocraniums sich so weit nähern, daß die rechten und die linken Hälften leicht zu vereinigen sind. Gesonderte Copula-Elemente sind nicht zu erkennen. Die Medialränder sind mit recht langen Radien (*rad*) besetzt, etwa 10 Radien auf ein Element. Die Radien sind z. T. etwas länger als die Bögen breit sind. Auf der linken Seite sind nahe der Copula an den Lateral- und Medialrändern des zweiten und dritten Bogens kleine zahnartige Gebilde zu sehen (Abb. 3 B), vielleicht kleine Processus rastriformes (gill rakers). Die großen vier Elemente sind die Ceratobranchialia, die den größten Teil der Ventralhälfte des Kiemenkorbels stellen. Sie gleichen in der Lage, Ausdehnung und Beschaffenheit weitgehend den Ceratobranchialia von *Jagorina*, wie sie STENSIÖ (1959 Fig. 63 und 64) abbildet. Von den Epibranchialia und Pharyngobranchialia ist leider nichts zu erkennen; sie sind daher in der Rekonstruktion (Abb. 4 A) nur andeutungsweise auf der rechten Seite eingezeichnet. Ein fünfter Kiemebogen ist nicht zu finden. Auch vom Ceratohyale ist keine sichere Spur zu sehen. Wie bei allen Placodermen reicht bei *Gemuendina* der Kiemenkorb ventral sehr weit nach vorne; die vorderste Copula erreicht fast die Höhe des Hinterrandes der Nasenöffnungen (Abb. 4 A). Wie weit die Pharyngobranchialia nach hinten reichten, läßt sich einstweilen nicht feststellen. Der Kiemenkorb nahm die große Kiemenhöhle weitgehend ein. Gesonderte Kiemenspalten wie bei den Selachiern waren nicht entwickelt, die Kiemenhöhle öffnete sich nach hinten auf der Dorsalseite, beim lebenden Tier also auch ein wenig lateral, aber nicht ventral wie bei den Rochen. Auch in dieser Beziehung gleicht *Gemuendina* mehr den Holocephalen als den Selachiern.

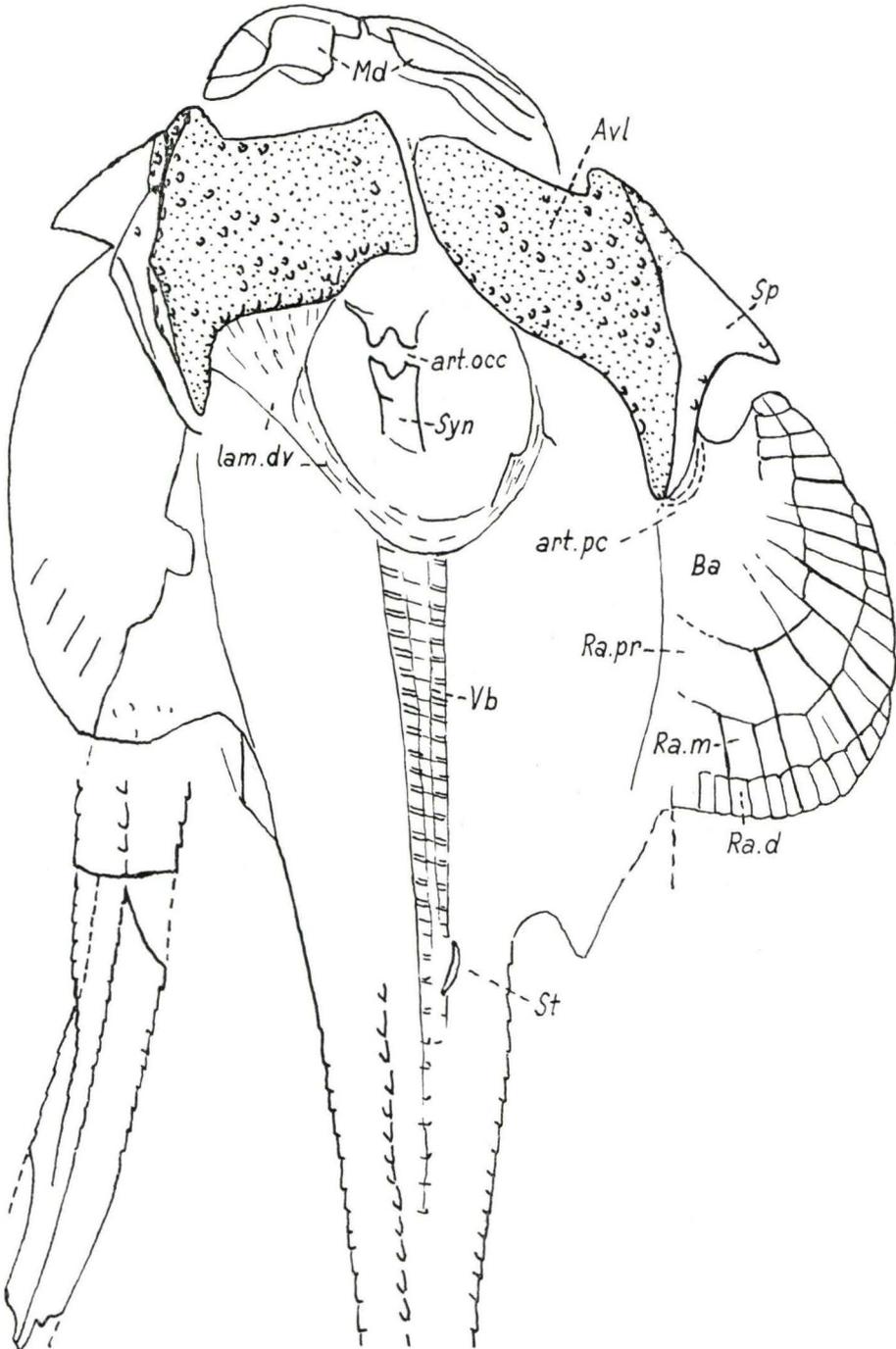


Abb. 6. A Ventralseite des Münchener Exemplars Nr. 1929 I 66; das Schwanzende (links) nach der Gegenplatte; $\times 1$; (vergl. BROILLI 1930 Taf. 3 Fig. 1 und Textfig. 1). — *Avl* Anteroventrolaterale; *Ba* Basis des Brustflossenskelettes; *Md* Mandibulare; *Ra. di*, *Ra. m*, *Ra. pr* distale, mittlere und proximale Radialia; *Sp* Spinale; *St* Dorsalstachel; *Syn* Synsacrale; *Vb* Wirbel; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte.

3. Der Rumpf und die paarigen Flossen

(Taf. 2—8; Abb. 1, 2, 3 B, 4—12)

Der Rumpf ist dorsal etwa ebensolang wie der Kopf, der dorsale Schultergürtel bildet die Vordergrenze, das Ende der Bauchflossen die hintere Grenze. Die ventrale Grenze zwischen Rumpf und Kopf ist verschoben. Die Ventralhälfte des Schultergürtels schiebt sich weit nach vorne unter den Kopf. Seitlich läßt sich meist mehr oder weniger deutlich die Grenze zwischen dem Rumpf und den Brustflossen erkennen (Abb. 1; Taf. 2, 5 und 7). Abgesehen vom Schultergürtel ist der Rumpf in der oben (S. 45) beschriebenen Weise von Tesseræ und Schuppenreihen bedeckt. Von vorne nach hinten verjüngt sich der Rumpf allmählich, seine Ventralseite dürfte flach gewesen sein.

Schultergürtel (Taf. 2—8; Abb. 1, 2, 4—12). Der Schultergürtel ist fast ausschließlich in Gestalt des äußeren Schultergürtels erhalten. Vom inneren Schultergürtel liegen wenige unsichere Reste vor, so daß sich über seine Gestalt, Lage und Ausdehnung nur Vermutungen äußern lassen.

Exoskelettaler Schultergürtel. Die komplizierte Gestalt des äußeren Schultergürtels geht am besten aus den Rekonstruktionen der Abb. 12 hervor. Der Schultergürtel bildet nicht nur eine geschlossene Spange, vergleichbar etwa einem ganz schmalen vorderen Abschnitt des Rumpfpanzers der Arthrodira oder Antiarchi, sondern er entwickelt eine innere dorsoventrale Wandfläche (*lam. dv*), die anscheinend den dorsalen schmalen Bogen gegen die breite Ventralseite stützt und vermutlich die Kiemenhöhle bis zu einem gewissen Grade nach medial abschließt. Diese Wand oder *Lamina* ist aus echtem strahligem Hautknochen aufgebaut, aber als im Rumpf bzw. Kopf gelegenes Gebilde frei von Tesseræ oder Tuberkeln. Zwischen den etwaigen einzelnen Elementen sind die Grenzen oft nicht sicher festzustellen. Eine recht gute Vorstellung vermittelt die Rekonstruktion STENSIÖS (1959 Fig. 16); die dorsoventrale Wand (*lam. dv*) hat als erster WATSON (1937 Fig. 25) entdeckt und rekonstruiert. Sie tritt auch in allen Röntgenaufnahmen auffallend deutlich hervor (Taf. 7 und Taf. 8 Fig. A und C).

Die Mitte der dorsalen Spange wird von einem kleinen halbmondförmigen Element (*MD*) eingenommen, daß sicher der *Md*-Platte der Arthrodira homolog ist. Es zeigt weder einen zentralen großen Tuberkel, noch eine mediane Leiste, war aber am lebenden Tier wahrscheinlich schwach gewölbt. Seine Oberfläche ist gleichmäßig fein tuberkuliert. Die *Md*-Platte zeigt keine überlagernden Flächen für die benachbarte *Adl*-Platte. Zwischen beiden Platten verläuft eine tiefe Furche für die Seitenlinie, die hier den Schultergürtel überquert. Die seitlich anschließende *Adl*-Platte ist schmal und klein (Abb. 1, 4 A und 10). Auch ihr fehlt ein zentraler Tuberkel, die Skulptur besteht aus feinen Tuberkeln. Nach vorne entsendet sie gleich einer Strebe die *Lamina dorsoventralis* (*lam. dv*), etwa parallel zur Seitenwand des Endocraniums und schräg nach unten zur *Avl*-Platte. — Eine deutlich begrenzte *Al*-Platte läßt sich nicht konstatieren, sie liegt unter den vielen Plättchen, die seitlich von der *Adl*-Platte den dorsalen Bogen bedecken und vorne in die Tesseræ der Spinalregion übergehen (Abb. 4 A). Der *Al*-Abschnitt des Schultergürtels ist sehr schmal, die ihm auflagernden Plättchen oder Tesseræ sind fein tuberkuliert, tragen aber alle im Zentrum einen großen

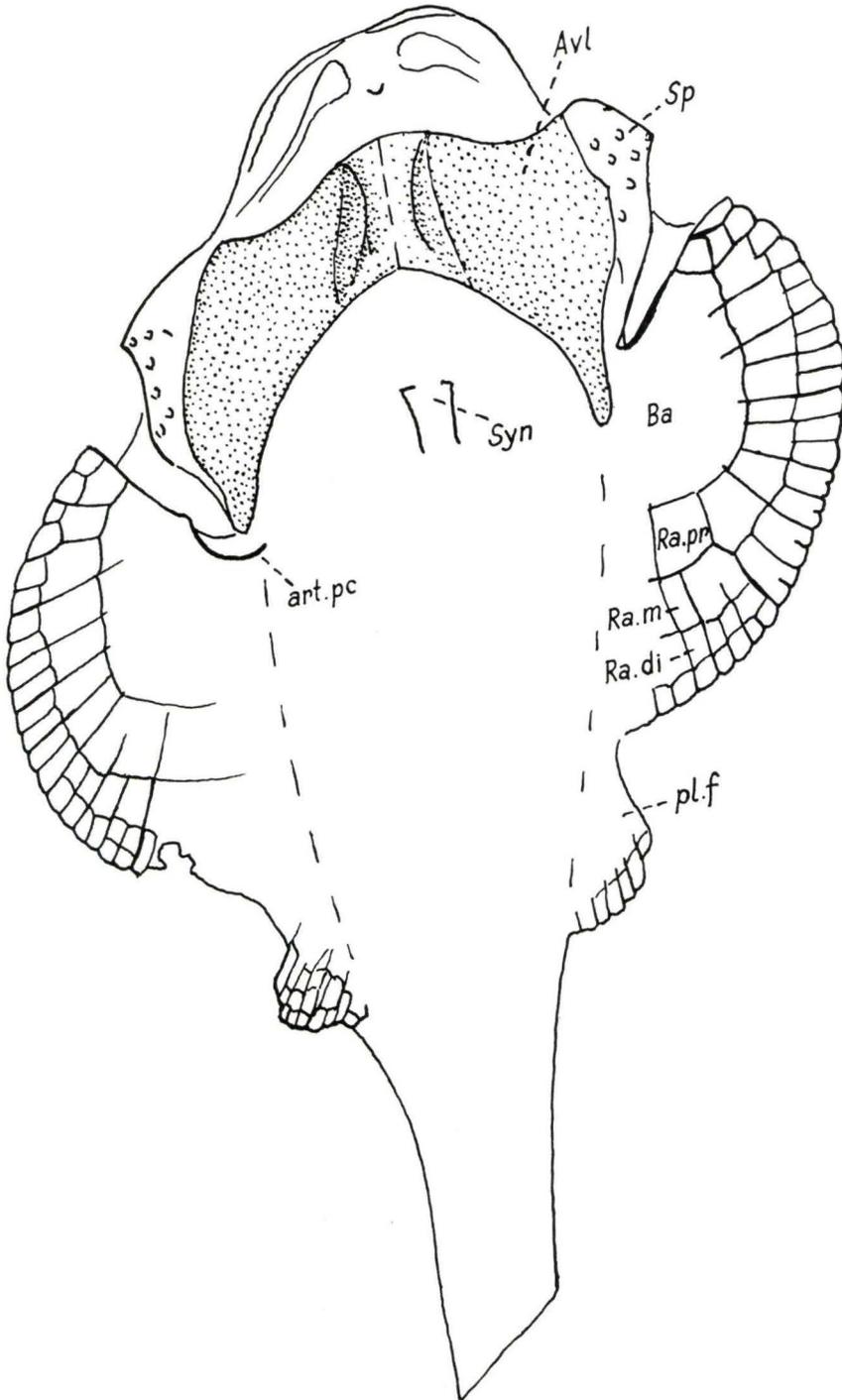


Abb. 7. Ventralseite des Münchener Exemplars Nr. 1961 I 115; $\times 1$; (vergl. Taf. 6). — *Avl* Anteroventrolaterale; *Ba* Basis des Brustflossenskelettes; *Ra. di*, *Ra. m*, *Ra. pr* distale, mittlere und proximale Radialia; *Sp* Spinalia; *Syn* Synsacrale; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk.

Tuberkel. Besonders groß sind die Tesseræ der Spinalregion, deren Lateralwand von kleinen kantenbildenden Tesseræ bekleidet wird. Man kann keine Grenzen zwischen der Al-Platte und einer etwaigen Spinalplatte erkennen. Der exoskeletale Schultergürtel bildete vielleicht eine weitgehend zusammenhängende Spange? Am lebenden Tier neigte sich die Al- und die Spinalregion schräg nach abwärts, so daß der Spinalrand etwas höher lag als die Ventralfläche des Schultergürtels.

Die Ventralfläche (Taf. 4, 5 Fig. C und 6; Abb. 2, 10 und 12) setzt sich aus einem schmalen, tesseræbedeckten Spinalabschnitt und den zwei sehr breiten und recht langen Avl-Platten zusammen, die einander in einer geraden Mediannaht begegnen. Vorne sind die Avl-Platten eingebuchtet, so daß sich ein medianer Vorsprung und ein lateraler Vorsprung entwickeln, ganz ähnlich wie bei *Stensiöella*, nur nicht so ausgeprägt. Der vordere laterale Vorsprung legt sich ans Vorderende der Spinalregion. Seitlich und hinten entwickelt sich ein besonders langer Fortsatz, den STENSIÖ (1959 Fig. 15 B und Fig. 16) als gesonderte kleine Pvl-Platte deutet. Ich habe nur an einem einzigen Exemplar eine nahtartige Linie zwischen der Avl-Platte und diesem Fortsatz entdecken können (Taf. 5 Fig. C); ich glaube nicht an eine selbständige Pvl-Platte, sondern möchte diesen Fortsatz mit dem Processus posterior von *Stensiöella* vergleichen (GROSS 1962 Abb. 5). Der Hinterrand des ventralen Schultergürtels ist eingebuchtet, so daß hinter ihm das Endocranium mit dem Occipitalgelenk weit hervorragt (Abb. 10). Die Avl-Platte ist gleichmäßig fein tuberkuliert, jedoch weisen einzelne Exemplare auch verstreut große Tuberkel auf, die etwa dem Hinterrand parallel angeordnet sind (Abb. 6 und BROILLI 1930 Taf. 3 Fig 1).

Eine gesonderte schmale Amv-Platte, wie sie STENSIÖ (1959 Fig. 13 A und 16) vermutet, liegt nicht vor, es handelt sich an dem Stück Nr. 1929 I 67 der Münchener Sammlung nur um eine wulstartige Verdickung des Vorderrandes der Avl-Platten. WATSON (1937 Fig. 25) betrachtet die großen ventralen Platten als Homologa der Il-Platten, vermutlich im Zusammenhang mit der Verbindung, die zwischen ihnen und der Lamina dorsoventralis besteht.

Diese Lamina ist ein sehr auffallendes Gebilde. Sie nimmt ihren Ausgang von der vorderen Medialecke der Adl-Platte; sie erscheint in der Aufsicht und in jeder Röntgenaufnahme als kräftige Strebe, die nach vorne sich allmählich verjüngt und bis zur Mitte der Avl-Platte reicht, aber stets unmittelbar seitwärts vom Endocranium verläuft (Abb. 10 und 11). Anscheinend senkt sie sich mit ihr. An dem Münchener Exemplar Nr. 1929 I 66 (BROILLI 1930 Taf. 3 Fig. 1 und Abb. 6 der vorliegenden Arbeit) gewinnt man den Eindruck, daß feine Knochenwände sich zum Hinterrand der Avl-Platte ausdehnen (Abb. 10 und 11), so daß die Kiemenhöhle bis zu einem gewissen Grade medial und hinten einen Abschluß findet, der aber nach vorne so niedrig wird, daß die Epibranchialia des Kiemenkorbes über diese Wand hinüber zum Endocranium ziehen konnten (Abb. 4 B). Diese Wand vergleicht WATSON (1937 S. 139) mit der von der Al-Platte gebildeten Postbranchialwand der Ptyctontida. Ich nehme an, daß hier ein Sonderbildung der Rhenanida vorliegt, da diese Wand (*lam. dv*) gar nicht zum Vorderrand des ventralen Schultergürtels zieht. Auch kann diese Wand das Scapulocoracoid nur von hinten und medial begrenzt haben, nicht von vorne wie bei den Arthrodiren. Es ist leicht möglich, daß auch *Stensiöella* eine derartige Lamina besessen hat, die nur in der einzigen Röntgenaufnahme nicht hervortritt. STENSIÖ (1959)

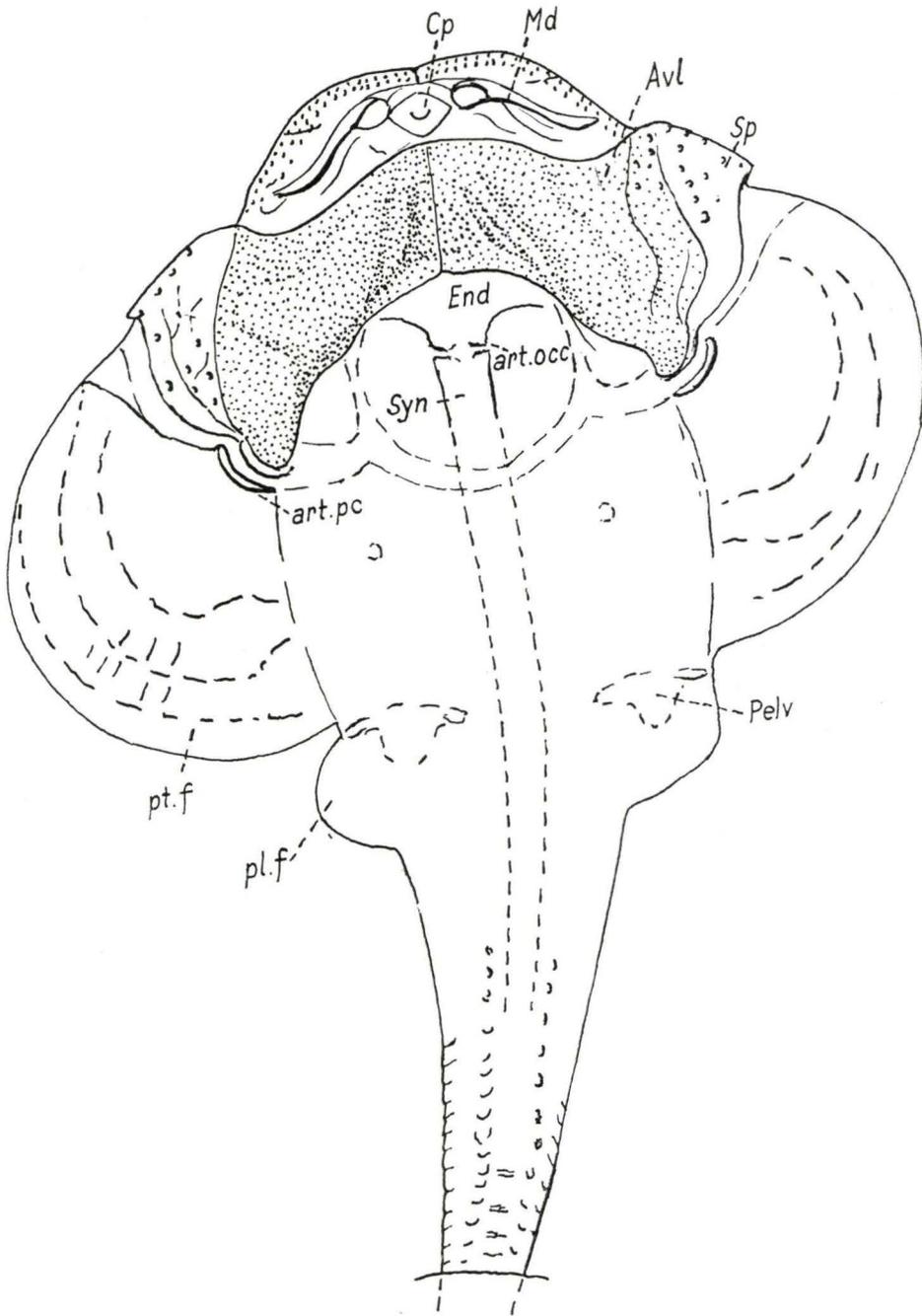


Abb. 8. Ventralseite eines Kreuznacher Exemplars (vergl. Taf. 4 und 7); $\times 1$. — *Avl* Anteroventrolaterale; *Cp* Kopula-Element im Kieferbogen; *End* Endocranium; *Md* Mandibulare; *Pelv* Becken; *Sp* Spinale; *Syn* Synarcuale; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk; *pl. f* Bauchflosse; *pt. f* Brustflosse.

bezeichnet in Übereinstimmung mit WATSON diese Wand bei *Jagorina* als „apronic (medial) lamina of dorsal cleithral plate“ (=Al-Platte). Bei *Jagorina* nimmt diese Wand allem Anschein nach ihren Ausgang nicht von der Adl-Platte, sondern von der Al-Platte, was am besten aus dem Vergleich von STENSIÖS Fig. 59 und 63 mit unserer Abb. 11 hervorgeht.

Endoskelettaler Schultergürtel (Abb. 5 und Abb. 11). STENSIÖ (1959 Fig. 16) gibt eine weit durchgeführte Rekonstruktion des inneren Schultergürtels, die sich an die Verhältnisse bei den Arthrodiren anlehnt und wohl auch Bezug auf *Jagorina* nimmt. Nach STENSIÖ ist der innere Schultergürtel ein sehr großes Gebilde lateral von der Lamina dorsoventralis. Ein vorderer Abschnitt erfüllt das Innere der Spinalregion (*e. spi*), ein hinterer Abschnitt (*Esh. th*) geht kontinuierlich in eine Reihe verschmolzener Radialia über, die das Brustflossengelenk „articular crest“ bilden. Auch glaubt STENSIÖ, daß sich beide Schultergürtelhälften ventral in einer „ventral transverse bridge (*sc. com*)“ verbinden, ähnlich etwa wie bei den Rochen. Ein vorderstes Basale der Brustflosse (Ba_1) soll sich an das Endoskelett der Spinalregion anlegen; aber es bleibt eine Lücke, die „postspinal fossa (*f. ptsp*)“, zwischen den Teilen *e. spi* und *Esh. th* ausgespart. Auf Grund meiner Beobachtungen an dem mir zur Verfügung stehenden Material komme ich zu einer abweichenden Rekonstruktion, die sich leider nicht auf die Untersuchung wohlhaltener innerer Schultergürtel stützen kann.

Viele Stücke zeigen hinter und lateral vom Processus posterior der Avl-Platte eine auffallende halbkreisförmige, verdoppelte Durchprägung (Abb. 5—9; *art. pc*), die aus zwei konzentrischen Wällen besteht und auch im Röntgenbild scharf hervortritt. Das Original zu BROILI 1930 Taf. 2 Fig. 2 (unsere Abb. 5) zeigt außerdem noch undeutlich einen anscheinend dreiteiligen endoskelettalen Rest, unmittelbar vor der halbkreisförmigen Durchprägung. Die Gelenke von *Gemuendina* zeichnen sich durch besonders starke Verkalkung aus, was man sehr schön an dem fast stets erhaltenen Occipitalgelenk beobachten kann. Ich glaube nun, daß die halbkreisförmige Durchprägung vom Gelenk der Brustflosse hervorgerufen wird, das demnach nicht innerhalb der Brustflosse läge, sondern an der Grenze zwischen Rumpf und Brustflosse. Das Scapulocoracoid, das leider nicht erhalten ist, lag vermutlich wie bei anderen Placodermen auf bzw. über der Avl-Platte und ragte hinter ihr ein wenig hervor. Vielleicht sind die schlecht erhaltenen endoskelettalen Reste an dem oben erwähnten Münchener Stück Teile der Gelenkregion des Scapulocoracoids (Abb. 5; *art. pc*). Der halbkreisförmige Bogen würde mit seiner konkaven Linie den Gelenkrand der Brustflosse darstellen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß das Scapulocoracoid wie bei den Arthrodiren auch die Spinalregion erfüllte und der Avl-Platte aufliegend bis zur Mittellinie des Schultergürtels reichte, wo er mit seinem Antimer in Berührung treten konnte (Abb. 11). Er würde lateral von der Lamina dorsoventralis liegen, die auch aus diesem Grunde nicht mit einer Postbranchialwand zu vergleichen ist, wie sie die Dolichothoraci, Brachythoraci und Ptyctodontida besitzen. Die in der Abb. 11 eingetragene Ausdehnung des Scapulocoracoids ist völlig hypothetisch, da von ihm ja nur andeutungsweise die Region des Brustflossengelenks vorhanden ist. Es sind auch keine Anzeichen vorhanden, daß die Basalia der Brustflosse mit der Spinalregion des Scapulocoracoids eine Verbindung hätten, noch viel weniger liegen Anzeichen einer hinteren ventralen Brücke zwischen beiden Scapulocoracoiden vor; eine derartige Brücke könnte nur rein knor-

plig und sehr flach gewesen sein, da sie auch nicht als Durchprägung angedeutet ist. Auf dem BROILischen Original ist zufällig als einziger Rest des Rumpfes ein streifenartiger Teil erhalten geblieben, der den Eindruck einer solchen Brücke hervorrufen kann, jedoch nichts derartiges darstellt. Der Schultergürtel von *Gemuendina* hat vielmehr eine deutliche Ähnlichkeit mit dem Schultergürtel von *Stensiöella*, die sich bei besserer Erhaltung von *Stensiöella* noch klarer herausstellen würde.

Brustflosse (Taf. 2—7; Abb. 1, 2, 4 B, 5—8, 10 und 11). Die Brustflosse ist an vielen Exemplaren sehr gut erhalten. Auf ihrer Dorsalseite sind die Tesseræ mit ihren Tuberkeln meist gut zu erkennen, auf der Ventralseite sind die Tesseræ schlecht erhalten, dafür treten aber die Grenzen zwischen den Radialia meist sehr deutlich hervor. Auch in den Röntgenaufnahmen sind diese Grenzen fast immer gut zu sehen. Durchprägungen dieser Grenzen auf der Dorsalseite der Brustflosse sind an manchen Stücken vorhanden.

Die Tesseræ der Dorsalseite der Brustflosse (Taf. 2, 3, 5 und 8; Abb. 1) sind meist sehr klein. Zwischen ihnen finden sich jedoch große Tesseræ in randparalleler Anordnung; neben dem Außenrande der Flosse liegen etwa 11 solcher großen Tesseræ, weiter proximal folgt eine Reihe mit fünf, und noch näher der Flossenbasis eine Reihe mit vier Tesseræ. Eine kürzere Reihe kleiner Tesseræ liegt dicht lateral neben der Mittelreihe. Einzelheiten der Gestalt und Größe der Tesseræ sind bereits oben (S. 43) beschrieben worden.

Die breiten und flachen Radialia erfüllen die gesamte Brustflosse von der Basis bis zum Rande. Die Basis der Brustflosse erscheint einheitlich bis auf eine lateral angedeutete radiale Gliederung bei manchen Exemplaren (Abb. 6 und 7); aber auch hier erreicht die Gliederung nicht die Gelenkregion, es kann daher nicht festgestellt werden, wieviele Basalia (*Ba*) die Flossenbasis aufbauen und sich an der Bildung des Brustflossengelenks (*art. pt*) beteiligen. Das Gelenk zeigt nur, daß die Basis der Brustflosse relativ kurz war, keineswegs so lang wie in der Rekonstruktion STENSIÖS. In STENSIÖS Rekonstruktion ist auch das Brustflossengelenk (*cr. art*) weit in die Brustflosse hineinverlegt, so daß das Scapulocoracoid noch das proximale Drittel der Brustflosse einnimmt. — Vorne ist die Basis der Brustflosse (*Ba*) von der Spinalregion (*Sp*) durch die bereits von STENSIÖ beschriebene Lücke getrennt. Diese Lücke bezieht sich aber nur auf das Innenskelett der Brustflosse und der Spinalregion; die Brustflosse war durch tesseraebedeckte Haut fest mit der Spinalregion verbunden, die nur mit ihrer Spitze den Ansatz der Brustflosse ein wenig überragte (Taf. 7; Abb. 1 und STENSIÖ 1959 Fig. 15).

Auf die nur andeutungsweise gegliederte Basisregion folgt eine proximale Reihe großer und breiter Radialia (*Ra. pr*), die allein oder auch mit der mittleren Reihe der Radialia (*Ra. m*) das Vorderende des Brustflossenskelettes bildet, jedoch stets von dem Endoskelett der Spinalregion getrennt bleibt. Die Radialia der proximalen Reihe nehmen nach hinten an Länge und Breite zu, manche zeigen Andeutungen einer beginnenden Längsteilung, wodurch schmale Radialia zwischen die breiteren eingeschaltet werden. Die Enden der Radialia einer Reihe bilden Bögen, die konzentrisch zum Brustflossengelenk verlaufen. Die Anzahl der proximalen Radialia beträgt etwa 11—13. Auf die proximale Reihe folgt die mittlere Reihe (*Ra. m*), die aber bei jüngeren Tieren fast den gesamten Außenrand der Brustflosse stellt (Taf. 6; Abb. 7). Die

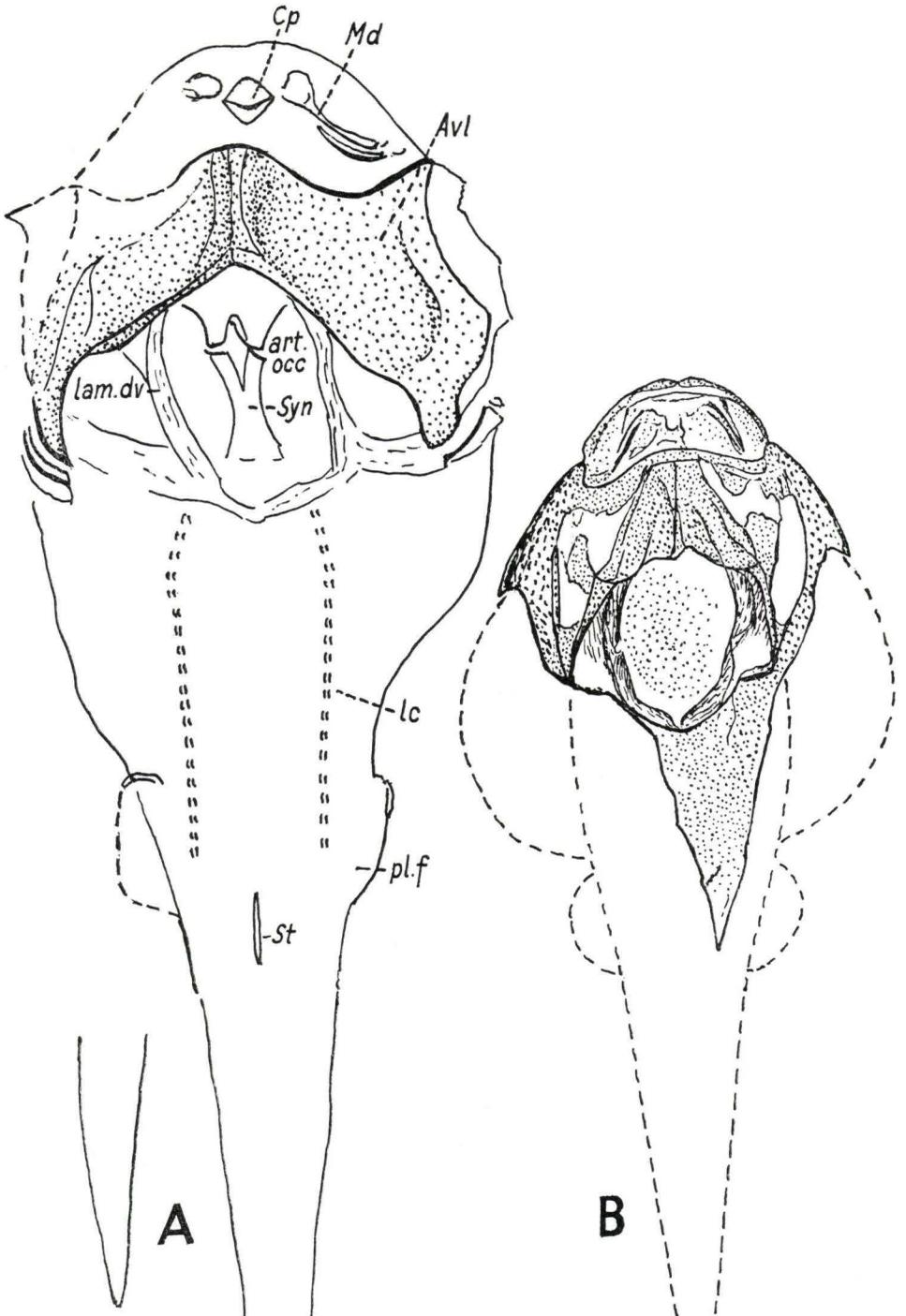


Abb. 9. A Ventralseite eines Exemplars des Geol.-Paläont. Inst. Univ. Frankfurt a. M.; $\times 1$. B Ventralseite eines sehr kleinen Stückes der Sammlung H. RIEVERS; $\times 1$; (vergl. Taf. 5 Fig. C). — *Avl* Anteroventrolaterale; *Cp* Kopula-Element im Kieferbogen; *Md* Mandibulare; *Syn* Synarcuale; *St* Dorsalstachel; *art. occ* Occipitalgelenk; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte; *lc* Sinneslinien, vermutlich von der Dorsalseite durchgeprägt; *pl. f* Bauchflosse.

Radialia dieser Reihe sind kürzer und schmaler, auf ein Radiale der proximalen Reihe kommen etwa zwei der mittleren. Beginnende Teilung ist vielfach durch eine distale Kerbe angedeutet (Abb. 7 rechts). Vorne kann die mittlere Reihe das Vorderende der Brustflosse erreichen (Abb. 7), oder sie endet weiter hinten (Abb. 6). — Die distale Reihe der Radialia (*Ra. di*) ist nur in der Hinterhälfte der Brustflosse mehr oder weniger deutlich entwickelt (Abb. 6 und 7) und zeigt anschaulich die Entstehung aus der Querteilung der Radialia der mittleren Reihe; weitere Querteilungen können auch zur Entstehung einer vierten Reihe führen (Abb. 7). Vermutlich werden bei sehr großen Exemplaren, die leider nicht vorliegen, noch mehr Reihen entwickelt sein, da sich die Querteilung immer wieder einstellen kann. Die Anzahl der Radialia der mittleren Reihe variiert weitgehend, an den wenigen Exemplaren können 15 bis 20 Radialia unterschieden werden. Die kurze distale Reihe enthält 8 bis 14 Radialia. Die Anzahl der Radialia wird durch Längsteilung erhöht, die Anzahl der Reihen durch Querteilung. Würden die mittlere und die distale Reihe bis ans Vorderende der Brustflosse reichen, so bestünde die äußere Reihe jeweils aus etwa doppelt so vielen und halb so großen Radialia wie die innere. Leider ist die Anzahl der Exemplare von *Gemuendina*, die diese Einzelheiten deutlich aufweisen, sehr gering. Actinotrichia, die bei *Stensiöella* so deutlich zu erkennen sind, habe ich an keiner *Gemuendina* wahrnehmen können. — Nach unseren Beobachtungen dürfte die Brustflosse sicher viel weniger beweglich gewesen sein als die Brustflossen von *Squatina* und den Batoidea.

Becken und Bauchflosse (Taf. 2—7; Abb. 1, 2, 7, 8 und 10). Die kleine halbkreisförmige Bauchflosse ist stets von der Brustflosse getrennt, doch ist der Abstand gering. Vermutlich breitete sich die Bauchflosse auch auf der Ventralseite des Rumpfes aus (Abb. 10), wenn das auch an keinem Exemplar nachgewiesen werden kann; sie setzt stets etwas tiefer an als die Brustflosse. Zwei Exemplare sind für die Untersuchung der Bauchflosse und des Beckens besonders wichtig: das auf Taf. 4 und 7 und Abb. 8 wiedergegebene Stück des Kreuznacher Museums und das neuerworbene Stück Nr. 1961 I 51 der Münchener Sammlung (Taf. 6; Abb. 7).

Das Kreuznacher Stück zeigt in der Röntgenaufnahme (Taf. 7) sehr deutlich das Becken, dessen Existenz bereits BROILI aus gewissen Durchprägungen (1930 Abb. 2 und 3; B) richtig erschlossen hatte. Beide Becken sind wie bei *Chimaera* weit getrennt; auch in der Gestalt erinnert das Becken (*Pelv*) von *Gemuendina* an das der Gattung *Chimaera*. Die breite Vorderfläche hat einen verdickten Vorderrand, der sich lateral ventralwärts biegt (Abb. 10); nach hinten entsendet die Vorderfläche einen längeren rundlichen Fortsatz, der vermutlich das Gelenk mit den Basalia bzw. mit basalen Radialia der Bauchflosse (*pl. f*) bildete. Reste des Beckens bei anderen Stücken entsprechen dem Befund am Kreuznacher Exemplar. — Radialia sind nur an dem erwähnten Münchener Stück erhalten, rechts zahlreicher und besser als links (Abb. 7). Es lassen sich wenigstens 9 Radialia unterscheiden, die geschlossen nebeneinander liegen und quergeteilt sind, so daß sich ebenfalls mehrere Reihen von Radialia gebildet haben, die aber nicht genauer zu verfolgen sind. Vermutlich waren auch in der Bauchflosse die proximalen Radialia zu basalen Elementen verschmolzen. Ein Mixipterygium ist an keinem Exemplar vorhanden.

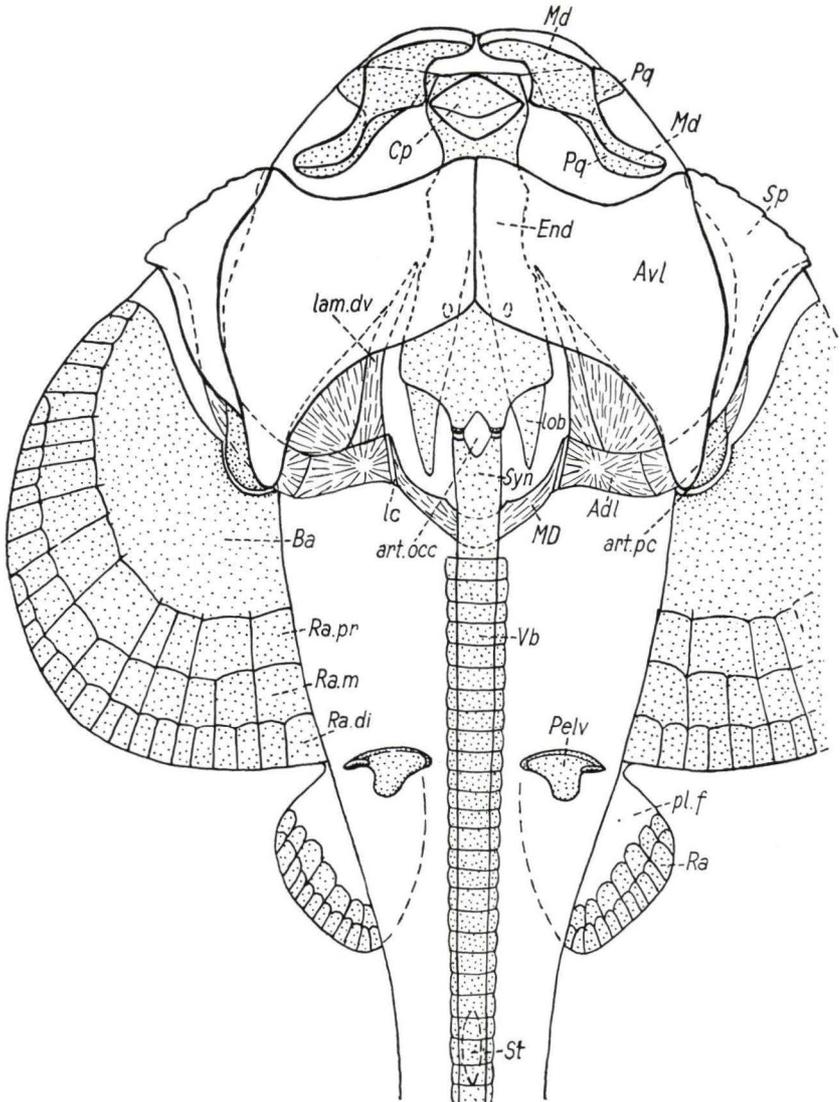


Abb. 10. Rekonstruktion des Schultergürtels und Beckengürtels, der Brust- und Bauchflossen, des Endocraniums, des Kieferbogens und der Wirbelsäule; Ventralseite; $\times 1$. — *Adl* Anterodorsolaterale; *Avl* Anteroventrolaterale; *Ba* Basis des Brustflossenskelettes; *Cp* Kopula-Element im Kieferbogen; *End* Endocranium; *MD* Mediodorsale; *Md* Mandibulare; *Pelv* Beckengürtel; *Pq* Palatoquadratum; *Ra* Radialia der Bauchflosse; *Ra. di*, *Ra. m*, *Ra. pr* distale, mittlere, proximale Radialia der Brustflosse; *Sp* Spinale; *St* Dorsalstachel; *Syn* Synarcuale; *Vb* Wirbel; *art. occ* Occipitalgelenk; *art. pc* Brustflossengelenk; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte; *lc* Seitenlinie; *lob* Lobus unbekannter Bedeutung hinter dem Endocranium; *pl. j* Bauchflosse.

4. Der Schwanz

(Taf. 2—7, 8 B; Abb. 1, 2, 6—9)

Nur in wenigen Fällen hat sich der Schwanz vollständig erhalten (Taf. 2 und Abb. 6; BROILI 1930 Taf. 1 Fig. 1). Bei durchschnittlich großen Exemplaren ist der Schwanz

etwa ebenso lang wie der Kopf + Rumpf; bei sehr großen Stücken war er nach BROILI (1933 S. 280) relativ viel kürzer. Die Schuppen des Schwanzes hatten wir bereits beschrieben (S. 46). Von vorne nach hinten verjüngt sich der Schwanz gleichmäßig. Er endet etwa peitschenförmig, sofern nicht das Schwanzende sich etwas flossenartig erhöhte (BROILI 1930 Fig. 1; unsere Abb. 6); es kommt aber nicht zur Bildung einer wohlausgeprägten Schwanzflosse. Auf der Dorsalseite des Vorderabschnittes ist kurz hinter den Bauchflossen ein Dorsalstachel (*St*) eingefügt, der mit seiner tuberkulierten Kante frei herausragte, mit seiner glatten kielförmigen Basis in der Muskulatur stak. Er war kein steil aufgerichteter spitzer Dorn. Spuren von Rückenflossen sind ebensowenig zu finden wie eine Afterflosse; sicher haben diese unpaarigen Flossen gänzlich gefehlt. Flache Bodenformen unter den Fischen kommen vielfach fast ganz ohne unpaarige Flossen aus.

5. Die Wirbelsäule

(Taf. 7 und 8 Fig. B; Abb. 3 B, 6, 8 und 10)

Die Wirbelsäule hat sich recht oft als Wulst unter der Körperdecke durchgeprägt (Taf. 2, 4, 5) oder erscheint in der Röntgenaufnahme als dunkler Strang (Taf. 7, Taf. 8 Fig. B und C). Besonders fest verknöchert ist das Vorderende der Wirbelsäule, das aus der Verschmelzung von vermutlich drei Wirbeln hervorgegangene Synarcuale (*Syn*; Taf. 8; Abb. 3 B, 5, 6 und 9). Das Vorderende des Synarcuale bildet zwei feste Gelenkköpfe, die stets ebenso deutlich im Röntgenbild erscheinen, wie die ihnen entsprechenden zwei Gelenkköpfe des Endocraniums. Das von ihnen gebildete Occipitalgelenk (*art. occ*) prägt sich an fast allen Stücken mehr oder weniger durch. Zwischen den Gelenkköpfen finden sich Einbuchtungen, vermutlich blieb hier das Gewebe knorpelig. An keinem einzigen Exemplar hat sich der Abschnitt der Wirbelsäule unter dem dorsalen Schultergürtel erhalten, hier müssen die Wirbel nur knorpelig entwickelt gewesen sein. BROILI (1930 Fig. 3 und 5) vermutete irrtümlich eine feste Verbindung des dorsalen Schultergürtels mit der Wirbelsäule nach Art der Rochen, doch liegt dafür kein Beweis vor.

Kurz hinter dem Schultergürtel beginnt die lange Reihe der relativ kurzen und breiten Wirbel, deren Anzahl hoch gewesen sein muß, da bereits auf dem Röntgennegativ des auf Taf. 7 wiedergegebenen Exemplars (Mus. Kreuznach) über dreißig Wirbel gezählt werden können, obgleich hier die Wirbel nur bis kurz hinter den Dorsalstachel zu verfolgen sind. Etwas weniger Wirbel sind an dem in der Abb. 3 B wiedergegebenen Stück bis zum Dorsalstachel unterscheidbar. In dem fehlenden hinteren Schwanzabschnitt müssen die Wirbel zum Ende hin immer kleiner werden, wodurch sich ihre Anzahl erhöht.

Die Wirbel bilden ringförmige Körper, die manchmal eine mediale Furche aufweisen, vermutlich über dem Hohlraum der Chorda dorsalis eingesunken. Auch bei den Wirbeln sind die Gelenkflächen stärker verkalkt, wodurch zwischen den Wirbeln oft zwei Trennlinien zu erkennen sind (Abb. 6). Manchmal sind ganz regelmäßig abgegliederte Elemente sichtbar (Abb. 3 B), die die Wirbelsäule im Vergleich zum Synarcuale beträchtlich verbreitern. Vielleicht handelt es sich um seitwärts gedrückte Bogenelemente; doch gestatten die spärlichen Beobachtungen keine sichere Feststellung.

Der Bau der Wirbel entfernt sich weit von der bei den Euarthrodiren zu beobachtenden Norm: *Gemuendina* hat ringförmige Wirbelkörper, die Euarthrodiren haben nur Bogenelemente, aber keine Wirbelkörper. Der Unterschied ist ebenso auffallend wie der zwischen den Wirbeln der Rhipidistia und der doch sicherlich nicht allzu fern verwandten devonischen Dipnoi.

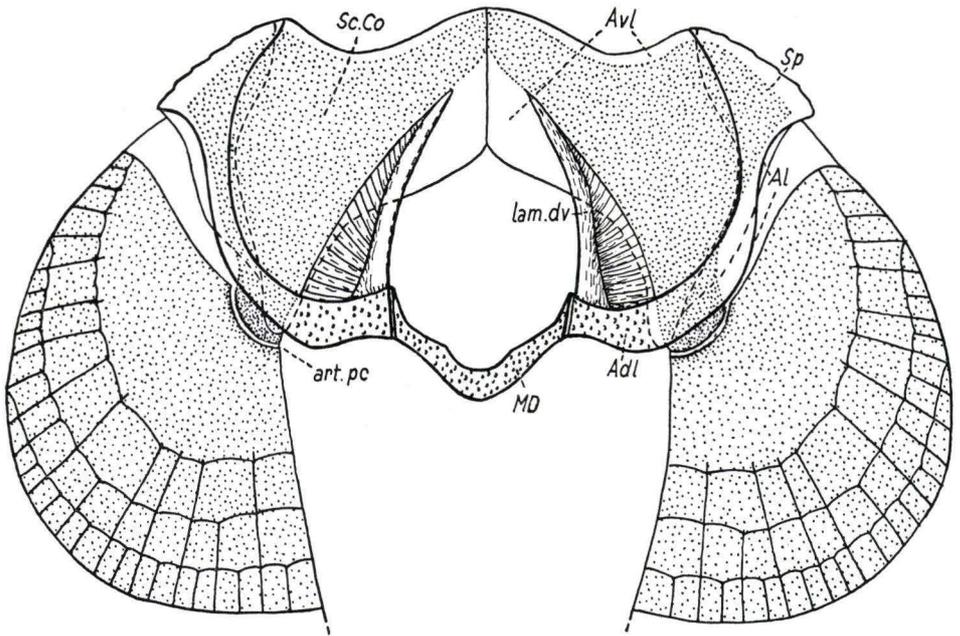


Abb. 11. Rekonstruktion des inneren und äußeren Schultergürtels und des Brustflossenskelettes; $\times 1$. — *Adl* Anterodorsolaterale; *Al* Anterolaterale; *Avl* Anteroventrallaterale; *MD* Mediodorsale; *Sc. Co* Scapulocoracoid; *Sp* Spinale; *art. pc* Brustflossengelenk; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte.

IV. Rekonstruktion

Die Vollständigkeit der Reste regt zu Rekonstruktionen an. Den ersten Rekonstruktionsversuch finden wir bei ABEL (1919 Fig. 97); er stützte sich dabei auf die Abbildungen TRAQUAIRS. Die nächsten Rekonstruktionen gab BROILLI 1930 (Fig. 2—5) und 1933 (Fig. 3). Seine hervorragenden Rekonstruktionen sind in vielen Büchern und Schriften reproduziert worden. Teilrekonstruktionen entwarfen weiterhin WATSON (1937 Fig. 25) und STENSIÖ (1959 Fig. 16) auf Grund der BROILLISCHEN Abbildungen und neuer Beobachtungen an den Stücken der Edinburger Sammlung und der Sammlung WATSON. Jede Rekonstruktion bringt einen Fortschritt. Die neuen Untersuchungsergebnisse der vorliegenden Arbeit haben mich auch zu neuen Gesamtrekonstruktionen (Abb. 1, 2 und 13 A) und zu Teilrekonstruktionen (Abb. 4 A, 4 B, 10—12) angeregt. Die Gesamtrekonstruktion der Dorsalseite (Abb. 1) soll gegenüber BROILLIS Rekon-

struktion die Tesseræ und Schuppen genauer darstellen, den Schultergürtel hervorheben und Korrekturen am Bau der Brustflossen und dem Verlauf der Sinneslinien bringen. Die Gesamtrekonstruktion der Ventralseite (Abb. 2) soll nur die Außenseite des Tieres darstellen, nicht aber die durchgeprägten oder aus anderen Beobachtungen erschlossene Einzelheiten des Baues innerer Organe. Die Beschuppung der Ventralseite des gesamten Körpers ist nur sehr unvollständig bekannt. Die endoskelettalen Teile habe ich ebenso wie den äußeren Schultergürtel in verschiedenen weiteren Abbildungen rekonstruiert. — Die Rekonstruktion der Vorderansicht des Tieres (Abb. 13 A) ist insofern sehr provisorisch, als die Höhe des Tieres unbekannt ist. Daher stecken auch in den beiden Gesamtrekonstruktionen sicher perspektivische Fehler, da wir die Wölbung der Dorsalseite nicht kennen und den Rumpf und den Kopf so flach wie an den plattgedrückten Fossilien zeichnen. *Gemuendina* war jedoch vermutlich nur wenig gewölbt, so daß die perspektivischen Verkürzungen, die an den abfallenden Seiten des Tieres bemerkbar sein müssen, nicht sehr auffällig sein würden. Auch unser Versuch ist daher nur als Darstellung des derzeitigen Kenntnisstandes gedacht, nicht als etwas Endgültiges.

V. Beziehungen und Stellung im System

Den Begriff der Rhenanida als Ordnung *incertae sedis* ist von BROILLI 1930 (S. 21) errichtet worden. 1932 stellt WOODWARD die Ordnung der Rhenanida in der letzten Auflage des *Text-Book of Palaeontology* Vol. II zu den Elasmobranchiern, mit denen auch die Acanthodii als gesonderte Ordnung vereinigt werden. STENSIÖ hatte bereits 1925 die Gattung *Jagorina* zu den Arthrodiren gestellt. Es war daher naheliegend, die Ordnung der Rhenanida aus der Unterklasse der Elasmobranchii im engeren Sinne zu entfernen und sie als eine Ordnung der Placodermi zu betrachten (GROSS 1933 S. 113, 125; Abb. 4). 1936 teilt STENSIÖ seine Gruppe B der Placodermi in drei Ordnungen: I Arthrodira, II Stegoselachii (*Stensiöella* u. a.), III Rhenanida. Die Placodermi wurden von GROSS 1937 in folgende Gruppen eingeteilt: 1. Antiarchi, 2. Arthrodira, 3. Rhenanida und ? 4. Stegoselachii. Im selben Jahr gab WATSON (1937) eine Einteilung seiner Klasse der Aphetohyoidea in folgende 5 Ordnungen: 1. Acanthodii, 2. Arthrodira, 3. Antiarchi, 4. Petalichthyida, 5. Rhenanida. GROSS und WATSON geben den Rhenanida den gleichen Rang wie den Antiarchi und Arthrodira. MOY-THOMAS (1939) folgt weitgehend dem System WATSONS, indem er die Placodermi auf fünf Ordnungen verteilt, jedoch heißt die 5. Ordnung bei ihm Stegoselachii, die in die zwei Unterordnungen der Rhenanida und Stensiöellida geteilt wird. Ähnlich wie in dem System von GROSS 1937 teilt STENSIÖ 1944 die in Arthrodira umbenannten Placodermi in drei Gruppen, die Divisionen genannt werden: Div. A Euarthrodira mit 7 Ordnungen, Div. B Antiarchi und Div. C Rhenanida. Der Begriff Euarthrodira, von GROSS 1932 als Zusammenfassung der einander nahestehenden Acanthaspida und Brachythoraci errichtet, soll nun den Begriff Arthrodira im bisher üblichen Sinne ersetzen.

Eine völlig neue Einteilung hat STENSIÖ (1959) kürzlich gegeben. Sie sieht folgendermaßen aus:

Arthrodira

Div. A Euarthrodira (= Arthrodira WOODWARD)

Sup. Ord. a Aspinothoracidi

Ord. 1 Pachyosteomorphi

Sup. Ord. b Spinothoracidi

Ord. 2 Coccosteomorphi

Ord. 3 Dolichothoraci

Ord. 4 Acanthothoraci

Ord. 5 Radotinida

Ord. 6 Rhenanida

Ord. 7 Petalichthyida

Ord. 8 Stensiöellida

Ord. 9 Phyllolepida

Ord. 10 Ptyctodontida

Div. B Antiarchi

Die Rhenanida sind nun eine der vielen Ordnungen der Spinothoracidi innerhalb der Division der Euarthrodira. Den gleichen Rang haben die Stensiöellida und die Radotinida erhalten.

Die Untersuchung der Radotinida, der Stensiöellida und der Rhenaniden-Gattung *Gemuendina* führt mich zu der Auffassung, daß die Rhenanida, die Radotinida und auch die Stensiöellida miteinander näher verwandt sind. Die Gattungen *Gemuendina*, *Asterosteus* und *Jagorina* ließen sich unter der Bezeichnung *Gemuendinida* zusammenfassen. Mit den Radotinida, die ebenfalls die Nasenöffnung in gleicher Ausbildung und Lage aufweisen wie die *Gemuendinida*, sind sie näher verwandt. Doch haben die Radotinida ein Rostrum und seitlich gelegene Augen. Die Stensiöellida wären mit allem Vorbehalt als Sammelgruppe den Rhenanida anzuhängen. Bei der geringen Kenntnis der Anatomie der Stensiöellida ist es verfrüht, die systematische Stellung genau zu fixieren. Mir scheint es jedoch gerechtfertigt, den Rhenanida innerhalb der Placodermi den gleichen Rang wie den Antiarchi und den Arthrodira (im Sinne WOODWARDS) zu geben, wie ich es bereits in allen meinen Arbeiten seit 1933 gehalten habe. STENSIÖS Einteilung der Placodermi in Aspinothoracidi und Spinothoracidi kann ich kaum folgen, da sie die ganz nahverwandten Coccosteomorphi und Pachyosteomorphi, also die Brachythoraci der bisherigen Einteilungen, weit auseinanderreißt. Die Unterschiede in der Beurteilung der Formen kommt durch die verschiedene Auswahl und Bewertung der Merkmale zustande. Solange die Erforschung der alten Placodermen lebhaft vorangetrieben wird, müssen wir den raschen Wechsel der Auffassungen innerhalb kurzer Zeit hinnehmen. Mir liegt nur daran, die Selbständigkeit der Rhenanida im System der Placodermi zu betonen und auf die möglichen Beziehungen zu den Stensiöellida hinzuweisen.

Radotina und die *Gemuendinida* haben ein auffallendes Merkmal gemeinsam: die dorsale, augennahe Lage der kleinen Nasenöffnungen, die nur durch einen schmalen Steg getrennt werden. Gemeinsam ist ihnen auch die relativ geringe Entwicklung der

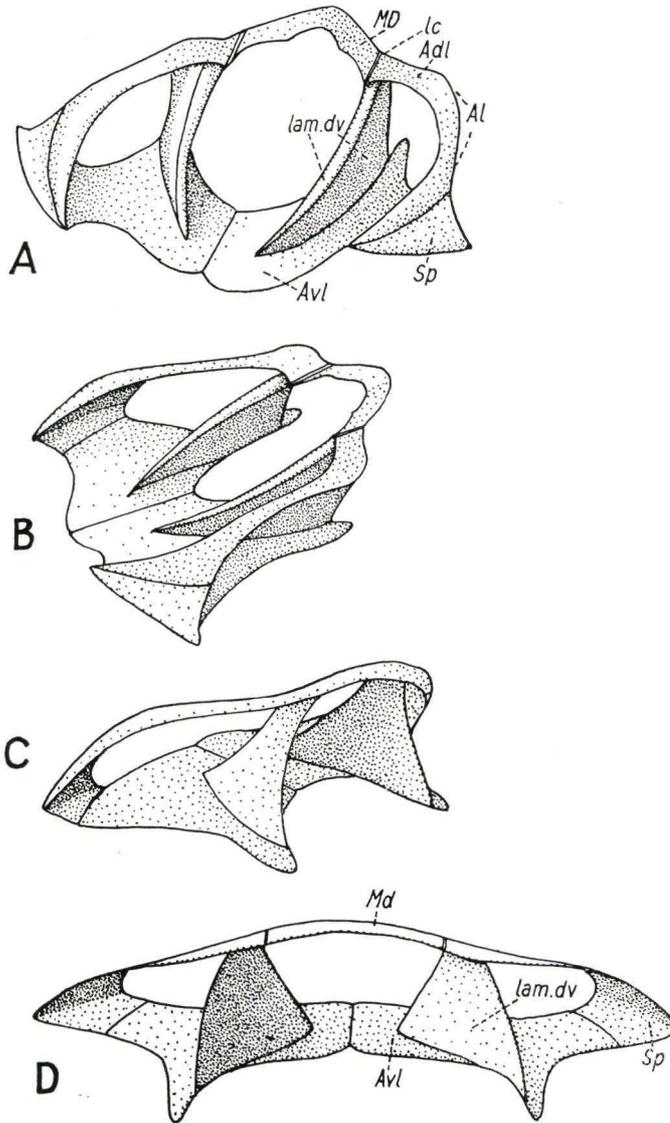


Abb. 12. Rekonstruktion des äußeren Schultergürtels in verschiedenen Ansichten; $\times 1$. A schräg von vorne. B schräg von der Seite. C schräg von hinten. D von hinten. — *Adl* Anterodorsolaterale; *Al* Anterolaterale; *Avl* Anteroventrilaterale; *MD* Mediodorsale; *Sp* Spinale; *lam. dv* dorsoventrale Lamina der Adl-Platte; *lc* Seitenlinie.

Hautknochen im Verhältnis zu den zahlreichen Tesseræ. Bei *Radotina* liegen jedoch die Orbitæ seitlich und wichtige Einzelheiten des Sinnesliniensystems und der Anzahl und Anordnung der Hautknochen sind abweichend. Bei *Stensiöella* liegen die Augen seitlich, ein Rostrum ist vorhanden und die Nasenöffnungen haben sich allem Anschein nach ventral geöffnet. In der sehr geringen Ausdehnung und Anzahl der Haut-

knochen auf dem Schädeldach, in der Bildung der Tesseræ und Schuppen, in der Gestalt und im Bau des Schultergürtels sind Übereinstimmungen und Ähnlichkeiten vorhanden. Zweifelhaft ist die Beziehung zu *Pseudopetalichthys*, einer ebenfalls zu den Stensiöellida gestellten Gattung (MOY-THOMAS 1939). Bei der Seltenheit dieser Gattungen ist nicht mit einer baldigen Klärung zu rechnen, vorläufig fehlen uns noch ausreichende morphologische Grundlagen.

VI. Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Die verschiedenen Elemente des Exoskelettes: Tesseræ, Schuppen, Hautknochen und dünne Knochendecken werden in Bezug auf ihre Gestalt und Anordnung beschrieben. Die Tesseræ werden als archaische Bildungen betrachtet.

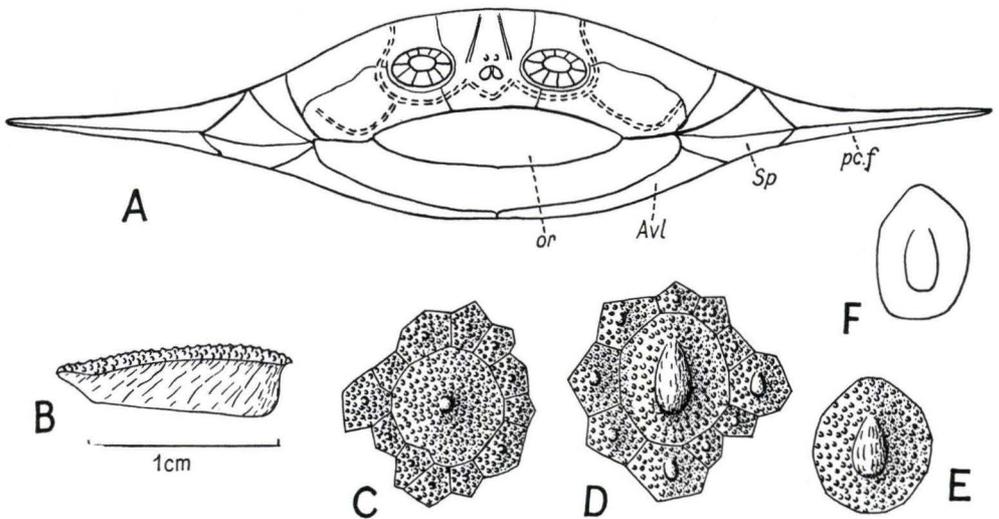


Abb. 13. A Rekonstruktion der Vorderansicht; $\times 1$. B Dorsalstachel, linke Seite; $\times 2,5$. C und D große Tesseræ der Dorsalseite der Brustflosse; $\times 2,5$. E große Tessera der Brustflosse; $\times 2,5$. F mediane Schuppe hinter dem Dorsalstachel; $\times 2,5$. — *Avl* Anteroventrolaterale; *Sp* Spinale; *pc. f* Brustflosse; *or* Mundöffnung.

2. Die Seitenlinie (*lc*) konnte auf dem Kopf und dem Rumpf nachgewiesen werden. Die Supraorbitallinie tritt mit der Infraorbitallinie nicht in Verbindung. Die Sinneslinien werden mit Ausnahme der Supraorbitallinie von eigenartigen schmalen Doppeltuberkeln eingefasst.

3. Unter den einheitlich feintuberkulierten Flächen des Schädeldaches sind keine strahligen Deckknochen mit Sicherheit nachzuweisen. Diese Flächen werden daher nicht als Knochenplatten, sondern als „Decken“ bezeichnet. Sie bilden sich anscheinend über endocranialen Teilen.

4. Das von BROILI als „Kiemenapparat“ und von STENSIÖ als Palatoquadratum gedeutete Mundelement ist das Mandibulare (Meckelscher Knorpel), das dorsal einen Wall mit feinen Hautzähnen trägt, BROILIS „Polster“.

5. Das unvollständig bekannte Palatoquadratum liegt mit seinem stielförmigen Lateralteil hinter, mit seinem verbreiterten Medialteil über dem Mandibulare.

6. Das Kiefergelenk liegt weit vorne unmittelbar vor dem ventralen Schultergürtel an der Seite des Kopfes. Es wird anscheinend von einem kräftigen Hyomandibulare gestützt und ist daher als hyostyl zu bezeichnen.

7. Ein Spiraculum fehlt.

8. Von den Branchialbögen wurden vier mit kräftigen Radien besetzte Ceratobranchialia gefunden.

9. Der Kiemenkorb lag unter dem Endocranium; vorne reichte er bis zur Mitte der Orbitae, hinten bis zur Höhe des Occipitalgelenkes.

10. Das Endocranium war schmal, es reichte bis zum Dorsalrand des Mundes und endete hinten, sich stark verjüngend, mit zwei Gelenkköpfen.

11. Zwei hügelartige Erhebungen der Oticalregion des Endocraniums weisen ebenso wie die in den Röntgenaufnahmen sichtbar werdenden Ductus endolymphatici auf die Lage des statoakustischen Organs.

12. Die Kiemenregion war sehr umfangreich, die Kiemenpalte befand sich dorsal unmittelbar vor der Al-Platte des dorsalen Schultergürtels.

13. Der exoskeletale Schultergürtel hatte als sicher selbständige Elemente eine kleine Md-, eine kleine Adl- und eine große Avl-Platte. Die Oberfläche der Al- und der Spinalregion werden von Tesseræ bedeckt, so daß die unter ihnen liegenden Knochen nicht sicher begrenzt werden können. Die Avl-Platte reicht vorne bis zur Höhe der Orbitae; sie erinnert im Umriß und in der Ausdehnung an die Ventralfläche des Schultergürtels von *Stensiöella*. Weitere Elemente sind im exoskelettalen Schultergürtel nicht vorhanden.

14. Sehr auffallend ist eine dorsoventral gerichtete exoskeletale Lamina, die von der Adl-Platte ihren Ausgang nimmt, sich parallel zum Endocranium nach vorne erstreckt und sich — ständig an Höhe abnehmend — auf die Innenseite der Avl-Platte stützt. Die Lamina schließt die Kiemenhöhle nach medial und hinten ab. Sie entspricht nicht der an der Außenseite skulptierten apronischen Postbranchialwand der Brachythoraci, Dolichothoraci und Ptyctodontida, da sie postcoracoidal liegt.

15. Das Scapulocoracoid ist durch seine hinter dem Processus posterior der Avl-Platte hervorragende Gelenkregion angedeutet; im übrigen aber nicht erhalten. Es kann nur lateral von der dorsoventralen Lamina gelegen haben.

16. Das halbkugelförmige Brustflossengelenk ist relativ kurz und liegt an der Grenze zwischen Schultergürtel und Brustflosse, nicht aber innerhalb der Brustflosse (STENSIÖ). Die Basis der Brustflosse zeigt in lateralen Einkerbungen, daß sie aus verschmolzenen Radialia bzw. Basalia hervorgegangen ist, deren Anzahl nicht mehr festgestellt werden kann. Die Radialia sind in drei bogenförmigen Reihen konzentrisch zum Brustflossengelenk angeordnet. Die Vermehrung der Reihen geschah durch Querteilung der Radialia, die Vermehrung der Radialia erfolgte durch Längsteilung. Basalia und Radialia erfüllen die gesamte Flosse bis zum Rande.

17. Das Becken von *Gemuendina* wurde entdeckt. Es besteht aus zwei kleinen Platten, die untereinander nicht verwachsen. Das im Rumpf am Vorderende der Bauchflosse liegende Becken erinnert im Umriß an die Beckenplatte von *Chimaera*.

18. Einige Radialia der Bauchflosse sind gefunden worden. Auch sie erfüllen die Bauchflosse bis zum Rande und teilen sich der Länge und Quere nach.

19. Der Rumpf hebt sich ein wenig von den Brustflossen ab. Er ist ebenso wie diese mit Tesseræe bedeckt, aber es treten noch laterale Schuppenreihen hinzu in Fortsetzung der Seitenlinie. Die Gestalt der Schuppen ist etwas anders als in BROILIS Rekonstruktion. Eine Dorsalflosse fehlt.

20. Der Schwanz endet zugespitzt; er ist vielleicht am Ende etwas erhöht, ohne eine richtige Schwanzflosse zu bilden. Er trägt einen kleinen Dorsalstachel; unpaarige Flossen fehlen ihm. Er wird von Schuppen bedeckt, die sich normal überlagern.

21. Die Wirbelsäule beginnt mit dem Synarcuale, einer Verschmelzung von drei Wirbeln, das vorne zwei getrennte Condylî für das Occipitalgelenk bildet. Erst hinter dem Schultergürtel tritt die Wirbelsäule mit gesonderten, kurzen und breiten Ringwirbeln in Erscheinung, deren Anzahl recht hoch ist. Neural- und Haemalfortsätze konnten nicht sicher nachgewiesen werden.

22. Die Untersuchung regte zu einer neuen Gesamtrekonstruktion und mehreren Teilrekonstruktionen an.

23. Die Rhenanida werden gesondert von den Antiarchi und Arthrodira als dritte Division der Placodermi betrachtet. Zu den Rhenanida gehören die Gemuendinida (*Gemuendina*, *Asterosteus* und *Jagorina*) und die Radotinida. Als noch nicht gesicherte Sammelgruppe werden den Rhenanida die Stensiöellida angehängt, die eher mit den Rhenanida als mit den Arthrodira verwandt sind.

Schriftenverzeichnis

- ABEL, O.: Die Stämme der Wirbeltiere. — Berlin und Leipzig 1919.
- BROILL, F.: Über *Gemuendina Stürtzi* Traquair. — Abh. bayer. Ak. Wiss., math.-naturw. Abt., N. F., 6, München 1930.
- Weitere Fischreste aus den Hunsrückschiefern. — Sber. bayer. Ak. Wiss., math.-naturw. Abt., München 1933.
- GROSS, W., Die Arthrodira Wildungens. — Geol. Paläont. Abh., N. F., 19, Jena 1932.
- Die phylogenetische Bedeutung der altpaläozoischen Agnathen und Fische. — Palaeont. Z., 15, Berlin 1933.
- Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Teil II. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 176, Berlin 1937.
- Zur Systematik der Wirbeltiere. — Naturwissenschaften, 27. Jahrg., H. 28, Berlin 1939.
- Über die älteste Arthrodira-Gattung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, Wiesbaden 1958.
- Arthrodira aus dem Obersilur der Prager Mulde. — Palaeontographica, 113, Abt. A., Stuttgart 1959.
- Neuuntersuchung der Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon) — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.
- *Drepanaspis gemuendenensis* Schlüter. Neuuntersuchung. — Palaeontographica, 121, Abt. A. Stuttgart 1963.
- MOY-THOMAS, J. A.: Palaeozoic Fishes. — Methuen's Monographs on biological subjects. London 1939.
- STENSIÖ, E.: On the head of the Macropetalichthyids etc. — Field Mus. Nat. Hist., Publ., no. 232, Geol. Ser., 4, no. 4, Chicago 1925.
- On the Placodermi of the Upper Devonian of East Greenland. Supplement to Part I. — Medd. om Gronland, 97, No 2, Copenhagen 1936.

- STENSIÖ, E.: Notes on two Arthrodires from the Downtonian of Podolia. — Arkiv Zool., **35**, A, no. 9, Stockholm 1944.
- La cavité labyrinthique, l'ossification sclérotique et l'orbita de JAGORINA. — In: Arambourgh, C., et al., Paléontologie et Transformisme. Albin Michel, Paris 1950.
- On the pectoral fin and shoulder girdle of the Arthrodires. — K. Vet. Akad. Handl., (4), 8, Nr. 1, Stockholm 1959.
- TRAQUAIR, R. H.: The Lower Devonian fishes of Gemünden. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **40**, Edinburgh 1903.
- WATSON, D.M.S.: The Acanthodian fishes. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, (B), No 549, **228**, London 1937.
- WOODWARD, A. S.: Text-book of Palaeontology by Karl A. von Zittel. **2**, sec. English Edition, London 1932.

Manuskript eingegangen am 26. 9. 1962

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

**3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik
der Hunsrückschieferfossilien**

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit den Tafeln 9—11

Kurzfassung: Zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien wurde in den letzten 30 Jahren die Röntgentechnik besonders intensiv angewendet. W. M. LEHMANN entwickelte die Methodik in ihrer Anwendung für die Fossiluntersuchungen entscheidend weiter, und zwar sowohl in Richtung der Aufnahmetechnik als auch in der Diagnostik und bildlichen Wiedergabe.

Die bisher veröffentlichten Röntgenbilder von Fossilien aus dem Hunsrückschiefer wurden literaturmäßig erfaßt und zusammengestellt.

Résumé: Pendant les dernières 30 années on s'est servi très intensivement de la radioscopie pour le diagnostic des fossiles du Hunsrückschiefer. W. M. LEHMANN a continué d'une manière importante le développement de la méthodique de son application pour les recherches à l'égard des fossiles, et cela non seulement concernant la technique de la radiographie, mais aussi concernant le diagnostic et la reproduction.

Les radiogrammes des fossiles du Hunsrückschiefer déjà publiés sont compilés d'après la littérature.

Abstract: Radiotechnic has been used very intensively for diagnostics of the Hunsrück-schist-fossils during the last 30 years. W. M. LEHMANN worked out decisively the method of fossil-examinations in radiography as well as in diagnostic and reproduction.

All radiographs of fossils of the Hunsrück-schist are catalogued and collected.

Inhalt

1. Einleitung	75
2. Zur Einführung der Röntgenaufnahmen in der paläontologischen Hunsrückschieferforschung	75
3. Die methodische Anwendung der Röntgenuntersuchungen bei den Hunsrückschieferfossilien	76
3.1. Röntgenaufnahmen zur Ortung des Fossilinhaltes	77
3.2. Röntgenaufnahmen als Wegweiser für die Durchführung der Präparation	77
3.3. Die Röntgenaufnahme als direkte Untersuchungsmethode	78
3.4. Röntgenaufnahmen bei nicht präparierbaren Fossilstücken	78
3.5. Erfahrungen bei der Anwendung von Röntgenaufnahmen im Hunsrückschiefer-Sediment	78

3. Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien	75
4. Die Verwendung und Wiedergabe der Röntgenaufnahmen	79
4.1. Kontrastreiche Negative	79
4.2. Stereo-Röntgenaufnahmen	79
4.3. Pseudorelief-Röntgenbilder	80
5. Zur Technik der Röntgenaufnahmen	80
6. Zusammenstellung der abgebildeten Röntgenaufnahmen von Hunsrückschieferfossilien	81
7. Zusammenfassung	84
8. Schriftenverzeichnis	84

1. Einleitung

Röntgenaufnahmen leisten bei der Diagnostik von Hunsrückschieferfossilien wertvolle Dienste. Nachdem brauchbare Röntgen-Fossiltaufnahmen in Dachschieferplatten von JAEKEL (1920) und später von RUD. RICHTER (1929) zur Beschreibung neuer Arten herangezogen worden waren, nahm sich W. M. LEHMANN dieses Hilfsmittels auf breitester Basis an.

In zahlreichen Arbeiten, ganz besonders in seiner großen Asterozoen-Monographie (1957), begegnen wir seinen klaren, aufschlußgebenden Röntgenaufnahmen, durch die er in die Lage gesetzt wurde, den bisherigen Kenntnissen neue und wichtige Entdeckungen hinzuzufügen.

Die folgenden Zeilen sollen dem verstorbenen Forscher und Förderer der Hunsrückschieferforschung gewidmet sein, daneben aber auch Aufklärung über die Anwendung und Bedeutung der Röntgentechnik für die paläontologische Forschung im Hunsrückschiefergestein geben.

2. Die Einführung der Röntgenaufnahmen in der paläontologischen Hunsrückschieferforschung

Bald nach der Entdeckung der Röntgenstrahlen und der Erkennung ihrer Bedeutung auf medizinischem Gebiet begann man mit der Verwertung der Röntgenstrahlen auf zahlreichen anderen Wissensgebieten. Auch die Paläontologie meldete ihre Interessen an. So weiß W. M. LEHMANN (1938, S. 16) von den ersten Versuchen BRÜHLS aus dem Jahre 1896 zu berichten, der auch bereits Tonschieferplatten mit Fossilien aus Bundenbach mit Röntgenstrahlen durchleuchtete.

Zehn Jahre später machte dann W. BRANCO (1906) Mitteilungen über seine systematischen Versuche mit Röntgenstrahlen an Mineralien und Gesteinen, und dabei wurde „mit festem Schieferthon, den Bundenbacher Schiefem angehörig, ein Versuch gemacht. Daß in demselben eine Versteinerung verborgen liege, wurde wahrscheinlich gemacht durch einen Wulst, der sich auf der Oberfläche des Schieferthons erhob. Deutlich ließen sich die wie eine Chagrinhaut erscheinenden Höckerchen einer Haut erkennen, die unter dem Wulste verhüllt liegt.“

Auf der beigegeführten Wiedergabe der Röntgenaufnahme (Abb. 4) sind die beschriebenen Höckerchen nicht sichtbar; die Versuche waren zwar ermutigend, jedoch noch keineswegs befriedigend. Weitere 15—20 Jahre gingen ins Land — eine Zeit, die für den Ausbau und die Verbesserung der Röntgentechnik genutzt wurde — ehe nun

eine Reihe von Paläontologen sich wieder der Röntgendiagnostik bei ihren Forschungen im Hunsrückschiefer bedienten.

Zunächst war es JAEKEL (1921), der über „ein leidlich klares Röntgenbild“ bei der Bearbeitung der ersten beiden Exemplare von *Nahecaris stürzi* verfügte und dadurch in die Lage gesetzt war, die im Gestein steckenden Antennenteile eines Tieres zu erkennen, um sie dann weiter herauspräparieren zu können.

1929 berichten dann RUD. u. E. RICHTER von einer Röntgenaufnahme, die E. MAUZ unter Mitwirkung von MATERN von dem Erstexemplar *Weinbergina opitzi* hergestellt hatte. Dabei konnten die verkiesten Gliedmaßen unter dem ebenfalls verkiesten Panzer mit harten Röntgenstrahlen sichtbar gemacht werden. Der Erfolg der Röntgendiagnostik war schlagend; es konnte dadurch in der phylogenetisch bedeutungsvollen Gruppe der Synziphosura, der jüngste und besterhaltene Vertreter und dazu der einzige, der durch die Röntgenaufnahme über den Bau der Beine Aussagen gestattete, der Wissenschaft vorgestellt werden.

In den folgenden Jahren erschienen dann Nachrichten über die Verwendung der Röntgendiagnostik bei Conularien (R. u. E. RICHTER 1930) und bei dem Kruster *Mimetaster hexagonalis* (GÜRICH 1931).

Von nun an beginnt die systematische Untersuchung der Hunsrückschieferfossilien durch W. M. LEHMANN. GÜRICH war es, der zunächst W. M. LEHMANN beauftragte, Röntgenaufnahmen herzustellen, und ihn wohl auch veranlaßte, sich dieser Untersuchungsmethodik zu widmen (GERTH 1961, S. 232).

W. M. LEHMANN promovierte 1934 mit einer Dissertation über Röntgenographische Untersuchungen an natürlichem und synthetischem Metacinnabarit (Hg S). Später war er als wissenschaftlicher Mitarbeiter einer Röntgenröhrenfabrik tätig und wurde so mit der rapiden Entwicklung der Röntgenfeinstrukturuntersuchungen vertraut. Die Anregung von seiten der Paläontologie nahm W. M. LEHMANN tatkräftig auf; er richtete ein eigenes Laboratorium für Röntgenaufnahmen von Fossilien in Hamburg ein, mit dem er 1934 nach Kirn a. d. Nahe umsiedelte, um sich das Material für seine Fossiluntersuchungen aus nächster Nähe beschaffen zu können.

W. M. LEHMANN zog später nach Bonn und betrieb hier die röntgenologischen Untersuchungen von Hunsrückschieferfossilien systematisch weiter. Er hinterließ bei seinem Tode im Jahre 1959 neben einer beachtlichen Sammlung von Hunsrückschieferfossilien über 2800 Röntgenaufnahmen, die das Geologische Institut der Universität Bonn erwarb.

Nicht zuletzt aber hinterließ er durch seine zahlreichen Veröffentlichungen, in denen er die Erfahrungen der Röntgentechnik und -diagnostik für die Hunsrückschieferfossilien zusammengetragen hatte, der Paläontologie eine ausgereifte und wertvolle Untersuchungs- und Forschungsmethodik.

3. Die methodische Anwendung der Röntgenuntersuchungen bei den Hunsrückschieferfossilien

Der Hunsrückschiefer des Taunus, des südlichen Mittelrheingebietes und des Hunsrücks ist durch seinen Fossilinhalt rühmlich bekannt geworden. Zuallermeist sind die in ihm enthaltenen Fossilien verkiest und sie müssen aus dem umgebenden

Tonschiefergestein mit Präparierwerkzeugen sichtbar und zugänglich gemacht werden. Das Präparieren beruht zumeist darauf, daß das umgebende Schiefermaterial weicher ist als die in Schwefelkies erhaltenen Fossilreste und so herausgearbeitet werden können.

Da häufig die Präparation von ungeübten Liebhabern oder überhaupt von kaum sachkundigen Schieferspalttern durchgeführt wurde, waren an vielen und wichtigen Fossilien wesentliche Teile „weggebürstet“ worden. Aber auch durch fachkundige Präparatoren waren gelegentlich Fossilteile entfernt worden, die Aufschluß über bestimmte morphologische Teile hätten geben können. Wichtige Dokumente der paläontologischen Überlieferung waren so häufig unwiderruflich verlorengegangen, und leider muß man auch heute noch solche unsachgemäßen Mängel in Kauf nehmen.

In verschiedener Form kann die Röntgenaufnahme hierbei Abhilfe schaffen.

3.1. Röntgenaufnahmen zur Ortung des Fossilinhaltes

Recht häufig sind die Fälle, daß in Hunsrückschieferplatten nur Andeutungen darauf hinweisen, daß ein Fossil in der Gesteinsmasse vermutet werden kann. Die Röntgenaufnahme bringt den schlüssigen Beweis, und es kann von vornherein entschieden werden, ob eine langwierige Präparation erforderlich ist. Die serienweise Untersuchung von Schieferplatten aus bestimmten Horizonten, d. h. eine gerichtete Röntgenuntersuchung kann gelegentlich zu guten Resultaten führen. W. M. LEHMANN (1949) berichtete in einer Arbeit über *Mimetaster hexagonalis*, daß es 18 Jahre gedauert hat, bis es wieder gelang, durch die systematische Röntgenuntersuchung von mehreren 100 Schieferplatten aus der Umgebung von Bundenbach und Herrstein 22 z. T. sehr gut erhaltene Exemplare von *Mimetaster hexagonalis* zu finden.

Besonders erfolgversprechend ist auch die Röntgendurchleuchtung bei der Durchmusterung der Museumsbestände. Auch hier weiß LEHMANN von Beispielen zu berichten, die 50 Jahre früher bearbeitet worden waren und nun nach der Anfertigung einer Röntgenaufnahme noch weitere im Gestein steckende Fossilien der Sicht freigaben. FOLLMANN's Original von *Parisocrinus zaeiformis* mit dem Lectotyp und dem Cotyp, die beide nebeneinander auf einer Platte liegen, röntgte W. M. LEHMANN (1939, S. 4) und entdeckte dabei, daß außer den beiden freigelegten Typusexemplaren noch weitere 4 Seelilien in der Schieferplatte verborgen sind.

3.2. Röntgenaufnahmen als Wegweiser für die Durchführung der Präparation

Die Hunsrückschieferfossilien stecken meist völlig in der Tonschiefermasse verborgen; solche Stücke müssen prinzipiell zuerst präpariert werden, um den Fossilinhalt sichtbar zu machen. Eine unendlich große Hilfe bei dieser Präparierarbeit leistet ein Röntgenbild, ja es fungiert als Wegweiser für die Präparationsarbeiten überhaupt. Man kann in solchen Fällen von einer gezielten Präparation sprechen (Taf. 10 Fig. 1). Häufig erteilt die Röntgenaufnahme eine Antwort, von welcher Seite überhaupt die Präparierarbeit mit Vorteil begonnen werden kann. Bei dem zweiten Exemplar von *Weinbergina opitzi*, das überhaupt im Hunsrückschiefer gefunden

wurde, konnte W. M. LEHMANN (1939, S. 9) durch die Röntgenaufnahme die Ventralseite des Tieres orten, dessen Gliedmaßen noch tief im Schiefer steckten. Daher mußte die Präparation von der Rückseite begonnen werden.

3.3. Die Röntgenaufnahme als direkte Untersuchungsmethode

Die Präparation der Hunsrückschieferfossilien ist eine recht mühevoll und oft zeitraubende Arbeit. Häufig kann nun das Röntgenbild ohne eine Präparation die Bestimmung ermöglichen, ja es gibt Fälle, bei denen neue Artbeschreibungen lediglich auf Grund des Röntgenbildes getätigt wurden. W. M. LEHMANN (1939) beschreibt ein solches Beispiel bei dem Crinoiden *Parisocrinus schmidti* W. M. LEHMANN; Holotyp Platte Mt 5, Röntgenaufnahme Taf. 1.

Die Röntgenaufnahme ersetzt die mechanische Freilegung und dient der Sichtbarmachung aller Fossilien und Fossilreste im Gestein, ein Vorteil gegenüber der mechanischen Freilegung, die häufig nur Teile des Fossilinhaltes der Betrachtung zugänglich macht.

3.4. Röntgenaufnahmen bei nicht präparierbaren Fossilstücken

Das Präparieren der Hunsrückschieferfossilien beruht zumeist darauf, daß das umgebende Schiefergestein der verkiesten Fossilien weicher ist als letzteres. Manchmal ist dies aber umgekehrt, und zwar dann, wenn das Schiefergestein stark kiesel-säurehaltig ist. Solches Material trotz aller Präparierwerkzeugen; es sind häufig „hoffnungslose Fälle“, wie sie LEHMANN bezeichnet. In vielen Fällen können dann Röntgenaufnahmen Einzelheiten im Bau der Fossilien aufzeigen, zumal erkannt worden ist, daß das kieselige Konservierungsmittel die zartesten Skeletteile der Fossilien erhalten hat.

3.5. Erfahrungen bei der Anwendung von Röntgenaufnahmen im Hunsrückschiefer-Sediment

Die Anwendung von Röntgenaufnahmen bei Hunsrückschieferfossilien ist — wie bereits eingangs erwähnt — ein großer Gewinn für die paläontologische Forschung. Jedoch nicht immer bringt sie den erhofften Erfolg. Besonders günstig erweisen sich die Fossilstücke, die dünne Schwefelkieshäute tragen. Der Schwefelkies ist auch in verhältnismäßig dünnen Häutchen schwerer durchdringlich als Tonschiefer, Kalkkarbonat und Quarz: es ergeben sich gute Kontraste in den Röntgenaufnahmen. Dagegen läßt die völlige Ausfüllung des Fossils mit Schwefelkies zumeist keine geeignete Aufnahme zu, wie das Beispiel einer Röntgenaufnahme (Taf. 9 Fig. 4) von *Palaeostella solida* STÜRTZ, die bei LEHMANN 1957, Taf. 41 Fig. 4 abgebildet ist, sehr schön demonstriert. Die Röntgenaufnahme versagt, wenn das Fossil wenig oder gar nicht verkiest ist und damit keine Absorptionsunterschiede vorhanden sind. Besonders ist dies bei vielen Gemündener Fundstücken der Fall, die lediglich mit einem hauchdünnen Schwefelkiesüberzug bedeckt sind (LEHMANN 1957, S. 14). Feinheiten der Ornamentierung treten dann nicht in Erscheinung. Hierüber klagt auch W. GROSS (1961, S. 18); die feinen Randstacheln am Spinale von *Lunaspis* sind durch die un-

genügende Pyritisierung im Röntgenbild nicht sichtbar, wobei im hellen Licht nach der Freilegung ein klares Bild entsteht.

Sprünge und Risse, die im Gefolge tektonischer Beanspruchungen die Fossilien durchsetzen, treten im Röntgenbild gut hervor. Vorsicht bei der Diagnostik solcher Fossilien ist jedoch geboten, da sie Suturen, Plattengrenzen u. dgl. vortäuschen, die in Wirklichkeit nicht zu dem Fossil gehören. In ähnlicher Weise machen sich auch mit Quarz ausgefüllte Sprünge und Risse oft unangenehm im Röntgenbild bemerkbar.

Gelegentlich können Risse und Sprünge, die mit Quarz und gelegentlich sogar mit Schwefelkies ausgefüllt sind, für die Entzerrung von Fossilbildern recht nützlich sein. Bei dem Dipnoerschädel, den LEHMANN aus der Grube Schmiedenberg bei Bundenbach bergen konnte (LEHMANN & WESTOLL 1953) zeigte die Röntgenaufnahme mehrere fast parallel zueinander quer durch den Schädel verlaufende, mit Schwefelkies erfüllte feine Risse. Hierzu treten verquarzte Risse, die sie unter verschiedenen Winkeln schneiden. Durch Ausmessung dieser Winkel konnte WESTOLL die Achsen der Deformationsellipse feststellen und ein Bild des noch nicht deformierten Schädels zeichnen.

4. Die Verwendung und Wiedergabe der Röntgenaufnahmen

4.1. Kontrastreiche Negative

Die Deutung der Röntgenaufnahmen geschieht im allgemeinen — wie auch in der Medizin — an Hand des Negativs. Um recht viele Einzelheiten im Negativ erkennen zu können, wird die Herrichtung von möglichst kontrastreichen Negativen angestrebt. Sowohl bei starken Schwärzungen wie auch bei schwach geschwärzten Stellen sind im durchfallenden Licht für das Auge immer noch feine Schwärzungsunterschiede erkennbar. Solche kontrastreichen Negative lassen sich nur sehr schwer mit den gleichen Schwärzungsabstufungen im Positivverfahren wiedergeben; die Abstufungen gehen hier zumeist verloren.

Bei dem Positivabzug auf Papier erscheinen sehr schwach geschwärzte Stellen des Negativs schon einheitlich schwarz, ohne irgendwelche Abstufungen, wenn die stärker belichteten Stellen, d. h. die starken Schatten des Negativs noch gar nicht herausgekommen sind. Durch Abschatten mit reziprok geschwärzten Masken kann man diesen Schwierigkeiten oft mit Erfolg begegnen (LEHMANN 1938, S. 21).

4.2. Stereo-Röntgenaufnahmen

Bei der Deutung der Röntgenaufnahmen von Fossilien sind Stereo-Röntgenaufnahmen (W. M. LEHMANN 1932) oft von großem Wert, da bei deren Betrachtung ein räumliches Bild des Fossils im Gestein entsteht (Taf. 11 Fig. 3, 4). Fremdkörper und verlagerte Teile des Fossils können ohne weiteres als solche erkannt werden.

Die Aufnahmetechnik ist relativ einfach; es genügen Doppelaufnahmen, bei denen entweder die Röntgenröhre oder das Präparat mit der photographischen Platte bzw. dem Film um den normalen Augenabstand seitlich verschoben werden. LEHMANN (1932, S. 324) weist darauf hin, daß bei den Aufnahmen darauf zu achten ist, daß die

Körperseite des Fossils, an deren möglichst scharfen Abbildung in erster Linie gelegen ist, der photographischen Schichtseite zugewendet ist. W. M. LEHMANN bildete gelegentlich Stereo-Röntgenaufnahmen ab, so

- Phacops* sp. 1932, S. 326, Abb. 6 und 7
Nahecaris stürzi JKL. 1932, S. 328, Abb. 10
Pentremitella osoleae LEHMANN 1949, Abb. 2
Palaeocucumaria hunsrückiana LEHMANN 1958, Taf. 11 Fig. 5
Brachiopoden LEHMANN 1958, Taf. 11 Fig. 6 und 7

W. GROSS lieferte 1962 eine stereoskopische Röntgenaufnahme von *Stensiöella heintzi* BROILI auf Taf. 6 und einen Schwanz der gleichen Art auf Taf. 8 Fig. 2.

4.3. Pseudorelief-Röntgenbilder

An das Verfahren, das Negativ zusammen mit einer reziprok geschwärzten Maske bei längerer Belichtung zu kopieren, schließt W. M. LEHMANN (1957, S. 16—17) die Herrichtung von Pseudorelief-Röntgenbildern an. Nach dem Kopieren mit einer reziprok geschwärzten Maske wird sie entfernt und dann kurz weiter belichtet, wodurch die Kontraste im Positivabzug beträchtlich gemildert werden. Wird dann die Maske gegen das Negativ um einen geringen Wert — etwa 0,2 bis 0,5 mm — seitlich verschoben, entsteht ein Pseudorelief-Röntgenbild, das kaum mehr den Eindruck eines Röntgenbildes macht und viel mehr einer reliefartigen Oberflächenaufnahme des Fossils ähnlich sieht.

Eine vorzügliche Wiedergabe eines Pseudorelief-Röntgenbildes gibt W. M. LEHMANN 1957 auf Taf. 54 (Taf. 11 Fig. 2). Es ist eine Abbildung von *Hystrigaster horridus* LEHMANN, der zusätzlich in Taf. 52 als Oberflächen-Aufnahme und in Taf. 53 als Röntgenaufnahme erscheint (Taf. 11 Fig. 1). Besonders auffällig und deutlich sind in dem Pseudorelief-Röntgenbild die teilweise im Gestein verborgenen Randstacheln der Arme und der Scheibe sowie das netzartige Gerüst des Scheibenskeletts.

5. Zur Technik der Röntgenaufnahmen

Mängel in der Aufnahme der Röntgenbilder werden häufig bei ungünstigen Dickenverhältnissen der durchstrahlten Platten hervorgerufen. Sie beeinträchtigen weniger die Feststellung und Beurteilung des Fossilinhaltes, sondern eignen sich nicht für die Wiedergabe im Positivverfahren. Stellen geringer Dicke werden auf dem Negativ oft schon starke und überstarke Schwärzungen aufweisen, während dickere Stellen der Schieferplatte auf dem Negativfilm noch unterbelichtet sind. Hier ist es zweckmäßig, die rohen Schieferplatten für die Röntgenaufnahme herzurichten. Dies läßt sich auf mechanischem Wege am einfachsten erreichen, indem man die Dickenunterschiede durch Abschaben ausgleicht. Anders muß man mit fertig präparierten Stücken verfahren, ganz besonders dann, wenn beidseitig Freilegungen von Fossilien vorgenommen worden sind und dabei die Tonschiefermasse örtlich durchstoßen wurde.

LEHMANN (1932, S. 329; 1938, S. 19) hat in solchen Fällen die Löcher der Schieferplatte mittels Kollodium, Zellophan, Uhu oder dgl. gedichtet und dann die Ver-

tiefungen mit einer Thorotrastlösung ausgefüllt oder die ganze Schieferplatte in eine mit der Thorotrastlösung gefüllte Papier- oder dünnwandige Aluminiumschale gelegt. Zuweilen wurde auch eine ThO_2 -haltige Paste verwendet, deren Absorptionsvermögen gegenüber den Röntgenstrahlen demjenigen des Tonschiefers entspricht.

Das käufliche Thorotrast, ein stabilisiertes Thoriumdioxysol mit 25% ThO_2 , läßt sich in jedem Mischungsverhältnis mit Wasser mischen. Die Lösung: 1 Teil Thorotrast mit 3 Teilen Wasser entspricht in ihrem Röntgenstrahlen-Absorptionswert ungefähr dem Tonschiefermaterial des Hunsrückschiefers (LEHMANN 1938, S. 19). Das ungiftige Präparat kann nach der Aufnahme mit nur geringem Substanzverlust wiedergewonnen werden.

6. Zusammenstellung der abgebildeten Röntgenaufnahmen von Hunsrückschieferfossilien

Recht zahlreiche Röntgenbilder von Hunsrückschieferfossilien sind angefertigt und auch veröffentlicht worden. Da sie in der Literatur stark verstreut wiedergegeben und z. T. nur schwer auffindbar sind, seien sie in folgender Liste zusammengetragen.

Pisces

- Lunaspis heroldi* BROILI — W. M. LEHMANN 1938, Taf. 8 Abb. 13—14
Gemündina stürzi TRAQUAIR — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 25
Stensiöella heintzi BROILI — W. GROSS 1962, Taf. 6 (Stereoskopische Röntgenaufnahme von dorsal); Taf. 8 Fig. 2 (Stereoskopische Röntgenaufnahme des Schwanzes); Abb. 3 (Zeichnung nach Röntgenaufnahme von dorsal); Abb. 4 (Zeichnung nach Röntgenaufnahme, Spiegelbild der Ventralseite)
Dipnorhynchus lehmanni WESTOLL — LEHMANN & WESTOLL 1953, Taf. 24C; LEHMANN 1956, Taf. 1 Fig. 3

Arthropoda

- Asteropyge* sp. — W. M. LEHMANN 1934, Abb. 1, 2b
Cheloniellon calmani BROILI — W. M. LEHMANN 1938, Taf. 7 Abb. 11—12
Mimaster hexagonalis GÜRICH — GÜRICH 1931, Abb. 1b, 2b
Mimaster hexagonalis GÜRICH — W. M. LEHMANN 1949, Taf. 2 Abb. 3; Taf. 4 Abb. 10; Taf. 5 Abb. 15; Taf. 6 Abb. 11, 16; Taf. 7 Abb. 13
Mimaster hexagonalis GÜRICH — W. M. LEHMANN 1956, Fig. 7
Nahecaris stürzi JAEKEL — W. M. LEHMANN 1932, Abb. 10 (Stereoaufnahme)
Palaeoisopus problematicus BROILI — W. M. LEHMANN 1959, Taf. 10 Fig. 3; Taf. 11 Fig. 1, 2
Palaeoscorpis devonicus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1944, Fig. 3
 " " " — W. M. LEHMANN 1956, Fig. 12
Phacops ferdinandi EM. KAYSER — W. M. LEHMANN 1938, Taf. 4 Abb. 4—6
Phacops sp. — W. M. LEHMANN 1932, Abb. 4; Abb. 6, 7 (Stereoaufnahme)
Vachonia rogeri LEHMANN — W. M. LEHMANN 1955, Taf. 11 Fig. 2; Taf. 12 Fig. 4
 " " " — W. M. LEHMANN 1956, Fig. 10
Weinbergina opitzi R. & E. RICHTER — R. & E. RICHTER 1929, Abb. 2
 " " " — R. OPITZ 1932, Abb. 10
 " " " — W. M. LEHMANN 1939, Taf. 7
 " " " — W. M. LEHMANN 1956, Taf. 1 Fig. 3; Taf. 2 Fig. 6

Mollusca

Cephalopoda

Orthoceras sp. — A. SEILACHER 1961, Bild 1

Gastropoda

Conularia tulipa R. & E. RICHTER — R. & E. RICHTER 1930, Abb. 1c
 „ „ „ — R. OPITZ 1932, Abb. 126

Brachiopoda

Brachiopoden — W. M. LEHMANN 1958, Taf. 10 Fig. 1; Taf. 11 Fig. 6, 7 (Stereoaufnahme)

Echinodermata

Blastoidea

Pentremitella osoleae LEHMANN — W. M. LEHMANN 1949, Abb. 2, 4, 7. Abb. 2 = Stereo-Röntgenaufnahme

Crinoidea

Acanthocrinus lingenbachensis LEHMANN — W. M. LEHMANN 1939, Taf. 3, 4
Arthroacantha claviger W. E. SCHMIDT — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 21
Diamenocrinus stellatus JAEKEL — W. M. LEHMANN 1955, Taf. 17 Fig. 12
Hapalocrinus sp. — A. SEILACHER 1961, Titelbild, Bild 1
Imitatorcinus gracilior (F. ROEMER) W. E. SCHMIDT — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 18
Imitatorcinus gracilior (F. ROEMER) W. E. SCHMIDT — W. M. LEHMANN 1956, Fig. 3
Parisocrinus schmidti LEHMANN — W. M. LEHMANN 1939, Taf. 1
Parisocrinus sp. — A. SEILACHER 1961, Titelbild, Bild 1
Pterocrinus ehrlicheri LEHMANN — W. M. LEHMANN 1955, Taf. 15 Fig. 4
Taxocrinus stürtzii FOLLMANN — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 19
Thallocrinus procerus W. E. SCHMIDT — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 17

Asterozoa

Archasterina cornuta LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 36 Fig. 2, 5
Baliactis devonicus SPENCER — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 25 Fig. 2, 3
 „ *scutatus* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 26 Fig. 5
 „ *tuberatus* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 26 Fig. 2
 „ sp. — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 27 Fig. 3
Bundenbachia beneckeii STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 24
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 25 Fig. 2
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 10 Fig. 5; Taf. 11 Fig. 2, 4
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1959, Taf. 11 Fig. 2
Cheiropteraster giganteus STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 1 Fig. 2
Echinasterella sladeni STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 37 Fig. 2, 4; Taf. 38 Fig. 3; Taf. 39 Fig. 2 (Taf. 38 Fig. 3 mit Resten von *Palaeoisopus problematicus* BROILI)
Encrinaster laevidiscus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 5 Fig. 5
 „ (*Aspidosoma*) *roemeri* F. SCHÖNDORF — W. M. LEHMANN 1938, Taf. 5—6 Abb. 7—9
Encrinaster roemeri (SCHÖNDORF) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 5 Fig. 2
Eospondylus primigenius STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 22
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 19 Fig. 4, 5; Taf. 23 Fig. 1; Taf. 24 Fig. 1
Eospondylus primigenius STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 15 Fig. 3, 4, 6
 „ „ *compactus* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 16 Fig. 3

- Eostella hunsrückiana* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 50 Fig. 6
Erinaceaster spinosissimus (F. ROEMER) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 4 Fig. 3
 „ *tenuispinosus* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 1 Fig. 2, 4
Euzonosoma tischbeinianum (F. ROEMER) — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 24 Fig. 2
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 4 Fig. 1, 6
Furcaster decheni (STÜRTZ) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 29 Fig. 2; Taf. 20 Fig. 2
 „ *palaeozoicus* STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 24
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 21 Fig. 2; Taf. 25 Fig. 1
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1956, Fig. 7
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 18 Fig. 2, 3, 4, 6
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1959, Taf. 11 Fig. 2
 „ *zitteli* (STÜRTZ) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 21 Fig. 2; Taf. 22 Fig. 3
Helianthaster rhenanus ROEMER — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 23
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 24 Fig. 4
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 30 Fig. 2, 4
 „ „ *microdiscus* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 31 Fig. 2
Hunsrückaster peregrinus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 49 Fig. 4
Hymenosoma opitzi LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 6 Fig. 2
Hystriaster horridus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 53 Fig. 1; Taf. 54 Fig. 1;
 Taf. 55 Fig. 2
Jaekelaster petaliformis STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 47 Fig. 2; Taf. 48 Fig. 1
Kentrospondylus decadactylus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 17 Fig. 2
Kyraaster inermis LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 50 Fig. 3
Leioactis hunsrückianus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 27 Fig. 6
Loriolaster gracilis LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 9 Fig. 3, 4
 „ *mirabilis* STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 20 Fig. 3; Taf. 22 Fig. 1 b
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 8 Fig. 2; Taf. 9 Fig. 2—5
Mastigophiura grandis LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 13 Fig. 2
Medusaster rhenanus STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 32 Fig. 2, 3, 6, 9
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1958, Taf. 9
Miospondylus rhenanus (STÜRTZ) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 14 Fig. 4
Ophiurina lymani STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 23 Fig. 3
Palaeactis lanceolatus LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 28 Fig. 3—4; Taf. 29 Fig. 2
Palaeophiomyza grandis STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 12 Fig. 3
Palaeophiura simplex STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 14 Fig. 2
Palaeosolaster gregoryi STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 40 Fig. 2
Palaeostella solida STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 41 Fig. 2, 4; Taf. 42 Fig. 3
Palasterina follmanni STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 33 Fig. 5
 „ *marginata* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 34 Fig. 6
 „ *maucheri* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 34 Fig. 3
 „ *taenibrachiata* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 35 Fig. 2
 „ *tilmanni* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 33 Fig. 2
Palasteriscus devonicus STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 24 Fig. 2
Protasteracanthion primus STÜRTZ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 51 Fig. 2
Schlüteraster schlüteri (STÜRTZ) — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 48 Fig. 2, 3
Urasterella asperula (ROEMER) — W. M. LEHMANN 1941, Abb. auf S. 22 (Pseudorelief-
 aufnahme)
Urasterella asperula (ROEMER) — W. M. LEHMANN 1951, Taf. 21 Fig. 1 b; Taf. 23 Fig. 2
 „ „ „ — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 43 Fig. 2; Taf. 44 Fig. 2, 3, 5
 „ *verruculosa* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1957, Taf. 45 Fig. 2; Taf. 46 Fig. 2

Holothuria

- Palaeocucumaria hunsrückiana* LEHMANN — W. M. LEHMANN 1958, Taf. 10 Fig. 1; Taf. 11
 Fig. 4, 5 (Stereoaufnahme)

7. Zusammenfassung

Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik von Hunsrückschieferfossilien hat W. M. LEHMANN in großem Stile gefördert. Als technischer Röntgenfachmann nahm er die Anregungen der Paläontologen zur Durchleuchtung von Tonschieferplatten des Hunsrückschiefers tatkräftig auf und richtete ein eigenes Laboratorium für Röntgenaufnahmen ein, woraus sich später in Bonn eine Universitätseinrichtung entwickelte.

Für die Untersuchung der eigenartigen Hunsrückschieferfauna, ganz besonders aber für die notwendige und umständliche Präparation der Fossilstücke erweist sich die Anwendung der Röntgentechnik von unschätzbarem Wert. Die Röntgenaufnahme weist den Fossilinhalt nach und spielt den Wegweiser bei der Durchführung der Präparationsarbeit oder ersetzt sogar als direkte Untersuchungsmethode die zeitraubende und schwierige Präparation.

Für die Bearbeitung und Deutung der Röntgenaufnahmen benutzt man möglichst kontrastreiche Negative. Von großem Wert sind Stereo-Röntgenaufnahmen, da bei ihrer Betrachtung ein räumliches Bild des Fossils im Gestein entsteht und dadurch auch Ausmessungen möglich werden. Für die Illustrierung von Veröffentlichungen eignen sich Pseudorelief-Röntgenbilder, die den Eindruck einer reliefartigen Oberflächenaufnahme entstehen lassen.

W. M. LEHMANN hat in seiner fast dreißigjährigen Praxis etwa 2800 Röntgenaufnahmen von Hunsrückschiefer-Gesteinsplatten mit Fossilien angefertigt.

Ein Großteil der veröffentlichten Röntgenaufnahmen von Hunsrückschieferfossilien wurde zusammengestellt.

8. Schriftenverzeichnis

- BRANCO, W.: Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Abh. kgl. preuß. Akad. Wiss., 1906, S. 1—55, 13 Abb., 4 Taf., Berlin 1906.
- BRUEHL: Über Verwendung von Röntgenschen X-Strahlen zu paläontologisch-diagnostischen Zwecken. — Verh. Berliner Physiol. Ges. im Archiv f. Anatomie u. Physiol., Physiol. Teil, Berlin 1896.
- DEECKE, W.: Die Fossilisation. 216 S., Berlin 1923.
- GERTH, H.: Walter Maximilian Lehmann (1880—1959). — Paläont. Z., **35**, S. 231—234, 1 Bild, Stuttgart 1961.
- GROSS, W.: *Lunaspis broilii* und *Lunaspis heroldi* aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon, Rheinland). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, S. 17—43, 10 Abb., Taf. 2—7, Wiesbaden 1961.
- Neuuntersuchung der Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 48—86, 11 Abb., Taf. 4—9, Wiesbaden 1962.
- GÜRICH, G.: *Mimaster hexagonalis*, ein neuer Kruster aus dem unterdevonischen Bundenbacher Dachschiefer. — Palaeont. Z., **13**, S. 204—238, 11 Abb., Berlin 1931.
- HARTMANN-WEINBERG, A. & REINBERG, S. A.: Die fossilhaltigen Gesteinsformationen im Röntgenbilde. — Bull. Acad. sciences Russie, VI sér., **19**, S. 279—292, 2 Taf., Leningrad 1925.
- JAEKEL, O.: Einen neuen Phylloocariden aus dem Unterdevon der Bundenbacher Dachschiefer. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, 1920, Mon.-Ber., S. 290—292, 1 Abb., Berlin 1921.
- KUHN, O.: Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer. — 48 S., 45 Abb., Wittenberg-Lutherstadt 1961.

- LEHMANN, W. M.: Stereo-Röntgenaufnahmen als Hilfsmittel bei der Untersuchung von Versteinerungen. — Nat. u. Mus., **62**, S. 323—330, 12 Abb., Frankfurt a. M. 1932.
- Röntgenuntersuchung von *Asteropyge* sp. BROILI aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.Bd. **72**, B, S. 1—14, Taf. 1, 2 Abb., Stuttgart 1934.
- Neue Entdeckungen in alten Museumsschätzen. Röntgendurchleuchtung von Versteinerungen des Hunsrückschiefers. — Die Umschau, **41**, S. 567—571, 8 Abb., Frankfurt Main 1937.
- Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., Jg. 1938, S. 16—24, Taf. 3—8, Stuttgart 1938.
- Neue Beobachtungen an Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer. — Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Jg. 1939, No. 13, S. 1—17, 7 Taf., 1 Abb., Berlin 1939.
- Ein Bronteide aus dem Hunsrückschiefer. — Zbl. Mineral. usw., Jg. 1940, B, S. 310 bis 314, 2 Abb., Stuttgart 1940.
- Die Fauna des Hunsrückschiefers. — Rhein. Heimatpflege, **13**, S. 16—26, 11 Abb., Düsseldorf 1941.
- *Palaeoscorpilus devonicus* n. g. n. sp., ein Skorpion aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Mineral. etc., Mh., 1944, B, S. 177—185, 4 Abb., Stuttgart 1944.
- *Mimetaster hexagonalis* GÜRICH. — N. Jb. Mineral. etc., Abh., **91**, B, S. 101—120, 16 Abb., Stuttgart 1949.
- *Pentremitella osoleae* n. g. n. sp., ein Blastoid aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — N. Jb. Mineral. etc., Mh., Jg. 1949, B, S. 186—191, 7 Abb., Stuttgart 1949.
- Anomalien und Regenerationserscheinungen an paläozoischen Asterozoen. — N. Jb. Geol., Paläont., Abh. **93**, S. 401—416, Taf. 19—25, Stuttgart 1951.
- & WESTOLL, T. S.: A primitive dipnoan fish from the Lower Devonian of Germany. — Proc. roy. soc. London, Ser. B, **140**, 1952—1953, S. 403—421, Taf. 24, London 1953.
- *Vachonia rogeri* n. g. n. sp. ein Branchiopod aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — Paläont. Z., **29**, S. 126—130, Taf. 11 u. 12, 2 Abb., Stuttgart 1955.
- Beobachtungen und Röntgenuntersuchungen an einigen Crinoiden aus dem rheinischen Unterdevon. — N. Jb. Geol. usw., Abh. **101**, S. 135—140, Taf. 14—17, 1 Abb., Stuttgart 1955.
- *Dipnorhynchus lehmanni* WESTOLL, ein primitiver Lungenfisch aus dem rheinischen Unterdevon. — Paläont. Z., **30**, S. 21—25, Taf. 1, Abb. 1 u. 2, Stuttgart 1956.
- Kleine Kostbarkeiten in Dachschiefern. — Der Aufschluß. 3. Sonderheft: Vom Hunsrück zum Westrich. Zur Geologie des oberen Nahegebietes um Idar-Oberstein, S. 63 bis 74, 20 Abb., VFMG, Roßdorf bei Darmstadt 1956.
- Beobachtungen an *Weinbergina opitzi* (Merost., Devon). — Senck. leth., **37**, S. 67—77, 2 Taf., 3 Abb., Frankfurt am Main 1956.
- Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf., Wiesbaden 1957.
- Über einen 21-armigen *Medusaster rhenanus* STUERTZ aus dem unterdevonischen Hunsrückschiefer. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 79—80, Taf. 9, Wiesbaden 1958.
- Eine Holothurie zusammen mit *Palaenectria devonica* und einem Brachiopoden in den unterdevonischen Dachschiefern des Hunsrücks durch Röntgenstrahlen entdeckt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 81—86, 3 Abb., Taf. 10—11, Wiesbaden 1958.
- Neue Entdeckungen an *Palaeoisopus*. — Paläont. Z., **33**, S. 96—103, Taf. 10 u. 11, 4 Abb., Stuttgart 1959.
- OPITZ, RUD.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 223 S., 179 Abb., Birkenfeld [1932].
- RICHTER, R. & E.: *Weinbergina opitzi* n. g. n. sp., ein Schwertträger (Merost., Xiphos.) aus dem Devon (Rheinland). — Senckenbergiana, **11**, S. 193—209, 4 Abb., Frankfurt a. M. 1929.
- Bemerkenswert erhaltene Conularien und ihre Gattungsgenossen im Hunsrückschiefer (Unterdevon) des Rheinlandes. — Senckenbergiana, **12**, S. 152—171, 5 Abb., Frankfurt 1930.

- SEILACHER, A.: Ein Füllhorn aus dem Hunsrückschiefer. — Natur u. Volk, **91**, S. 15—19, 4 Bilder, Frankfurt M. 1961.
- SEITZ, O. & GOTHAN, W.: Paläontologisches Praktikum. — 173 S., 48 Abb., Berlin 1928.
- TILMANN, N.: Überblick über die Entwicklung der vorzeitlichen Fauna und Flora des Rheinlandes. Eine Einführung. — Rheinische Heimatpflege, **13**, S. 4—15, 12 Abb., Düsseldorf 1941.

Manuskript eingegangen am 23. 4. 1963

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers

4. Fossilien und organogener Detritus im Sediment

Von

FRITZ KUTSCHER und **MANFRED HORN**, Wiesbaden

Mit Tafel 12

Kurzfassung: Die Art der Fossilüberlieferung im Hunsrückschiefer-Sediment wurde an Hand von veröffentlichten Röntgenaufnahmen untersucht. Es wurde wahrscheinlich gemacht, daß die Gezeitenströme Tierleichen, im Zerfall befindliche Körperteile, organogenen Detritus und Sediment bewegten und gleichzeitig zur Ablagerung brachten.

Inhalt

1. Einleitung	87
2. Die Form des Fossilvorkommens in der sandigen und tonigen Unterdevon-Fazies	88
3. Beispiele der Fossilführung im Hunsrückschiefer-Sediment	89
4. Erklärungsversuch für die Fossileinbettung im Hunsrückschiefer-Sediment	90
5. Zusammenfassung	90
6. Schriftenverzeichnis	91

1. Einleitung

Die Röntgenaufnahmen der Hunsrückschieferfossilien durch W. M. LEHMANN haben uns eine Fülle von Bildern beschert (ca. 2800 Stück). Sie bieten nicht nur hervorragende Darstellungen von Fossilien und ihren Einzelheiten, sondern lassen in manchen Fällen auch zusätzliche Aussagen über die Art und Weise der Einbettung und das Verhältnis Sediment und Fossilinhalt zu. Besonders der Erhaltungszustand der Fossilien wird durch diese Methode gut demonstriert.

W. M. LEHMANN erwähnt gelegentlich das Vorhandensein von organogenem Detritus; eine ganze Reihe von seinen veröffentlichten Röntgenbildern, besonders in der Asterozoen-Arbeit (1957), lassen mehr oder weniger stark zerfallene Fossilteile erkennen, die man in ihrer Gesamtheit als organogenen Detritus bezeichnen kann. Einige dieser Röntgenbilder sollen der Ausgangspunkt für die folgenden Betrachtungen über das Vorkommen und die Verbreitung von Fossilien, Fossilresten und organogenem Detritus im Hunsrückschiefer-Sediment sein.

2. Die Form des Fossilvorkommens in der sandigen und tonigen Unterdevon-Fazies

In den Gesteinsschichten des sandig ausgebildeten Unterdevons ist die fossile Tier- und Pflanzenwelt vornehmlich in Fossilbänken, in Form von Lumachellen oder als Belag von Schichtflächen überliefert worden. Hiergegen treten Einzelfossilien auf den Schichtflächen oder im Sediment eingebettet verhältnismäßig selten auf. Gewisse Ruhestandszeiten in der Sedimentation, gelegentlich aber auch ein Wechsel in der Strömungsform und -geschwindigkeit, führten zur Anhäufung von tierischen und pflanzlichen Lebensresten die dann bei günstiger Zudeckung konserviert wurden.

Ein ganz anderes Bild weisen die Fossilvorkommen in den Tonschiefer-Schichten des Hunsrückschiefers — und darin folgen ihnen auch zumeist die Mittel- und Oberdevonischen Tonschieferablagerungen — auf. Bereits 1931 stellte ich die völlig abweichende Form und Zusammensetzung der Fossilvorkommen im Kauber Dachschiefer (S. 196–197) denen der sandigen Bornicher Schichten des Hunsrückschiefers (S. 202–203) gegenüber und demonstrierte den Unterschied.

Im tonigen Sediment sind es zumeist nur Einzelformen, die die Schichtoberfläche oder das Sediment selbst einnehmen. Nur gelegentlich lassen sich Zusammenschwemmungen von Fossilien registrieren. Aber auch dann ist eine Beschränkung festzustellen; keineswegs sind Anhäufungen von Fossilien zu beobachten, für die die Bezeichnung Fossilbank oder Lumachelle oder dgl. berechtigt wäre. Normale Fossilbänke, die das tonig-sandige Milieu des Unterdevons beherrschen, bilden hier die Ausnahme (KUTSCHER 1934, KUTSCHER & HORN 1962).

Neben der Art der Fossilführung besteht ein weiterer grundlegender Unterschied in der Zusammensetzung der fossilen Tierwelt. In sandigen Sedimenten des Unterdevons sind ganz bevorzugt Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden überliefert, deren Bänke oft in mehrfacher Wiederholung übereinanderliegen können. Keineswegs fehlen Vertreter anderer Tiergruppen; sie können sogar örtlich besonders häufig angetroffen werden (Häutungsplatz von *Homalonotus*, Fisch-Linsen u. dgl.). Im Gegensatz hierzu gehören zu den überlieferten Organismenresten des tonigen Hunsrückschiefers ganz bevorzugt Vertreter aller Echinodermatenklassen, Arthropoden, Cephalopoden, Fische und Coelenteraten, wobei die oben genannten, im sandigen Niveau beheimateten Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden keineswegs fehlen.

Das tonig-schluffige Schlick-Substrat im Verein mit spezifischen Milieubedingungen des Hunsrückschiefermeeres haben offensichtlich die günstigen Lebensbedingungen für diese eigenartige und andersgeartete Fauna geschaffen.

Schließlich ist als dritter trennender Faktor der Fossilüberlieferungen im sandigen und tonigen Substrat die Fossilisation zu nennen. Kalkschalen und Chitinhäute trotzen auf dem sandigen Untergrund der Zerstörung und förderten so die Auslese bis zur Eindeckung und Diagenese. Im werdenden Tonstein dagegen wurden die Tierleichen mit einer schützenden Schwefelkieshaut überzogen und so der weiteren Zerstörung entzogen. Ebenso mögen auch Schwefelwasserstoff-Anreicherungen die Oxydation örtlich unterbunden und bei der Überlieferung vieler Weichteile Pate gestanden haben.

3. Beispiele der Fossilführung im Hunsrücksschiefer-Sediment

Über die Art der Fossilführung im Hunsrücksschiefer-Sediment existieren zumeist nur unvollständige, gelegentlich auch irreführende Angaben. Die meisten Fossilien, die sich in den Sammlungen befinden, sind über Händler oder Schieferspalter erworben und somit von den Fundumständen und Fundschichten völlig getrennt worden.

Aufsammlungen an Ort und Stelle geben aber auch nur in seltenen Fällen direkte Auskunft über die Art der Fossilführung. Gewisse Aussagen lassen sich gelegentlich bei und nach der Präparation machen.

Unschlagbar ist hier wiederum die Röntgenaufnahme, die es erst erlaubt, den ganzen Fossilinhalt sichtbar zu machen. Aus der großen Zahl der LEHMANNschen Röntgenaufnahmen seien 2 besonders schöne Beispiele zur Wiederveröffentlichung und Beschreibung herausgegriffen, da sie für die Deutung besonders eindrucksvoll sind.

Taf. 12 Fig. 1: Die Röntgenaufnahme ist bei W. M. LEHMANN 1957, Taf. 29 Fig. 2 abgebildet. Die geröntgte Tonschieferplatte stammt von der Grube Schielenberg bei Herrstein; sie wird im Geol.-Paläont. Institut der Universität Bonn aufbewahrt. Das sehr harte Gestein ließ sich sehr schwer präparieren und veranlaßte W. M. LEHMANN, eine Röntgenaufnahme anzufertigen. Außer dem Asterozoen *Palaeactis lanceolatus* W. M. LEHMANN, der bereits durch eine rohe Präparation erkannt war, konnte ein kleines Exemplar von *Palasterina tilmanni* W. M. LEHMANN sichtbar gemacht sowie Bruchstücke von *Anetoceras*-Schalen (rechte untere Bildecke, linker mittlerer Bildrand), Crinoidenreste und nicht bestimmbarer „Detritus“ festgestellt werden. Viele kleinere Reste, bei denen es sich z. T. um Tentaculiten handeln könnte, sind offenbar durch eine Strömung eingeregelt worden.

Auffällig ist das Nebeneinander von \pm gut erhaltenen Fossilien (Asterozoen und *Anetoceras* sp. in der rechten unteren Ecke) und solchen, die sich in Auflösung befinden oder sogar schon restlos zerfallen sind.

Taf. 12 Fig. 2: Diese Röntgenaufnahme ist bei W. M. LEHMANN 1957, Taf. 14 Fig. 4 abgebildet. Das Original befindet sich im Geol.-Paläont. Institut der Universität Bonn. Die Fossilplatte aus Bundenbach brachte im Gegensatz zur präparierten Oberfläche bei der Röntgenaufnahme ein gut erhaltenes Exemplar von *Miospondylus rhenanus* (STÜRTZ) zum Vorschein; daneben wurden im Sediment noch *Ophiurina lymani*, *Furcaster palaeozoicus*, *Bactrocrinus jaekeli*, vermutlich ein (?) Zweischaler sowie vorwiegend Crinoiden-Detritus sichtbar. Auch hier können wir das Nebeneinander aller Erhaltungsformen feststellen.

Neben diesen beiden auffälligen Fossilplatten lassen sich aus den Röntgenbildern von W. M. LEHMANN 1957 eine Reihe weiterer Beispiele aufführen.

Taf. 4 Fig. 1: *Euzonosoma tischbeinianum* (F. ROEMER) mit Detritus.

Taf. 5 Fig. 5: *Encrinaster laevidiscus* W. M. LEHMANN mit Detritus.

Taf. 9 Fig. 2: *Loriolaster mirabilis* STÜRTZ mit unbestimmbarem Fossilrest und Detritus. Die Oberflächenaufnahme Taf. 9 Fig. 1 zeigt Chondriten.

Taf. 11 Fig. 4: *Bundenbachia beneckeii* STÜRTZ mit Detritus.

Taf. 13 Fig. 2: *Mastigophiura grandis* W. M. LEHMANN mit unbestimmbaren Crinoidenresten und Detritus.

- Taf. 21 Fig. 2: *Furcaster zitteli* (STÜRTZ) mit Arnteilen in verschiedenen Ebenen und Detritus.
 Taf. 26 Fig. 2: *Baliactis tubernatus* W. M. LEHMANN mit Detritus.
 Taf. 28 Fig. 3: *Palaeactis lanceolatus* W. M. LEHMANN mit Detritus.
 Taf. 31 Fig. 2: *Helianthaster rhenanus* var. *microdiscus* W. M. LEHMANN mit Detritus.
 Taf. 32 Fig. 9: *Medusaster rhenanus* STÜRTZ mit einem zusammenhängendem Crinoidenstiel und Detritus.
 Taf. 33 Fig. 2: *Palasterina tilmanni* W. M. LEHMANN mit einem nicht bestimmbar großen Stachel (?).
 Taf. 37 Fig. 2: *Echinasterella sladeni* STÜRTZ, vermutlich mit abgelösten Teilen des Tieres und Detritus.
 Taf. 38 Fig. 3: *Echinasterella sladeni* STÜRTZ mit Resten eines *Palaeoisopus*, übereinander liegend.
 Taf. 45 Fig. 2: *Urasterella verruculosa* W. M. LEHMANN mit Detritus.
 Taf. 46 Fig. 2: *Urasterella verruculosa* W. M. LEHMANN mit *Ophiurina lymani* STÜRTZ.

Manche Röntgenaufnahmen, die sich in anderen Veröffentlichungen bei W. M. LEHMANN befinden (KUTSCHER 1963), zeigen ähnliche Verhältnisse an.

4. Erklärungsversuch für die Fossileinbettung im Hunsrückschiefer-Sediment

Recht eingehend hatte sich RUD. RICHTER bereits 1931 mit der Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer, den er als schwarzen Schlammstein bezeichnete, beschäftigt. Seine sehr feinsinnigen Beobachtungen und Erklärungen, die sich weitgehend an die Verhältnisse im heutigen Wattenmeer anlehnen, haben auch heute noch Gültigkeit. Zu recht ähnlichen Ergebnissen hatten ebenfalls auch meine Untersuchungen vor mehr als 30 Jahren geführt (1931).

Bei den hier zur Untersuchung anstehenden Fällen, die ein Neben- und Übereinander von gut erhaltenen, in Auflösung befindlichen und völlig zerfallenen Tieren (= Detritus) dokumentieren, scheint in erster Linie ein Sedimentationsvorgang vorzuliegen. Von einer Strömung aufgenommene, gut erhaltene Tierleichen, einschließlich vom Zerfall gezeichnete und in Auflösung befindliche Leichenteile und nicht zuletzt völlig mit Sediment vermischter organogener Detritus wanderten gemeinsam zu einer letzten Ablagerungsstelle und bildeten mit dem neu entstehenden Sediment eine Grabgemeinschaft. Solche Feststellungen passen sich gut in die häufig zitierten Wattenverhältnisse ein. Der täglich sich wiederholende Gezeitenstrom, gelegentlich beeinflußt in seiner Intensität und Richtung, kann zu episodenhaften Sedimentbildungen führen und je nach Erfassung von tierisch besiedelten Räumen auch den organogenen Inhalt mitführen und ablagern.

In dieser Beobachtung und Erklärung ist mitbeinhaltet, daß keineswegs ein Regelfall für das Hunsrückschiefer-Sediment postuliert werden soll. Sicherlich wechselten in dem fast 1000 m mächtigen Sediment Sedimentations- und Lebensbedingungen. So mögen die mitgeteilten Verhältnisse den Wert von Milieubeschreibungen behalten und darüber hinaus den Anstoß zu weiteren Beobachtungen geben.

5. Zusammenfassung

Die sandigen Unterdevon-Schichten im Rheinischen Schiefergebirge und das tonige Hunsrückschiefer-Sediment beherbergen die Fossilien in recht unterschiedlicher Form:

Auf der einen Seite restlos von Fossilien erfüllte Bänke, Schille, Lumachellen und Flächenbelegungen, dort Einzelfossilien, bescheidene Fossilnester, Fossilinseln und nur ganz selten Massenanhäufungen. Hierzu treten weitere Unterschiede in der Fossilisationsart und in der Tierstamm-mäßigen Zusammensetzung.

An Hand von veröffentlichten Röntgenaufnahmen aus dem Hunsrückschiefer wurde eine besondere Form des Fossilinhaltes beschrieben; neben gut erhaltenen Einzelformen befinden sich im Zerfall befindliche Leichenreste und organogener Detritus innerhalb der Schichtpakete. Zur Erklärung dieser Verhältnisse wurde der Sedimentationsvorgang im heutigen Wattenmeer herangezogen.

Die Beobachtungen und Erklärungen sollen keineswegs für das gesamte Hunsrückschiefer-Sediment verallgemeinert werden und lediglich den Charakter von Milieubeschreibungen besitzen.

6. Schriftenverzeichnis

- KUTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177—232, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1931.
— Über eine Fauna im Hunsrückschiefer des Hahnenbachtals. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 141—145, Berlin 1934.
— & HORN, M.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband, S. 134—139, Taf. 13 u. 14, Stuttgart 1962.
LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **21**, 160 S., 31 Abb., 55 Taf., Wiesbaden 1957.
RICHTER, RUD.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, **13**, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.

Manuskript eingegangen am 3. 5. 1963

Das Unter-Devon im Bereich des Lützelsoons (Siegen-Stufe, Hunsrück; südliches Rheinisches Schiefergebirge) *

Von

RICHARD ZINSER, Mainz

Mit 5 Abbildungen und Tafeln 13—19

Kurzfassung: Das Unterdevon des Lützelsoongebietes (Hunsrück, südl. Rheinisches Schiefergebirge) umfaßt eine etwa 1000 m mächtige Folge von klastischen Sedimenten, deren petrographische Ausbildung, Fossilführung und Lagerungsverhältnisse beschrieben werden. Das Profil beginnt mit dem unteren Taunusquarzit (Rauhflaser-Gruppe). Darüber folgen der obere Taunusquarzit (Herdorf-Gruppe) und sandig-tonig ausgebildete fossilreiche Übergangsschichten (Zerfer Schichten, tiefe Ulmen-Gruppe). Den Abschluß bildet der Hunsrücksschiefer (Ulmen-Gruppe).

Durch eingehende tektonische Untersuchungen wird der erzgebirgisch ausgerichtete Faltenbau des Lützelsoongebietes geklärt und eine jüngere Überprägung des Faltenwurfes durch Störungen nachgewiesen.

Abstract: The Lower Devonian of the area of Lützelsoon (Hunsrück, Southern Rhenish Schiefergebirge) consists of a sequence of elastic sediments with a thickness of about 1000 m. The petrographical development, the contents of fossils and the structure of the beds are described. The profile begins with the lower Taunusquarzit (Rauhflaser-Gruppe). Next follow the upper Taunusquarzit (Herdorf-Gruppe) and a transition belt consisting of sandy-shaly sediments with a rich contents of fossils (Zerfer Schichten, lower part of the Ulmen-Gruppe). The profile ends with the Hunsrücksschiefer (Ulmen-Gruppe).

As the result of intensive investigations the NE-SW striking folding tectonics of Lützelsoon is cleared and a younger deformation of the folding caused by faults is proved.

Résumé: Le Dévonien inférieur du Lützelsoon (Hunsrück, massif schisteux rhénan méridionale) se forme d'une série d'environ 1000 m de sédiments clastiques. Dans cet article on décrit la constitution pétrographique, le contenant des fossiles et la déposition actuelle de l'ensemble. Le profil commence avec le Taunusquarzit inférieur (Rauhflaser-Gruppe), sera continu par le Taunusquarzit supérieur (Herdorf-Gruppe) et par des couches de transition sableuses-argileuses enrichées de fossiles (Zerfer Schichten, partie inférieure de la Ulmen-Gruppe). Le profil se termine avec le Hunsrücksschiefer (Ulmen-Gruppe).

Enfin on éclaircit par des études détaillées le tectonique de plissement du Lützelsoon tous dirigés NE vers le SW et démontre par des failles trouvées une déformation plus jeune comme le plissement.

*) Gekürzt aus: „R. ZINSER, Taunusquarzit und Hunsrücksschiefer im Bereich des Lützelsoons (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge)“. (Dissertation, Mainz 1959, D 77.)

Inhalt

I. Einleitung	93
II. Die Schichtenfolge.	95
III. Das Alter der Schichtenfolge und ihre Einstufung in das Rheinische Unterdevon	104
IV. Die Tektonik des Lützelsoongebietes.	108
V. Zusammenfassung	115
Schriftenverzeichnis	116

I. Einleitung

Der Lützelsoon bildet sowohl morphologisch wie geologisch die südwestliche Fortsetzung des nördlichen Soonwaldzuges, der sich vom Rhein bis zum Kellenbachtal

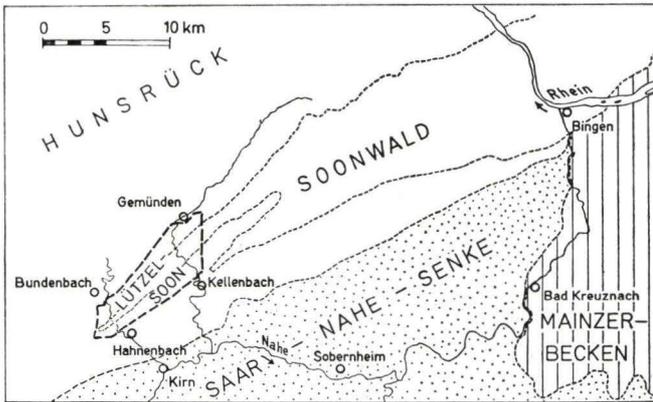


Abb. 1. Lage des Lützelsoons im südlichen Rheinischen Schiefergebirge

(= Simmerbachtal) südlich des Ortes Gemünden erstreckt. (Abb. 1) Der Höhenzug und seine Umgebung werden von einer verfalteten und z. T. tektonisch stark gestörten unterdevonischen Schichtenfolge aufgebaut, die den höheren Abschnitt des unteren Taunusquarzits, den oberen Taunusquarzit und einen Teil des Hunsrückschiefers umfaßt.

Im Gegensatz zu den gleichaltrigen Ablagerungen der Siegenstufe im Siegerland sind diese Schichten allgemein arm an Fauna. Ihre gegenseitige Abgrenzung und ihre stratigraphische Einstufung bereiten deshalb Schwierigkeiten, die in den unterschiedlichen Meinungen der Bearbeiter des südlichen Rheinischen Schiefergebirges zum Ausdruck kommen (Abb. 2). Abweichend von der bisher festgestellten Fossilarmut wurde bei einer Kartierung auf Blatt Gemünden (Top. Karte 1:25000) (6110) im oberen Taunusquarzit und in den unmittelbar darüber folgenden Schichten eine reiche Faunenführung beobachtet. Mit ihrer Hilfe und unter Berücksichtigung der Petrographie wird in der vorliegenden Arbeit versucht, die im Bereich des Lützelsoons austreichenden Schichten stratigraphisch zu gliedern und in das Unterdevon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges einzustufen. Das Schwergewicht der Untersuchungen wird dabei auf die Grenze Taunusquarzit/Hunsrückschiefer gelegt.

	A. FUCHS 1899—1933	NÖRING 1939		KUTSCHER 1940	SOLLE 1950		
		SW-Hunsrück	Mittelrheingeb.		SE-Hunsrück	SW-Hunsrück	
Unterkoblentz	Singhofener Schichten Eeger Sch. Porphyroid-T. Spitznaack-Schichten	Unterkoblentz	Kauber Schichten	Hunsrück-schiefer-Fazies Sandiges Unterkoblentz		Singhofener Schichten mit Porphyroid-T.	
Hunsrückschiefer	Bornicher Sch. Kauber Schichten Sauertaler Sch. (Lorchh. + Wispert.Schichten)		Zerfer Schichten			Bornicher Sch.	
Ober-Siegen	Oberer Taunus-quarzit	Ober-Siegen	Oberer Taunus-quarzit	Oberer Taunus-quarzit	Oberer Taunus-quarzit	Kauber Schichten	Kauber Schichten
Mittel-Siegen	Unterer Taunus-quarzit		Unterer Taunus-quarzit			Unterer Taunus-quarzit	
						Tiefste Hsk. Sch. Ob. Taunus-quarzit	
						Taunusquarzit	
						Dhrontalschichten (Hunsrück-schiefer s. 1. mit eingelagertem Dhrontalquarzit)	
							Unterems
							Ulmen-Gr.
							Herdorf-Gr.
							Rauhflaser-Gr.

Abb. 2. Die bisherige Einstufung der Schichten im südlichen Rheinischen Schiefergebirge.

Die wichtigsten Ergebnisse einer gleichzeitig durchgeführten tektonischen Bearbeitung des Gebietes sind im Abschnitt Tektonik zusammengefaßt.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. FALKE, Mainz dem ich an dieser Stelle für die Förderung der Arbeit in Diskussionen und gemeinsamen Geländebegehungen danken möchte. Nicht weniger Dank schulde ich Herrn Ob. Reg. Geologe Dr. KUTSCHER, Wiesbaden, der mich mit Hinweisen und Ratschlägen unterstützte. Herrn Prof. Dr. SOLLE, Darmstadt, Herrn Dr. SCHMIDT, Krefeld und Herrn Dr. ERBEN, Bonn, danke ich für Hilfe bei der Faunenbestimmung. Die Durchsicht der Fossiltabellen übernahm in dankenswerter Weise Herr Dr. ROTHAUSEN, Mainz.

II. Die Schichtenfolge

Die unterdevonischen Schichten des Lützelsoongebietes sind im Bereich der tief eingeschnittenen Quertäler des Hahnen- und des Kellenbaches in zahlreichen Aufschlüssen anzutreffen. Außerhalb der Täler wird ihr Ausstrich allgemein von jungen Bildungen (? praeoligozäne Verwitterungsdecke, Periglazialschutt, Hangschutt) der Beobachtung entzogen.

Die Abfolge des Unterdevons wurde vom Hangenden zum Liegenden wie folgt gegliedert:

Hunsrückschiefer	
„Übergangsschichten“	
Taunusquarzit	{
	oberer Taunusquarzit
	unterer Taunusquarzit

1. Der Taunusquarzit

Der Taunusquarzit tritt im Kern des Höhenzuges des Lützelsoons zu Tage. Sein Ausstrich ist von der Koppensteiner Höhe im Osten des Blattes Gemünden bis an den Huhnheck südlich Sonnschied (westlich vom Hahnenbachtal) zu verfolgen, wo der Taunusquarzit an einer großen Diagonalstörung endet.

Die Taunusquarzitabfolge baut einen in sich stark verfalteten Großsattel auf. Auf seinen Flanken folgen Übergangsschichten und Hunsrückschiefer. Innerhalb der Taunusquarzit-Antiklinale können mehrere größere tektonische Einheiten ausgeschieden werden (vgl. Abschnitt IV und Taf. 13).

a) Der untere Taunusquarzit (über 100 m)

Der Taunusquarzit beginnt mit einer eintönigen und fossilfreien Folge von hellen, überwiegend grobgeschichteten Quarziten, die im Kern der größeren Sättel der Taunusquarzit-Antiklinale zu Tage austreichen. Auf Grund ihres petrographischen Bildes wurde die Abfolge in Übereinstimmung mit der Gliederung LEPPLAS (1900 und 1904) als unterer Taunusquarzit angesprochen. Ihre Hangendgrenze ist dorthin zu le-

gen, wo erstmals mächtigere sandig-tonige und tonige Sedimente in Form von Wechsellagerungen mit Quarziten auftreten.

Im Kern des Langenstein-Sattels ist der untere Taunusquarzit von der Koppensteiner Höhe aus in südwestlicher Richtung über das Kellenbachtal und den „Katzenstein“ bis an den NW-Abfall der Womrather Höhe, teils in Aufschlüssen, teils nach Hangschutt zu verfolgen. Eine Reihe größerer Aufschlüsse auf dem steilen Westhang des Kellenbachtals gewähren einen guten Einblick in seinen Aufbau. Die Abfolge beginnt in dem großen Sattel oberhalb Straßenkilometer 36,0 bzw. nördlich Höhe 465,8 m mit einer rund 50 m mächtigen Folge von sehr harten Quarziten von hellgrauer bis grüngrauer Farbe. Anfangs vereinzelt, im ansteigenden Profil allmählich zunehmend, schalten sich rötlich bis blauviolett getönte Quarzite ein. Die hellen Quarzite sind grob bis sehr grob geschichtet (im Mittel 10—20 cm) und liefern einen sehr groben Verwitterungsschutt (Rosseln beiderseits vom Kellenbachtal). Die rötlich bis blauviolett getönten Quarzite sind dagegen häufig feiner geschichtet und zerfallen dünnbankig bis gelegentlich plattig. Auf Schichtflächen sind oft dünne Bestege von grüngrauem Tonschiefer und Serizitlagen zu beobachten.

Im höheren Teil des unteren Taunusquarzits (ca. 40—50 m) treten die weißgrauen und grüngrauen Quarzite zum Hangenden hin zurück. Dagegen treten zunehmend dunkelgraue, gelbbraune und braunrot bis rotviolett gefärbte Quarzite auf, die im höchsten Abschnitt oft feingeschichtet sind und dünnbankig bis plattig zerfallen. In den obersten 25 m der beschriebenen Abfolge schalten sich grüngraue und glimmerreiche sandige Tonschiefer und „Sandschiefer“ (stark sandige Tonschiefer) ein. Sie bilden zusammen mit dünnen Quarzitlagen und Quarzitfasern bis 5 cm mächtige Wechsellagerungen.

Im Lützelsoo-Sattel sind nach den Lagerungsverhältnissen nur die höheren Teile der beschriebenen Abfolge vorhanden. Sie sind am „Blickenstein“, an der Womrather Höhe und vom „Teufelsfels“ bei Schnepfenbach bis zur Straße Bruschied-Hennweiler aufgeschlossen und zeigen die gleiche petrographische Zusammensetzung wie im Kellenbachtal.

Ein etwas anderes Bild zeigt der untere Taunusquarzit im Kern des Roter Stein-Sattels. Dieser Taunusquarzitsattel hebt sich weniger aus seiner jüngeren Umgebung heraus als der Langenstein-Sattel, so daß hier nur die obersten 50—60 m zu Tage austreichen. Die Aufschlüsse am Westhang des Kellenbachtals (oberhalb Straßenkilometer 35,3—35,5) lassen erkennen, daß am Aufbau der Schichtenfolge vorwiegend hellgraue bis graue, grobgeschichtete Quarzite beteiligt sind. Die dunklen Quarzite, die im Langenstein- und Lützelsoo-Sattel charakteristisch sind, sowie dünne pelitische Einschaltungen treten fast nicht in Erscheinung.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des unteren Taunusquarzits beträgt über 100 m. Eine Aussage über die Gesamtmächtigkeit ist nicht möglich, da der im Rheingebiet und im südwestlichen Hunrück den Taunusquarzit unterlagernde Hermeskeilsandstein im Lützelsoogebiet an keiner Stelle zu Tage austreicht.

Fossilien wurden im unteren Taunusquarzit keine gefunden. Der von KUTSCHER (1953) vom „Teufelsfels“ beschriebene Fundpunkt befindet sich nach den vorliegenden Untersuchungen vermutlich im tiefsten Abschnitt des oberen Taunusquarzits (vgl. Abschnitt III).

b) Der obere Taunusquarzit (130—140 m)

Die Abfolge setzt sich aus hellen bis dunkelgrauen und „bunten“ (d. h. mehr oder weniger intensiv rot, rotbraun bis violett getönten) Quarziten sowie Grauwacken, Sand- und meist dunklen Tonschiefern zusammen. Generell ist eine Zunahme der pelitischen Komponente im aufsteigenden Profil nachweisbar. Auf die Abgrenzung zum unteren Taunusquarzit wurde bereits im vorigen Kapitel hingewiesen. Die petrographische Grenze zu den im Hangenden folgenden Übergangsschichten wird dorthin gelegt, wo erstmals milde, blauschwarze Tonschiefer vom Typus des Hunsrückschiefers in größerer Mächtigkeit auftreten.

Auf dem Nordwestflügel des Langenstein-Sattels ergeben die Aufschlüsse auf der Westseite des Kellenbachtals ein nahezu lückenloses Profil des oberen Taunusquarzits, der hier petrographisch weitgehend dem oberen Taunusquarzit LEPPLAS entspricht.

Die Schichtenfolge beginnt mit einer ca. 10 m mächtigen Wechsellagerung von grauen und bunten Quarziten mit zahlreichen bis 10 cm mächtigen Bänken von dunklen Grauwacken und olivgrünen bis grüngrauen Sand- und Tonschiefern (Aufschluß im „Sattel“ zwischen N. D. „Langenstein“ und dem etwa 50 m weiter westlich gelegenen Waldweg). Der hier zu beobachtende Wechsel von Quarziten mit sandig-tonigen Sedimenten ist für die gesamte Abfolge des oberen Taunusquarzits auf der NW-Flanke des Langenstein-Sattels charakteristisch. Bis etwa 80 m über der Liegendgrenze beherrschen noch graue und schwach rötlich bis violett getönte Quarzite das Bild. Tonige Einschaltungen sind auf mehrere 5 bis 10 m mächtige Schichtpakete beschränkt, in denen sie häufig in Form von 20—30 cm mächtigen Bänken auftreten. In den obersten 50—60 m der Abfolge verschiebt sich das Bild zugunsten der sandig-tonigen Schichten. In den bereits von KUTSCHER (1934) beschriebenen Aufschlüssen am Serpentinweg nach Schlierschied (Westseite des Kellenbachtals, gegenüber dem Steinbruch der Kirner Hartsteinwerke, zwischen r²⁶⁰⁵ 440, h⁵⁵²⁶ 760 und r²⁶⁰⁵ 500, r⁵⁵²⁶ 940) treten an Stelle geschlossener Quarzitfolgen Wechsellagerungen von plattig-dünnbankigen, meist bunten Quarziten mit z. T. dunklen, quarzitischen Grauwacken und Sandschiefern. Dazwischen schieben sich mit Annäherung an die Hangendgrenze des Taunusquarzits immer mächtigere Folgen von Sand- und Tonschiefern ein. Etwa 110—120 m über der Liegendgrenze (NW der Abzweigung des Serpentinweges, r ca. ²⁶⁰⁵ 560, h⁵⁵²⁶ 950) treten erstmals milde, blauschwarze Tonschiefer vom Typus des Hunsrückschiefers auf.

Auffallend und bemerkenswert ist die Beobachtung, daß die Zunahme des pelitischen Materials im aufsteigenden Profil nicht allein in Form von tonigen Einschaltungen zum Ausdruck kommt, vielmehr ist auch eine zunehmende „Verunreinigung“ der Quarzite durch Tonsubstanz festzustellen. In einzelnen Bänken, vor allem im höheren Teil des Profils, nimmt der Tonanteil in den bunten Quarziten so stark zu, daß die Bindung der einzelnen Quarzkörner nur noch teilweise quarzitisches ist. Diese Quarzite unterscheiden sich makroskopisch meist nicht von feinkörnigen Grauwacken. Bei weiterer Zunahme des Tonanteils gehen sie in Sandschiefer über.

Die reinen wie die durch starke Tonanteile gekennzeichneten Quarzite sind feinkörnig und meist feingeschichtet. Die Schichtflächen sind häufiger als im unteren Taunusquarzit durch Tonschieferbestege und Serizitlagen betont. Der Verwitterungs-

schutt ist daher plattig-dünnbankig bis scherbilig. Nur die grauen Quarzite, die vereinzelt auch im höchsten Teil des oberen Taunusquarzits vorkommen, sind gröber geschichtet und liefern einen verhältnismäßig groben Schutt.

Eine ähnliche Zusammensetzung wie im Kellenbachtal zeigt der obere Taunusquarzit an der Koppensteiner- und der Gemündener-Höhe. Die Abfolge beginnt auch hier mit einer Wechselfolge von Quarziten und sandig-tonigen Sedimenten im Hangenden der geschlossenen Quarziterie des unteren Taunusquarzits (Aufschluß 25 m SE des Burgfrieds der Ruine Koppenstein, r ³³90 510, h ⁵⁵27 780).

Vom Kellenbachtal nach W macht sich ein zunehmender Tongehalt bemerkbar. Am SW-Ende des Lützelsoon-Sattels, beiderseits vom Hahnenbachtal, wird die gesamte Abfolge des oberen Taunusquarzits zu einem großen Teil aus wechsellagernden grauen und „bunten“ Quarziten, grauen und grüngrauen, sandigen Tonschiefern, Sandschiefern und Grauwacken sowie blaugrauen Tonschiefern aufgebaut. Milde und dunkle Tonschiefer sind vereinzelt bereits im mittleren Teil der Abfolge zu beobachten. Sandige und pelitische Sedimente wechseln einander sehr rasch ab, so daß feingeschichtete und plattig-dünnbankige Gesteine vorherrschen. Grobgeschichtete Quarzite von grüngrauer Farbe treten als mächtige Bänke nur noch im tieferen Teil des Profils vereinzelt auf.

Vom Langenstein-Sattel nach SE ist dagegen eine deutliche Abnahme des Tonanteils festzustellen. Bereits auf der SE-Flanke dieses Sattels werden die dunklen Quarzite und die sandig-tonigen Schichten des höheren Profilschnitts teilweise durch dickbankige, oft graue Quarzite vertreten. Am deutlichsten ist dieser Fazieswechsel auf der SE-Flanke des Roter Stein-Sattels (westliche Talseite, oberhalb km 35,210—35,340) zu erkennen. Der obere Taunusquarzit beginnt auch hier mit einer Wechsellagerung von Quarziten und sandig-tonigen Sedimenten, die aber nur eine Mächtigkeit von rund 5 m erreicht. Darüber folgt ein etwa 30 m mächtiges Schichtpaket, das ähnlich wie der höchste Teil des unteren Taunusquarzits im Langenstein-Sattel aus grauen, meist grobgeschichteten Quarziten mit wenigen geringmächtigen Bänken von Sandschiefern und sandigen Tonschiefern aufgebaut wird. Stärkere sandig-tonige Einschaltungen und „bunte“ Quarzite sind erst im höheren Teil des Profils vorhanden, vor allem 80—90 m über der Liegendgrenze.

Am augenfälligsten ist der fazielle Wechsel im höchsten Teil des Profils. Etwa 90 m über der Liegendgrenze setzt eine Serie von grobgeschichteten, meist grauen Quarziten ein. Sie erreicht eine Mächtigkeit von etwa 50 m und tritt als „Roter Stein“ morphologisch in Erscheinung. Nur in den obersten 10—15 m schalten sich Bänkchen von Grauwacken und grauen Sand- und Tonschiefern ein, deren Zahl und Mächtigkeit im aufsteigenden Profil auf kurze Erstreckung rasch zunehmen. Einige Meter unter der Hangendgrenze schalten sich erstmals milde, blauschwarze Tonschiefer ein.

Im vorherrschenden sandig-tonig entwickelten oberen Taunusquarzit im Westen des Untersuchungsgebietes wie in den stärker quarzitisches ausgebildeten Profilen im Kellenbachtal wurden eine große Anzahl von Fossilvorkommen festgestellt. Die stratigraphisch tiefsten Fundpunkte liegen 35—40 m über der Grenze zum unteren Taunusquarzit. Weitere fossilführende Abschnitte konnten 60—65 m, 85—90 m und 110—120 m über der Basis des oberen Taunusquarzits festgestellt werden. Es ist bemerkenswert, daß die Fossilführung im gesamten Untersuchungsgebiet auf diese Ho-

rizonte beschränkt ist. Nur die Fundpunkte im höchsten Teil der Abfolge westlich des Hahnenbachtals konnten wegen der stark gestörten Lagerungsverhältnisse nicht genau eingestuft werden. In fast allen Fällen ist die Fauna an dunkle Quarzite mit stark tonigem Bindemittel oder an Wechsellagerungen mit Grauwacken und Sandschiefern gebunden. Sie ist übereinstimmend mit den bisherigen Beobachtungen im Hunsrück artenarm, aber individuenreich (vgl. Taf 14). Ihre Zusammensetzung ist jedoch typisch für die Herdorf-Gruppe der Siegenstufe. Von den älteren zu den jüngeren Fundpunkten zeigen sich nur geringe, aber charakteristische Änderungen, auf die in Abschnitt III näher eingegangen werden wird.

2. Die Übergangsschichten

Im gesamten Lützelsoongebiet setzen im Hangenden des Taunusquarzits sandig-tonig bis tonig entwickelte, quarzitarne Schichten ein. Innerhalb dieser Schichtenfolge hält die bereits beim oberen Taunusquarzit beobachtete Zunahme des Tongehaltes im aufsteigenden Profil an. Sie verbindet so den oberen Taunusquarzit mit dem Hunsrückschiefer und wird deshalb als „Übergangsschichten“ bezeichnet.

Die Liegendgrenze ist durch den verhältnismäßig raschen Wechsel von quarzitreichen und tonschieferarmen zu quarzitarnten und tonschieferreichen Schichten recht gut zu fassen. Die Hangendgrenze ist nur auf der SE-Flanke des Roter Stein-Sattels scharf. An allen übrigen Stellen gehen die Übergangsschichten durch Zunahme des Tonschieferanteils allmählich in den im Hangenden folgenden Hunsrückschiefer über. Die Grenze kann in dem Bereich angenommen werden, wo nach stärker sandig entwickelten Schichten geschlossene Tonschieferfolgen einsetzen.

Die Übergangsschichten streichen auf den Flanken der Taunusquarzitsättel zu Tage. Sie bilden vor allem die Füllung der Henauer Mulde zwischen dem Roter Stein- und dem Langenstein-Sattel (vgl. Taf. 13).

Vermutlich altersgleich sind die petrographisch ähnlich aufgebaute Grauwackenserie von Rudolfshaus und weitere vorwiegend aus Grauwacken und sandigen Tonschiefern zusammengesetzte Schichtenfolgen an der Grohenmühle (zwischen Gehweiler und Gemünden) und nördlich von Rudolfshaus.

a) Die Übergangsschichten im Bereich der Taunusquarzit-Antiklinale (130—140 m)

Auf der SE-Flanke des Roter Stein-Sattels setzt sich der tiefere Teil der Übergangsschichten aus einer Folge von dunklen, sandigen Tonschiefern, grauen bis grün-grauen Sand- und Grauwackenschiefern und Grauwackenbänken (bis 30 cm mächtig) zusammen. Bis etwa 70 m über der Liegendgrenze schalten sich noch häufig dunkle Quarzite und quarzitische Grauwacken in Bänken bis 30 cm Mächtigkeit ein. Ferner erscheinen sie in Form von Linsen und Flasern, die gelegentlich über einen Meter mächtige Bänke von rauhfaserartigem Gefüge aufbauen (Aufschluß an der Straße Gemünden-Kellenbach, oberhalb km 35,140—35,160). Milde blauschwarze Tonschiefer schalten sich nur vereinzelt ein.

Zwischen 70 m und 110 m bestimmen milde bis schwach sandige, meist blauschwarze Tonschiefer das Bild. Geringmächtige Bänken und Folgen von Grauwacken,

Grauwacken- und Sandschiefern sind nur im tieferen Teil dieses Profilabschnittes noch häufiger zu beobachten. Quarzite fehlen bzw. erscheinen wie die quarzitischen Grauwacken nur in Form dünner Flasern (zusammen mit sandigen Schichten).

Über diesem vorherrschend tonig entwickelten Abschnitt folgt eine stark sandig entwickelte Schichtenfolge, die bis zur Grenze zum Hunsrückschiefer hinaufreicht (100—135 m). Sie ist ähnlich wie das Profil zwischen 0 und 70 m entwickelt. Es fehlen jedoch die Quarzite, während milde, blauschwarze Tonschiefer etwas stärker als dort hervortreten. Dunkle, quarzitische Grauwacken sind häufig. Sie bilden z. T. Bänke von über 2 m Mächtigkeit, die aber seitlich rasch ausdünnen oder in rauhfaserartige Schichten übergehen. Besonders erwähnenswert ist eine 0,5 bis 1 m mächtige Bank von grüngrauer bis bläulichgrauer Grauwacke knapp unterhalb der Grenze zum Hunsrückschiefer. Sie steht mit einer Korngröße von über 1 mm im deutlichen Gegensatz zu den durchweg feinkörnigen Sedimenten der gesamten Schichtenfolge vom oberen Taunusquarzit bis zum Hunsrückschiefer und zeigt eine große Ähnlichkeit mit den Porphyroidtuffiten der Singhofener Schichten des Mittelrheingebietes. Es konnten jedoch keine eindeutigen Tuffbestandteile nachgewiesen werden.

Die Hangendgrenze der Übergangsschichten ist verhältnismäßig gut zu fassen, da auf kurze Erstreckung der Übergang von den beschriebenen Schichten zu dem fast ausschließlich aus milden, blauschwarzen Tonschiefern aufgebauten Hunsrückschiefer erfolgt (Aufschlüsse oberhalb km 35,02—35,10 der Straße Gemünden—Kellenbach, r³³⁹⁰ 560, h⁵⁵²⁵ 975).

Im Profil der Übergangsschichten in der Henauer Mulde treten stärkere Quarziteinschaltungen nur noch 21—37 m über der Liegendgrenze auf. Quarzitische Grauwacken in Form von grobfaserigen Bänken (bis 10 cm mächtig) und Quarzitflasern im Wechsel mit Sandschiefern und Grauwacken sind ebenfalls auf die unteren 40—50 m des Profils beschränkt. Der obere Teil der Abfolge, der SE vom Roter Stein-Sattel stark sandig entwickelt ist, setzt sich hier aus milden bis schwach sandigen Tonschiefern mit einzelnen dünnen Sandschiefer- und Grauwackenbänken zusammen.

Auf der NW-Flanke des Langenstein-Sattels sind in ungestörtem Verband mit dem oberen Taunusquarzit nur die unteren 20 m der Übergangsschichten nachzuweisen (W und NW der Abzweigung des Serpentinweges nach Schlierschied und auf der Ostseite des Kellenbaches). Sie zeigen die gleiche petrographische Zusammensetzung wie der tiefste Teil der Abfolge in der Henauer Mulde bzw. auf der SE-Flanke des Roter Stein-Sattels. Im NW grenzen sie mit einer größeren Aufschiebung an eine etwa 100 m mächtige, ebenfalls sandig entwickelte Schichtenfolge, die unter Hunsrückschiefer austreicht und zusammen mit diesem den SE-Flügel der Gehlweiler Mulde (südlich der Anzenfelder Mühle) aufbaut. Ihr unterer Teil besteht aus Wechselagerungen von milden bis sandigen Tonschiefern, Sandschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken. Im aufsteigenden Profil erfolgt durch die Zunahme der milden Tonschiefer ein allmählicher Übergang zum Hunsrückschiefer. Das gesamte Schichtpaket ist stärker tonig entwickelt als der höhere Abschnitt der Übergangsschichten im SE, dem es vorbehaltlich zugeordnet wird.

Eine noch stärkere Zunahme des Tongehaltes, besonders im höheren Teil der Abfolge, ist vom Roter Stein-Sattel zum SW-Ende des Lützelsohn-Sattels hin festzustellen. Die unteren 30 m des Profils, das beiderseits vom Hahnenbachtal anzu-

treffen ist, entsprechen in ihrer Zusammensetzung dem tiefsten Teil des Profils in der Henauer Mulde. Darüber folgt ein 50—60 m mächtiges Schichtpaket, das, wie der höchste Teil der Abfolge südlich der Anzenfelder Mühle, überwiegend aus milden bis schwach sandigen Tonschiefern aufgebaut ist. Die Zunahme der milden Tonschiefer leitet allmählich zum Hunsrückschiefer über, der hier die obersten 50—60 m der Übergangsschichten faziell zu vertreten scheint.

Ähnlich ausgebildete Schichten streichen NW der Überschiebung des Lützelsoon-Sattels auf dem SE-Flügel der Sonnschieder Mulde aus. Wie bei den Schichten südlich der Anzenfelder Mühle ist kein sicherer Beweis für eine Einstufung in die Übergangsschichten vorhanden.

Die Gegenüberstellung der Profile zeigt ein Verzahnen von stärker sandig entwickelten Schichten im E und SE mit stärker tonigen Schichten im W und NW. Wie im oberen Taunusquarzit greift die tonige Fazies im aufsteigenden Profil immer weiter nach SE vor.

Der untere Teil der Übergangsschichten im Bereich des Kellenbachtals zeichnet sich durch eine starke Fossilführung aus. Die Mehrzahl der in Taf. 14 zusammengestellten Faunenlisten stammt von Fundpunkten in der Henauer Mulde, wo die Schichten am wenigsten gestört und am besten aufgeschlossen sind. Die Fossilführung beginnt an der Wende oberer Taunusquarzit/Übergangsschichten. In der Henauer Mulde liegen die jüngsten Fundpunkte etwa 80 m über der Liegendgrenze. Auf der NW-Flanke des Langenstein-Sattels und der SE-Flanke des Roter Stein-Sattels scheint dagegen die Fossilführung auf die unteren 30 m beschränkt zu sein. Im Hahnenbachtal wurden Hinweise auf Fauna nur knapp über der Liegendgrenze beobachtet.

Die Fauna ist fast ausschließlich an 0,5—20 cm mächtige Bänken von harter, grüngrauer bis olivgrüner, feinkörniger Kalkgrauwacke gebunden. Sie ist in frischem Gestein kalkschalig erhalten, so daß bestimmbares Fossilmaterial nur aus dem in stark angewittertem Zustand rotbraunen bis schokoladenbraunen, porösen Gestein gesammelt werden konnte.

Die Faunenvergesellschaftung ähnelt der im oberen Taunusquarzit, obwohl die Artenzahl kleiner und die Individuenhäufigkeit wesentlich geringer ist (vgl. Taf. 14). Außerdem ist die Fauna fast durchweg kleinschalig und zeigt deutliche Verkümmerserscheinungen. Vermutlich ist die Verarmung und Verkümmerng z. T. faziesbedingt. Daneben erfolgt aber mit dem Verschwinden einzelner typischer Arten aus dem Taunusquarzit [z. B. *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER)] und dem Auftreten neuer Spiriferen-Arten ein faziesunabhängiger Wandel des Faunenbildes, auf den in Abschnitt III näher eingegangen werden wird. Auf Grund dieses Wandels können die sandig-tonigen Sedimente im Hangenden des Taunusquarzits auch in stratigraphischem Sinne als Übergangsschichten bezeichnet und von den älteren Schichten abgetrennt werden.

b) Die Grauwackenserie von Rudolfshaus und petrographisch
ähnlich ausgebildete Schichten

Ungefähr 400 m südlich von Rudolfshaus ist beiderseits vom Hahnenbachtal eine etwa 100 m mächtige Schichtenfolge aufgeschlossen, die auf Grund ihres petrogra-

phischen Aufbaues und ihrer Lage als „Grauwackenserie von Rudolfshaus“ bezeichnet wird. Die nach SE einfallenden Schichten bilden zusammen mit dem im aufsteigenden Profil folgenden Hunsrückschiefer den NW-Flügel der Sonnenschiefer Mulde.

Das Profil dieser Abfolge ist durch einen raschen Wechsel von teilweise quarzitischen Grauwacken, Grauwacken-, Sand- und sandigen Tonschiefern mit Tonschiefern vom Typus des Hunsrückschiefers in Bänken von durchschnittlich 20 cm Mächtigkeit gekennzeichnet. Der tiefere Teil zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem mittleren und höheren Abschnitt der Übergangsschichten im Bereich der Henauer Mulde. Wie dort treten fossilführende Kalkgrauwackebänken auf. Der höhere Teil, der im aufsteigenden Profil eine rasche Zunahme des Tonschieferanteils zeigt, entspricht petrographisch dem höchsten Teil der Übergangsschichten in dem südlich gelegenen Lützelsohn-Sattel. Die Grenze zum Hunsrückschiefer ist wie dort durch einen allmählichen Übergang verwischt. Im NW grenzt die Grauwackenserie mit einer größeren Störung an jüngere Schichten, so daß Hinweise auf das Liegende fehlen (siehe Abschnitt IV).

Die gleiche petrographische Zusammensetzung wie der obere Teil der Grauwackenserie von Rudolfshaus zeigen die grauwackenreichen Schichten, die etwa 400 m nördlich von Rudolfshaus (Nordkurve der Straße nach Bruschied, r ²⁶⁰⁰360, h ⁵⁵²³140) aufgeschlossen sind. Die 70—80 m mächtige Abfolge fällt nach SE ein und geht im aufsteigenden Profil allmählich in Hunsrückschiefer über, der die Füllung der Mulde von Rudolfshaus bildet. Die Grenze zu dem im Nordwesten anstehenden Hunsrückschiefer ist vermutlich tektonischer Natur. Fossilführung wurde nicht festgestellt.

Ein weiterer Aufschluß von Grauwackenschichten befindet sich unmittelbar an der Grohenmühle NW Gehlweiler. Sie bilden den NW-Flügel der Hunsrückschiefermulde von Gehlweiler und grenzen im NW ebenfalls an Hunsrückschiefer. Die unteren 25—30 m der Serie enthalten, im Gegensatz zur Grauwackenserie von Rudolfshaus und ähnlich wie der tiefste Teil der Übergangsschichten im Bereich des Langenstein-Sattels, bis zu 0,5 m mächtige Bänke von quarzitischen Grauwacken (? Quarzite). Im aufsteigenden Profil verschwinden die quarzitischen Einschaltungen und mächtige Tonschieferfolgen leiten zum Hunsrückschiefer über.

Eine Beweisführung für die Altersgleichheit der Grauwackenserien mit den Übergangsschichten im Bereich der Taunusquarzit-Antiklinale auf faunistischer Grundlage ist nicht möglich, da nur in der Grauwackenserie von Rudolfshaus eine kleine, artenarme Fauna vorkommt (vgl. Taf. 14). Sie gibt lediglich den Hinweis, daß diese Grauwackenserie jünger ist als die fossilführenden unteren Übergangsschichten in der Henauer Mulde (vergl. Abschnitt III). Jedoch können die Grauwackenserien auf Grund ihrer Petrographie gut mit den fossilfreien oberen Übergangsschichten im Kellenbachtal verglichen werden. Für eine solche Einstufung spricht auch die Tatsache, daß die Grauwackenserie in gleicher Weise wie die Übergangsschichten im aufsteigenden Profil in den Hunsrückschiefer übergehen.

3. Der Hunsrückschiefer (über 600 m)

Die zum überwiegenden Teil aus Tonschiefern aufgebauten Schichten im Hangenden der Übergangsschichten werden von der Mehrzahl der Bearbeiter des südlichen

Rheinischen Schiefergebirges als Hunsrückschiefer bezeichnet. Im untersuchten Gebiet nimmt diese eintönige Abfolge im Vergleich zu den älteren Gliedern des Unterdevons weite Räume ein. Die großen Hochflächen beiderseits des Lützelsoons werden fast nur von ihm aufgebaut. Der Hunsrückschiefer südlich des Höhenzuges bildet die SE-Flanke der Taunusquarzit-Antiklinale (Roter Stein- und Lützelsoon-Sattel). Im Norden wurden einige große Mulden mit Hunsrückschieferfüllung beobachtet (vgl. Abschnitt IV).

Die Aufschlüsse entlang der Straße Gemünden-Kellenbach (km 34,350—35,020) und am Osthang des Hahnenbachtals (an und oberhalb der Straße Rudolfshaus-Hahnenbach, km 26,280—27,080) geben einen guten Einblick in den petrographischen Aufbau der Abfolge auf der SE-Flanke der Taunusquarzit-Antiklinale. Innerhalb des untersuchten Gebietes streichen im Hahnenbachtal etwa 450 m, im Kellenbachtal rund 600 m Hunsrückschiefer aus. Die Schichtenfolge wird fast nur von milden bis schwach sandigen Tonschiefern von blauschwarzer bis blaugrauer Farbe aufgebaut. Die unteren 100—150 m zeigen aber noch deutliche Anklänge an die Übergangsschichten durch Einschaltungen von sandigen Tonschiefern, Sandschiefern, Grauwackenschiefern und Grauwacken (Flasern und dünne Bänkchen von selten mehr als 20 cm Mächtigkeit). Sie sind vor allem im tiefsten Teil der Abfolge zahlreich, wo sie zusammen mit milden Tonschiefern 5—10 m mächtige Schichtpakete aufbauen.

Im aufsteigenden Profil macht sich wie in den älteren Schichten eine Abnahme des Sandgehaltes bemerkbar. Für den mittleren und vor allem für den höheren Abschnitt sind deshalb mächtige Folgen von milden, ebenspaltenden, oft kieselgallenführenden Tonschiefern charakteristisch, die nördlich Königsau an einigen Stellen als Dachschiefer abgebaut wurden (Straße Gemünden-Kellenbach, km 34,4—34,5). Zwischen die einzelnen „Dachschieferserien“ schieben sich weniger mächtige Pakete von sandigen Tonschiefern im Wechsel mit dünnen Sandschiefer- und Grauwackenbänkchen ein.

Den gleichen petrographischen Aufbau zeigen die 350—400 m mächtigen Hunsrückschieferprofile in den Mulden von Rudolfshaus, Sonnschied und Gehweiler. Die überwiegend aus milden, ebenspaltenden Tonschiefern zusammengesetzte Abfolge im höheren Abschnitt des Hunsrückschieferprofils der Mulde von Rudolfshaus, auf der Dachschieferbergbau umgeht, liegt etwa im gleichen Niveau über der Liegendgrenze wie die „Dachschieferfolge“ bei Königsau auf der SE-Flanke der Taunusquarzit-Antiklinale.

Die Fossilführung des Hunsrückschiefers ist auf einzelne Crinoidenstielglieder, Einzelkorallen und Trilobitenreste beschränkt. Die Parallelisierung und die stratigraphische Einstufung der Vorkommen nördlich und südlich der Taunusquarzit-Antiklinale erfolgt ausschließlich auf petrographisch-tektonischer Grundlage (vgl. Abschnitt IV).

Die Gesamtmächtigkeit des Hunsrückschiefers ist nicht festzulegen, da an keiner Stelle im Lützelsoongebiet und seiner weiteren Umgebung jüngere Schichten erhalten sind. Das im Südteil des Gebietes rund 600 m mächtige Hunsrückschieferprofil erfaßt mit Sicherheit nur einen Teil der gesamten Abfolge.

Ein Fazieswechsel, wie er in den tieferen Schichten festgestellt werden konnte, ist zur Zeit des Hunsrückschiefers nicht zu beobachten.

III. Das Alter der Schichtenfolge und ihre Einstufung in das Rheinische Unterdevon

Die Fauna der unterdevonischen Schichten im Lützelsoongebiet ist in ihrer Gesamtheit typisch für die Siegenstufe (vgl. Taf. 14). Das betrifft im besonderen die Faunenvergesellschaftung im oberen Taunusquarzit mit *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER) und anderen bezeichnenden Formen. Die Fauna ist artenarm im Vergleich zu den Fundpunkten der gleichaltrigen Schichten im Siegerland, obwohl eine große Zahl von Arten im Lützelsoon erstmals gefunden und die wenigen bereits bekannten Fossilisten (Taf. 15) beträchtlich vergrößert werden konnten. Auffallend ist der Individuenreichtum der Gattungen *Rhenorensseleeria*, *Tropidoleptus* und *Chonetes*.

Von den älteren zu den jüngeren Fundpunkten vollzieht sich ein sichtbarer Wandel in der Zusammensetzung der Fauna, der eine genauere altersmäßige Einstufung der Schichtenfolge zuläßt. Die ältesten Fundpunkte — 35—40 m über der Basis des oberen Taunusquarzits — haben z. T. verhältnismäßig viel Fossilien geliefert. Zu nennen sind die Fundpunkte¹⁾ östlich vom „Katzenstein“ (Fundpunkt 45), an der Straße Bruschied-Hennweiler sowie oberhalb des Zufahrtweges zum Steinbruch Faber (66, 67, 70 und 71) und NE Höhe 447,6 nördlich der Straße Bruschied-Hennweiler (72). Von dem zuletzt genannten Fossilvorkommen stammt vermutlich auch die Faunenliste, die KUTSCHER (1952) vom „Teufelsfels“ erwähnt (72b in Taf. 15). Die Fauna zeichnet sich durch großschalige Lamellibranchiaten wie z. B. *Pterinea (Cornellites) costata* (GOLDFUSS) und *paillettei* (OEHLERT), *Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum* (GOLDFUSS) und *Rousseauia pseudocapuliiformis* (MAILLEUX) aus. Dazu tritt an den Fundpunkten an der Straße Bruschied-Hennweiler eine starke Häufung ebenfalls großschaliger Exemplare von *Stropheodonta (Stropheodonta) herculea* (DREVERMANN). Das Auftreten dieser Formen, vor allem *Rousseauia pseudocapuliiformis* (MAILL.), die nach DAHMER (1934) ihre Hauptverbreitung in den Seifener Schichten des Siegerlandes haben, veranlaßten KUTSCHER (1952) die Fauna am „Teufelsfels“ in die Seifener Faungemeinschaft der obersten Rauhflaserschichten [= Niveau Katzenloch (NÖRING 1939)] einzustufen. Die neuen Aufsammlungen zeigen aber, daß die großschaligen Lamellibranchiaten sehr stark hinter den Brachiopoden zurücktreten. Außerdem wurde — wenn auch nur in wenigen Exemplaren — eine *Homalonotus*-Art gefunden, die als *H. ruderdorfiensis* R. & E. RICHTER bestimmt werden konnte. Diese Art ist nach ihrem Auftreten im Siegerland als typische Form der Herdorf-Stufe anzusehen. Schließlich ist von Fundpunkt 72 ein Exemplar von *Hysterolites (A.) aff. arduennensis latestriatus* a SOLLE zu erwähnen. Damit dürfte die Fauna im tiefsten Teil des oberen Taunusquarzits entgegen der Ansicht von KUTSCHER etwas jünger sein als die Seifener Fauna. Sie spricht für tiefste Herdorf-Gruppe, so daß die Grenze unterer/oberer Taunusquarzit entsprechend dem bisherigen Stand der stratigraphischen Untersuchungen mit der Grenze Rauhflaser-Gruppe/Herdorf-Gruppe zusammenfällt.

Die jüngeren Fundpunkte im oberen Taunusquarzit (60—65, 85—90 und 110—120 m über der Basis) zeigen gegenüber den älteren Fundpunkten eine nur wenig veränderte Faungemeinschaft. Die Fauna hat Herdorf-Alter, belegt durch die typische Ver-

¹⁾ Die Lage der im Text genannten und in Taf. 14 u. 15 aufgeführten Fundpunkte ist Taf. 16 u. 17 zu entnehmen.

gesellschaftung von *Hysterolites (Acrospirifer) primaevus* (STEININGER), *Hysterolites (A.) prohysericus* (MAURER), *Hysterolites (Hysterolites) hystericus* (SCHLOTHEIM), *Rhenorenselaeria strigiceps* (F. ROEMER) und *crassicosta* (KOCH), *Leptodomus gracilis* DAHMER und andere. *Rousseawia pseudocapuliformis* (MAILLIEUX) fehlt an allen Fundpunkten. Die großschaligen Lamellibranchiaten treten stark in den Hintergrund. Ebenfalls nur noch verhältnismäßig selten und fast immer in kleinwüchsigen Exemplaren tritt *Stropheodonta (Str.) herculea* (DREVERMANN) auf. *Rhenorenselaeria crassicosta* (KOCH) wurde im Vergleich zum Siegerland nur vereinzelt gefunden. Dagegen ist die Spezies *strigiceps* (F. ROEMER) in den tieferen Fundpunkten oft bankbildend. Ihre Häufigkeit nimmt aber im aufsteigenden Profil stark ab. Ein ähnliches Verhalten zeigt *Hysterolites (A.) primaevus* (STEININGER) und *prohysericus* (MAURER). Dagegen erscheint *Hysterolites (Hyst.) hystericus* (SCHLOTHEIM) in den jüngeren Fundpunkten häufiger als in den älteren.

Statigraphisch wichtig ist die Beobachtung, daß die Hysteroliten und im besonderen *Hysterolites (A.) primaevus* (STEININGER) unbeeinflußt vom petrofaziellen Wechsel an fast allen Fundpunkten im höheren Teil der Abfolge nachgewiesen werden können.

Die Mehrzahl der in den fossilführenden tieferen Übergangsschichten im Bereich der Taunusquarzit-Antiklinale gefundenen Formen tritt bereits im oberen Taunusquarzit auf, so daß die Faunengemeinschaft ebenfalls charakteristisch für die höhere Siegen-Stufe ist. Mit dem Einsetzen der stark tonigen Sedimente erfolgen aber einige bemerkenswerte Änderungen in der Zusammensetzung der Fauna. Die Artenzahl nimmt im Vergleich zum oberen Taunusquarzit stark ab, obwohl einige Arten neu auftreten. So sind z. B. *Hysterolites (A.) primaevus* (STEININGER), *Hysterolites (A.) prohysericus* (MAURER) und *Rhenorenselaeria crassicosta* (KOCH) auf den Taunusquarzit beschränkt.

Bei den neu auftretenden Arten handelt es sich um:

- Hysterolites (Acrospirifer) cf. arduennensis* (SCHNUR)
- Hysterolites (Acrospirifer) aff. arduennensis latestriatus* α SOLLE (bereits 2 fragliche Exemplare im oberen Taunusquarzit).
- Hysterolites (Acrospirifer) aff. pellico* (ARCH. & VERN.)
- Hysterolites aff. incertus* (FUCHS)
- Stropheodonta (Leptostrophia) cf. explanata* (SOWERBY)
- Asteropyge cf. boopis* (R. RICHTER)
- Tentaculites aff. fuhrmanni* (DAHMER)

also Arten, die bereits im höheren Siegen erscheinen, ihre Hauptverbreitung aber in der höchsten Siegenstufe (Ulmengruppe) und (oder) im Ems haben. Auffällig ist schließlich die Abnahme des Individuenreichtums, vor allem der typischen Bodenbewohner, während Fische, Trilobiten, Gastropoden und Tentaculiten häufiger sind als im oberen Taunusquarzit. Zu nennen sind hier auch *Zygobeyrichia devonica* (JONES & WOODWARD) und *roemeri* (KAYSER). Sie treten in den Übergangsschichten oft bankbildend auf. Ihr stratigraphischer Leitwert ist fraglich. Einzelne Exemplare wurden bereits in den jüngsten Fundpunkten des oberen Taunusquarzits in toniger Fazies gefunden, so daß der Schluß nahe liegt, daß ihr starkes Auftreten in den Übergangsschichten durch den petrographischen Wechsel verursacht wird.

Durch die starke Häufung von Gastropoden, Trilobiten und Fischresten²⁾ und das Fehlen von *Rhenorenselaeria crassica* (KOCH) u. a. gleicht die Fauna der Übergangsschichten der vom Darustwald bei Bingen (Darustwald-Kohlenberg-Niveau). Die dort gefundene Fauna tritt in petrographisch ähnlich ausgebildeten Schichten auf und wird von KUTSCHER (1936) in die oberste Herdorf-Gruppe gestellt. Die im Lützelsoongebiet gefundene *Hysterolites*-Arten, *Hyst. (A.)* cf. *arduennensis* (SCHNUR) und *Hyst. (A.)* aff. *arduennensis latestriatus* a SOLLE, sprechen nicht gegen eine solche Einstufung der Übergangsschichten, da sie nach SOLLE (1953) im Hunsrück schon in den Schichten der höheren Siegen-Stufe lokal häufig vorkommen. Es treten jedoch mehrere Arten auf, die den typischen Formen des höchsten Siegen und (oder) des Ems zumindest sehr nahe stehen (*Asteropyge* cf. *boopis* (R. RICHTER) u. a.). Vor allem aber fehlt *Hysterolites (A.) primaevus* (STEININGER), der in wenigen Exemplaren im Darustwald-Niveau gefunden wurde, und der nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen auch in der tiefsten Ulmen-Gruppe nachzuweisen ist. Sein Verschwinden an der Hangendgrenze des Taunusquarzits ist mit Sicherheit nicht faziell bedingt, da sich die Hysteroliten durch ihr verhältnismäßig häufiges Auftreten in der stark tonigen Fazies des oberen Taunusquarzits und in den Übergangsschichten gegenüber dem petrofaziellen Wechsel unempfindlich zeigen. Damit trägt die Faunengemeinschaft Merkmale des höheren Herdorfs wie der tieferen Ulmen-Gruppe, die die exakte Einstufung der Schichtenfolge erschweren. In Anlehnung an SOLLE (1953), der die sandig-tonig entwickelten Schichten im Hangenden des Taunusquarzits zu den Zerfer Schichten rechnet, werden die Übergangsschichten des Lützelsoongebietes vorbehaltlich in die tiefere Ulmen-Gruppe gestellt.

Ein völlig anderes Bild zeigt die sehr artenarme Fauna in der Grauwackenserie von Rudolfshaus = höhere Übergangsschichten (Fdpkt. 62 + 64 in Taf. 14). Die Mehrzahl der hier gefundenen Fossilien sind Hysteroliten der *arduennensis*-Gruppe, die KUTSCHER (1934) bankbildend nachwies (vgl. Fdpkt. 62a in Taf. 15). Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen aufgesammelten Exemplare können zum größten Teil der Subspezies *antecedens* (FRANK) zugeordnet werden. Die Subspezies *latestriatus* (DREVERMANN) ist nicht sicher nachzuweisen. Ferner wurde *Hysterolites (A.)* aff. *pellico* (ARCH & VERN.) festgestellt. Die Fauna ist, wie schon KUTSCHER (1934) zum Ausdruck bringt, nicht typisch für die Siegen-Stufe. Die Faunenvergesellschaftung schließt Herdorf-Alter aus, da keine für diese Stufe charakteristische Form gefunden werden konnte. Ebenfalls ist die Fauna jünger als die der tieferen Übergangsschichten. Andererseits sind aber auch keine Hinweise auf ein Ems-Alter gegeben, wie es NÖRING (1939) fordert. Denn das Fehlen von *Hysterolites (Hyst.) hystericus* (SCHLOTHEIM) kann wie das gehäufte Auftreten von Hysteroliten der *arduennensis*-Gruppe durchaus eine Lokalerscheinung darstellen. *Hysterolites (A.) arduennensis antecedens* (FRANK) und *latestriatus* (DREVERMANN) selbst können zur Altersbestimmung der Schichten nicht herangezogen werden, da beide Formen nach SOLLE (1953) bereits im höheren Siegen auftreten. Von Bedeutung dürfte nur das

²⁾ Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Dr. W. SCHMIDT, Krefeld, dem ein Teil der Fischreste vorlag, sind alle bestimmbar Formen bezeichnend für oberen Taunusquarzit, d. h. für die Herdorf-Gruppe.

Fehlen von *Hysterolesites (A.) arduennensis arduennensis* (SCHNUR) sein, welches Ems ziemlich sicher ausschließt. Aus diesem Grund werden die höheren Übergangsschichten in die Ulmen-Gruppe eingestuft.

Der Hunsrückschiefer führt nur sehr wenig Fauna, die nicht ausreicht sein stratigraphisches Alter zu belegen. Auf Grund seiner Lagerungsverhältnisse im Hangenden der Übergangsschichten zeigt sich aber, daß die Hunsrückschiefer-Sedimentation im Lützelsoongebiet erst in der (? höheren) Ulmen-Gruppe einsetzt.

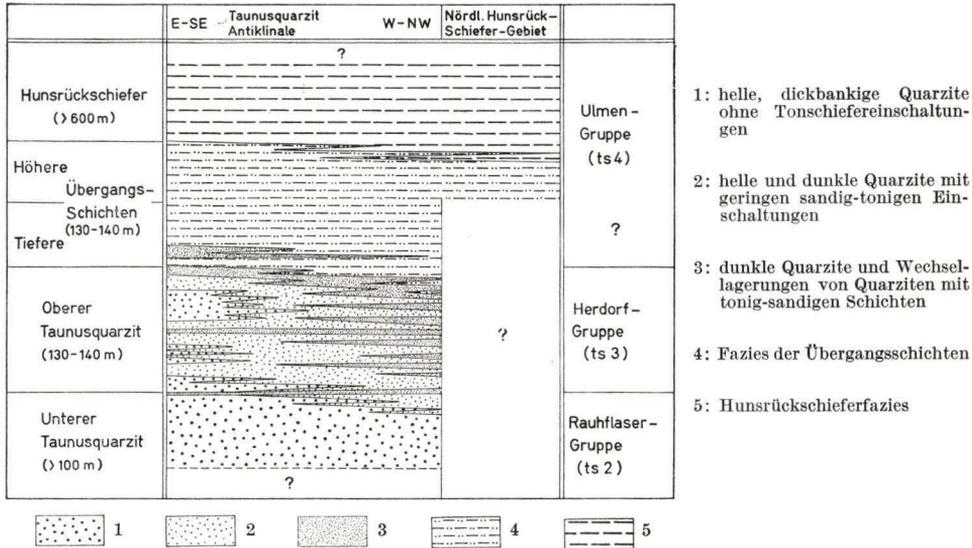


Abb. 3. Stratigraphisches Faziesprofil der unterdevonischen Schichten im Lützelsoongebiet (schematisiert).

Die Beziehungen zwischen Alter und Fazies der unterdevonischen Schichten im Lützelsoongebiet sind in Abb. 3 schematisch zusammengefaßt. Ein Vergleich mit Abb. 2 zeigt, daß sich die faziellen Verhältnisse im Lützelsoongebiet zwanglos in das von SOLLE (1950) gegebene Schema einfügen. Auffallend ist im Taunusquarzit die Zunahme der Tonschieferereinschaltungen nach W und NW. Sie kommt vor allem im oberen Taunusquarzit durch das Verzahnen der Quarzitzfazies mit sandig-tonigen Schichten zum Ausdruck. Vielleicht wird damit der Übergang zu den Dhrontalschichten des SW-Hunsrück angedeutet. Die Übergangsschichten stellen sowohl petrographisch wie faunistisch eine selbständige Schichtenfolge dar. Sie werden deshalb entgegen WERNER (1952) und KUTSCHER (1940), die sie als Basis des Hunsrückschiefers bzw. als höchsten Taunusquarzit ansehen, übereinstimmend mit SOLLE zu den Zerfer Schichten gerechnet. Das Verzahnen der Übergangsschichten mit dem Hunsrückschiefer (= Kauber Schichten SOLLES) ist nicht nachzuweisen. Es kann aber auf Grund der unscharfen Hangendgrenze der Übergangsschichten, besonders im W des Gebietes und der Abnahme des Sandgehaltes im höheren Teil der Abfolge nach W und NW vermutet werden. Hinsichtlich der Altersstellung der Schichten ergeben sich ebenfalls

keine Abweichungen von der von SOLLE (1950) gegebenen Gliederung. Die Fauna läßt allerdings nur eine vorbehaltliche Einstufung der tieferen Übergangsschichten in die Ulmen-Gruppe zu.

IV. Die Tektonik des Lützelsoongebietes

Der Taunusquarzit und die Übergangsschichten des Lützelsoongebietes bauen eine große spezialgefaltete Antiklinale auf, die sowohl morphologisch wie tektonisch die Fortsetzung des nördlichen Soonwaldzuges nach SW bildet. Diese „Taunusquarzit-Antiklinale“, die bereits von KOCH und GREBE (1881) als „Quarzit-Sattel-Rücken“ angesprochen wurde, streicht erzgebirgisch (etwa 50°) und zeigt die Auswirkungen einer starken tektonischen Beanspruchung. Trotz intensiver Verfaltung und zahlreicher Störungen kann sie in mehrere größere tektonische Einheiten untergliedert werden und zwar in den Lützelsoon-Sattel in ihrem SW-Abschnitt, den Langenstein-Sattel, die Henauer Mulde und den Roter Stein-Sattel in ihrem NE-Abschnitt (vgl. Taf. 13).

Die beiden Hunsrückschiefergebiete nordwestlich und südöstlich der Taunusquarzit-Antiklinale unterscheiden sich in ihrem tektonischen Aufbau. Der im SE ausstreichende Hunsrückschiefer zeigt verhältnismäßig einfache Lagerungsverhältnisse und bildet in weiterem Sinne die SE-Flanke der Taunusquarzit-Antiklinale bzw. den NW-Flügel einer im SE anschließenden großen Hunsrückschiefermulde. Die Hunsrückschieferabfolge nordwestlich der Taunusquarzit-Antiklinale ist dagegen stärker verfaltet und gestört. Größere tektonische Einheiten innerhalb dieses Gebietes sind die Mulden von Rudolfshaus und Sonnschied im Hahnenbachtal und die Gehlweiler Mulde im Kellenbachtal (vgl. Taf. 13).

1. Die Taunusquarzit-Antiklinale

Im Kellenbachtal (Taf. 16 und 17) liegt ein Doppelsattel vor, den TILMANN & CHUDOBA (1931/32 und 1932) erstmals erwähnen. Der südliche von ihnen ist der Roter Stein-Sattel, dessen Achse oberhalb km 35,4 das Tal schneidet. Er taucht auf der Westseite des Kellenbachtals mit etwas über 10° nach SW ab und ist bereits südlich der Womrather Höhe nicht mehr festzustellen. In seinem Kern sind etwa 50 m unterer Taunusquarzit aufgeschlossen. Darüber folgen auf seiner ungestörten SE-Flanke oberer Taunusquarzit und Übergangsschichten. Im NE, zwischen dem Kellenbachtal und der Höhe 424,5 m westlich Henau, wird der Sattel von einer zu seiner Achse (Streichen 50°) spießwinklig verlaufenden Störungszone ($60-70^\circ/55-75^\circ$ SE) diagonal abgeschnitten und auf die ihm im NW vorgelagerte Henauer Mulde aufgeschoben. Während NW Höhe 401,3 m auf der Westseite des Kellenbachtals noch oberer Taunusquarzit auf seinen NW-Flügel an jüngere Übergangsschichten im Kern der Mulde zu liegen kommt, ist bereits nördlich vom „Roter Stein“ der obere Taunusquarzit auf seiner SE-Flanke auf den SE-Flügel der Mulde aufgeschoben. Nach vorsichtiger Schätzung ist der sich daraus ergebende Verwerfungsbetrag größer als 120 m. Die Fortsetzung des Sattels jenseits der Überschiebung ist vermutlich unmittelbar nördlich des Ortes Henau zu suchen.

Die Achsenebene des Roter Stein-Sattels steht saiger. Auf der SE-Flanke des Sattels lassen aber einige kleinere Spezialfalten und die Schieferungsebenen der tonig ausgebildeten Abschnitte der Übergangsschichten eine sehr schwache SE-Vergenz erkennen, die mit zunehmender Entfernung vom Hauptsattel deutlicher wird. Dagegen sind die Spezialfalten im Bereich der Aufschiebungszone z. T. deutlich NW-vergent.

Zwischen dem Roter Stein-Sattel im Süden und dem Langenstein-Sattel im Norden liegt die Henauer Mulde. Ihre Füllung besteht aus stark spezialgefalteten Übergangsschichten. Nördlich vom „Roter Stein“ tauchen die Achsen der Spezialfalten im Mittel mit 10° nach SW ab. Daraus ergibt sich ein Ausheben der Mulde nach NE, das durch das Fehlen von Übergangsschichten nördlich und nordwestlich von Henau bestätigt wird. Andererseits weisen die nach NE abtauchenden Spezialfalten am Westhang des Kellenbachtals auf ein Ausheben in südwestlicher Richtung hin. Es ist nicht zu belegen, da südlich der Höhe 465,8 m die Aufschiebungszone des Roter Stein-Sattels den Kern der Mulde bereits diagonal abgeschnitten hat.

Die Henauer Mulde ist nach der Ausrichtung der Achsenebenen der Spezialfaltung und den diesen angenähert parallel verlaufenden Schieferungsflächen deutlich SE-vergent (Einfallswerte der Achsenebenen um $80\text{--}85^\circ$ NW). Mit Annäherung auf die bereits erwähnte Aufschiebungszone erfolgt auf dem SE-Flügel der Mulde eine Drehung der Achsenebenen und Schieferungsflächen zu einer ebenso deutlichen NW-Vergenz.

Der Langenstein-Sattel erstreckt sich vom Ostrand des untersuchten Gebietes bis zur Womrath Höhe. Er streicht wie der Roter Stein-Sattel etwa 50° , hebt sich aber stärker als dieser aus seiner jüngeren Umgebung heraus, so daß im Kellenbachtal in seinem Kern etwa 100 m unterer Taunusquarzit zu Tage ausstreichen. Darüber folgen der obere Taunusquarzit und auf den Sattelflanken auch Übergangsschichten. Die Übergangsschichten auf der SE-Flanke bilden zugleich den NW-Flügel der Henauer Mulde.

Der Sattel zeigt an der Ruine Koppenstein eine Achsenkulmination. Nach NE erfolgt ein generelles Abtauchen mit etwa 5° . SW der Ruine taucht die Sattelachse mit durchschnittlich 10° und am Osthang des Kellenbachtals mit fast 20° ein. An der Höhe 465,8 m hebt sich der Sattel erneut heraus. Aus einer Spezialfalte seiner SE-Flanke (30 m südlich Höhe 465,8 unterhalb des Weges) entwickelt sich ein größerer Sattel, der sich in südwestlicher Richtung in dem gleichen Maß heraushebt, wie der Hauptsattel abtaucht, und der diesen schließlich im SW ablöst (Verzopfen der Falten). In seinem Kern streicht vom „Katzenstein“ bis zur Womrath Höhe (Höhe 596,8 m) ebenfalls unterer Taunusquarzit aus.

Das Verhalten des Langenstein-Sattels und der Henauer Mulde deutet auf eine Achsenrampe im Bereich des Kellenbachtals hin, in deren Richtung der heutige Taleinschnitt zu verlaufen scheint.

Die NW-Flanke des Langenstein-Sattels ist an einer spießwinklig zum Generalstreichen des Faltenwurfs verlaufenden Störung auf den SE-Flügel der angrenzenden Hunsrückschiefermulde von Gehlweiler aufgeschoben. Diese Aufschubung, deren Vorhandensein von fast allen Bearbeitern des Gebietes vermutet wird, ist südlich der Anzenfelder Mühle auf der Ostseite des Tales (ca. 80 m östlich km 37,0, r ²⁶05 620, h ⁵⁵27 120) gut aufgeschlossen (Abb. 4). Sie wurde mit $40/75\text{--}80^\circ$ SE eingemessen. An ihr grenzen oberer Taunusquarzit und tiefere Übergangsschichten an höhere Übergangsschichten, woraus sich ein Aufschubungsbetrag von über 100 m ergibt.

Wohl im Zusammenhang mit dieser Aufschiebung ist der Langenstein-Sattel selbst von einer Reihe NW-vergenter Störungen betroffen worden. In den meisten Fällen sind es ebenfalls Aufschiebungen, die derjenigen südlich der Anzenfelder Mühle angenähert parallel verlaufen. Ihre Verwerfungsbeträge sind mit dem der Hauptaufschiebung vergleichbar. Sie sind die Ursache einer intensiven Verschuppung des Sattels.

In seiner Gesamtheit fehlt dem Langenstein-Sattel eine ausgeprägte Vergenz. Nach den durchgeführten statistischen Untersuchungen erfolgt ähnlich wie im Roter Stein-Sattel eine Drehung der Achsenebenen der Spezialfaltung von schwacher SE-Vergenz auf der SE-Flanke über Saigerstellung zu einer schwachen NW-Vergenz unmittelbar südlich der Hauptaufschiebung.

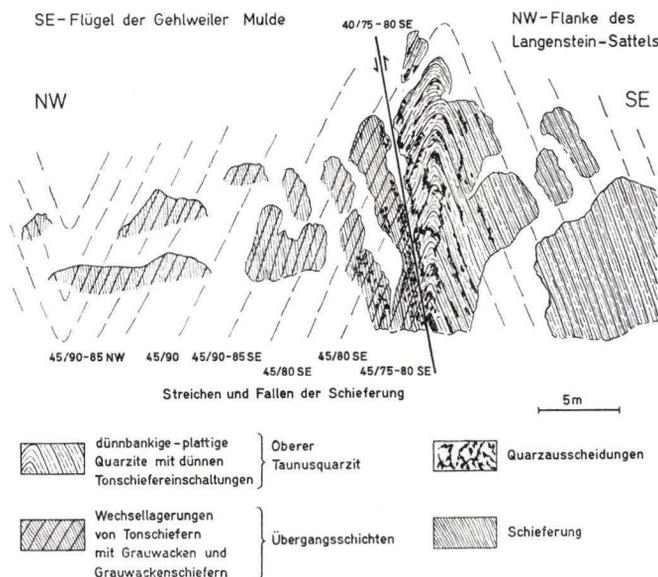


Abb. 4. Hauptaufschiebung des Langenstein-Sattels im Kellenbachtal.

An der Womrath Höhe wird der Langenstein-Sattel vom Lützelsoon-Sattel abgelöst. Dieser Sattel hebt sich etwa auf der Höhe des „Blickenstein“ heraus und endet am Huhnheck westlich vom Hahnenbachtal. In gleicher Weise, wie die bereits beschriebenen Taunusquarzitsättel, wird auch er von unterem und oberem Taunusquarzit sowie Übergangsschichten aufgebaut. Bis zum „Wehlenstein“ ist seine Existenz nur an Hand der Vorkommen von Taunusquarzit in Form einzelner Klippen und als Verwitterungsschutt nachzuweisen. Nach der Verbreitung des hellen unteren Taunusquarzits zwischen der Womrath Höhe und dem „Teufelsfels“ (ESE Schnepfenbach) streicht seine Achse etwa $50-55^\circ$, wobei die fast einheitliche Ausstrichbreite für eine angenähert horizontale Sattelachse spricht. Die südwestlichsten Vorkommen von unterem Taunusquarzit befinden sich am Kochemsberg (SE-S Bruschied), wo sich nach Schichtpolmessungen am „Wehlenstein“ ein Streichen des Sattels von etwa 50° bei einem Achsengefälle von weniger als 5° nach SW ergibt.

Im Bereich des Hahnenbachtals (Taf. 18 u. 19), wo oberer Taunusquarzit und Übergangsschichten aufgeschlossen sind, wird der Sattel und das im NW angrenzende Hunsrückschiefergebiet von mehreren, angenähert parallel laufenden Störungen betroffen. Sie streichen mit $40\text{--}45^\circ$ spießwinklig zum Generalstreichen des Faltenwurfs und fallen zwischen 40° und 75° nach SE ein. Sie haben ausnahmslos Aufschiebungscharakter und führen zu einer intensiven Verschuppung des in seiner Breite stark reduzierten Taunusquarzitausstrichs. In Beziehung zu diesen Störungen steht die NW-

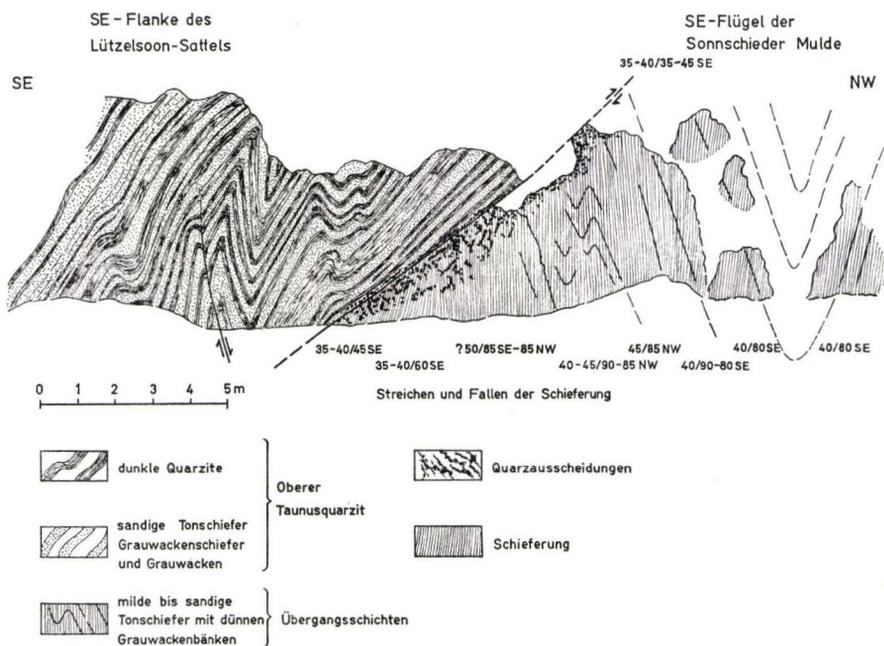


Abb. 5. Hauptaufschiebung des Lützelsoon-Sattels auf die Sonnschiedler Mulde im Hahnenbachtal.

Vergenz der Achsenebenen der Spezialfalten und der Schieferungsflächen, die nach statistischen Ermittlungen beide um 50° streichen und mit $80\text{--}85^\circ$ nach SE einfallen. Die deutlichste NW-Vergenz tritt auch hier in der Nachbarschaft der Störung auf, während weiter im SE Saigerstellung vorherrscht und vereinzelt SE-Vergenz auftritt.

Von diesen Aufschiebungen wird der Lützelsoon-Sattel ähnlich wie der Roter Stein-Sattel diagonal abgeschnitten und auf die im NW vorgelagerte Hunsrückschiefermulde von Sonnschied aufgeschoben (vgl. Taf. 19). Während zwischen dem „Teufelsfels“ und dem „Wehlenstein“ die NW-Flanke des Sattels an den Kern der Sonnschiedler Mulde grenzt, ist im Hahnenbachtal nur noch die intensiv verfaltete SE-Flanke des Sattels erhalten. Knapp westlich vom Huhnheck (südlich Sonnschied) wird auch diese von der Störungszone abgeschnitten. Die bedeutendste Aufschiebung, die „Lützelsoon-Nordrandstörung“ wurde am Westufer des Hahnenbaches (Bachknie SW km 27,3, r ²⁶00560, h ⁵⁵21400) (Abb. 5) mit $35\text{--}40^\circ/35\text{--}50^\circ$ SE eingemessen. Aus dem Kontakt oberer Taunusquarzit/höhere (?) Übergangsschichten ergibt sich ein Ver-

schiebungsbetrag von mindestens 150 m. Nördlich Höhe 447,6 m, wo unterer Taunusquarzit vermutlich an Hunsrückschiefer grenzt, dürfte der Betrag wesentlich größer sein.

Eine weitere große Aufschiebung versetzt am „Wehlenstein“ den Kern des Lützelsoon-Sattels relativ nach Norden. Die gleiche Störung schneidet vermutlich auch seine NW-Flanke (zwischen „Wehlenstein“ und „Teufelsfels“) sowie den Langenstein-Sattel nordwestlich und nördlich der Womrathener Höhe ab und bildet die tektonische Nordbegrenzung des mittleren Abschnittes der Taunusquarzit-Antiklinale. Die Aufschiebung, die morphologisch in dem steilen Nordabbruch des Lützelsoonkammes in Erscheinung tritt, setzt sich in nordöstlicher Richtung möglicherweise in der Hauptaufschiebung südlich der Anzenfelder Mühle oder im Eruptivgang SE des Ortes Gehlweiler (GREBE 1881) fort (vgl. Taf. 13).

Alle Bearbeiter des Lützelsoongebietes führen das Verschwinden der Taunusquarzit-Antiklinale bei Sonnschied auf ein generelles Achsengefälle nach SW zurück. LEPPLA (1921, 1923, 1924, 1925a und 1925b) und GREBE (1881) erklären es unter gleichzeitiger Annahme von Querstörungen, an denen jeweils die Westscholle abgesunken sein soll. Im Lützelsoongebiet konnten nur Querstörungen mit sehr geringen Verwurfsbeträgen festgestellt werden. Ein generelles Achsengefälle nach SW ist weder für den Langenstein-Sattel noch für seine Verlängerung, den Lützelsoon-Sattel, nachzuweisen. Die alleinige Ursache für das Verschmälern des Taunusquarzitausstrichs und sein Verschwinden westlich vom Hahnenbachtal sind die spießwinklig zum Faltenbau streichenden und bereits mehrfach vermuteten Aufschiebungen (LEPPLA 1927, 1923; TILMANN & CHUDOBA 1931/32 und 1932; KIENOW 1942). Sie schneiden die Taunusquarzit-Antiklinale diagonal ab und schaffen den tektonischen Kontakt zum Hunsrückschiefer der vorgelagerten Mulden. Zahlreiche Parallelstörungen verursachen eine intensive Verschuppung des Faltenbaues, vor allem im Bereich des Hahnenbachtals, wo ähnliche Verhältnisse wie am SW-Ende des Taunusquarzitsattels von Katzenellbogen (RÖSLER 1954) vorliegen.

2. Die Hunsrückschiefermulden nördlich der Taunusquarzit-Antiklinale

Nördlich vom Langenstein-Sattel, und von diesem durch die schon erwähnte Hauptaufschiebung südlich der Anzenfelder Mühle abgetrennt, folgt die stark spezialgefaltete Gehlweiler-Mulde. Ihre Achse quert etwa 500 m südlich des Ortes Gehlweiler des Kellenbachtal. Aussagen über das Streichen und Eintauchen der Mulde sind wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Die Füllung der Mulde besteht fast ausschließlich aus Hunsrückschiefer, unter dem auf den Muldenflügeln die höheren Partien der stratigraphisch älteren Übergangsschichten zu Tage ausstreichen. Auf die südlich der Anzenfelder Mühle aufgeschlossenen höheren Übergangsschichten ist von SE her die NW-Flanke des Langenstein-Sattels mit oberem Taunusquarzit und tieferen Übergangsschichten aufgeschoben. Die NW-Grenze der Mulde zur anschließenden tektonischen Einheit ist ebenfalls durch eine größere Störung (50/80° NW) gekennzeichnet. An ihr grenzt die auf dem NW-Flügel der Mulde anstehende Grauwackenserie von der Grohenmühle (= höhere

Übergangsschichten) an grauwackenarmen bis grauwackenfremen Hunsrückschiefer, auf dem der Dachschieferbergbau der Kaisergrube Gemünden umgeht. Innerhalb der Mulde sind auf Grund von lokaler intensiver Spezialfaltung weitere streichende Störungen zu vermuten, die zu ähnlichen Verschuppungserscheinungen wie im Bereich der Taunusquarzit-Antiklinale geführt haben dürften. Für größere Störungen sprechen der mehr als 1000 m lange NE-SW streichende Eruptivgang SE Gehlweiler (Quarzporphyr ? — GREBE 1881) und ein weiterer Gang an der Straße Gemünden-Kellenbach (km 38,05).

Die Spezialfaltung hat die Übergangsschichten wie den Hunsrückschiefer erfaßt. Im Kern und auf dem NW-Flügel der Mulde sind die Spezialfalten deutlich SE-vergent. Auf dem SE-Flügel ist die SE-Vergenz weniger ausgeprägt und schließlich stellt sich unmittelbar nördlich der Aufschiebung des Langenstein-Sattels südlich der Anzenfelder Mühle eine schwache NW-Vergenz ein. Die gleiche Anordnung zeigen die Schieferungsflächen, die durchweg den Achsenebenen angenähert parallel verlaufen (vgl. Abb. 5).

Der Raum NW des Lützelsoon-Sattels ist tektonisch stärker beansprucht. Nördlich vom Rodenberg (östlich vom Hahnenbachtal) stehen jenseits der Aufschiebungszone des Lützelsoon-Sattels spezialgefaltete und verschuppte Übergangsschichten an, die den SE-Flügel der Sonnschieder Mulde aufbauen. In Übereinstimmung mit den Beobachtungen an den Aufschiebungen im Kellenbachtal sind auch hier der Faltenwurf und die Schieferungsflächen deutlich NW-vergent (vgl. Abb. 5), während sich bereits in kurzer Entfernung von der Aufschiebung die für das gesamte Hunsrückschiefergebiet nördlich der Taunusquarzit-Antiklinale charakteristische SE-Vergenz einstellt (5—15° SE).

Der Gegenflügel dieser Mulde befindet sich knapp südlich Rudolfshaus. Er wird von der Grauwickenserie von Rudolfshaus (= höhere Übergangsschichten) gebildet. Die Sonnschieder Mulde streicht wie die Taunusquarzit-Antiklinale etwa 50—55°. Über das Achsengefälle sind keine sicheren Angaben möglich. Ähnlich wie die Gehlweiler Mulde wird auch diese Mulde im NW von einer streichenden, steil nach NW einfallenden Störung (40/80—85° NW) begrenzt.

Jenseits dieser Störung, die vermutlich abschiebenden Charakter hat, liegt die Mulde von Rudolfshaus. Ihr SE-Flügel ist durch die Störung unterdrückt, so daß die Grauwickenserie auf dem NW-Flügel der Sonnschieder Mulde an die jüngeren Abschnitte des Hunsrückschiefers im Kern der Mulde von Rudolfshaus zu liegen kommt.

Auf dem NW-Flügel der Mulde streicht etwa 400 m nördlich Rudolfshaus unter Hunsrückschiefer eine Grauwickenserie aus, die altersmäßig der Grauwickenserie von Rudolfshaus zuzuordnen ist, und die im NW durch eine größere Störung begrenzt zu sein scheint. Während hier einfache und ungestörte Lagerungsverhältnisse vorliegen, macht sich nach SE eine zunehmende Verfaltung bemerkbar, die ihr Maximum in den grauwickenarmen bis grauwickenfremen „Dachschiefern“ im Bereich der Muldenachse hat. Die Achsen der einheitlich SE-vergenten Spezialfalten sind NE—SW (ca. 50°) ausgerichtet, wobei ein Achsengefälle nach NE deutlich vorherrscht. Das Streichen der Mulde und ihr Achsengefälle entspricht vermutlich dem der Spezialfalten. Die intensive Verfaltung und vor allem das Fehlen des SE-Flügels lassen jedoch keine exakten Aussagen zu.

Weder die Mulde von Rudolfshaus noch die Sonnschieder Mulde können als südwestliche Fortsetzung der Gehlweiler Mulde angesehen werden. Unter der Voraussetzung, daß das Streichen des Faltenwurfes dem der Taunusquarzit-Antiklinale (50°) entspricht, ergibt sich folgende regionale Anordnung der Mulden: Die beiden im Westen des untersuchten Gebietes festgestellten Hunsrückschiefermulden enden zwischen dem Hahnenbach- und dem Kellenbachtal an der Taunusquarzit-Antiklinale. Die Ursache hierfür ist wohl ein generelles Ausheben der Mulden in nordöstlicher Richtung. Die Gehlweiler Mulde liegt weiter im NW. Wenn diese Mulde bis zum Hahnenbachtal reicht, so ist sie unmittelbar nördlich der Mulde von Rudolfshaus zu erwarten.

3. Das Hunsrückschiefergebiet südlich der Taunusquarzit-Antiklinale

Während im Raum nördlich der Taunusquarzit-Antiklinale ein durch Störungen verwischter Faltenbau vorliegt, sind für das Hunsrückschiefergebiet südlich der Antiklinale einfache Lagerungsverhältnisse charakteristisch. Auf den SE-Flanken des Roter Stein- und des Lützelsoon-Sattels erfolgt ein ungestörter Übergang von Taunusquarzit — Übergangsschichten zu einer etwa 600 m mächtigen Hunsrückschieferfolge. Im Bereich des Kellenbachtals ist die Abfolge nur gering verfaltet, so daß ein generelles Schichtfallen nach SE vorherrscht. Das Streichen schwankt zwischen 50° und 60° . Dagegen ist der beiderseits vom Hahnenbachtal austreichende Hunsrückschiefer z. T. intensiv verfaltet. Der Spiegel der Spezialfaltung taucht stetig nach SE ab, so daß auch hier ein generelles Einfallen nach SE vorliegt. Der südlich der Taunusquarzit-Antiklinale austreichende Hunsrückschiefer gehört damit der SE-Flanke der Antiklinale an bzw. dem NW-Flügel einer großen Mulde, deren Achse südlich der Linie Königsau-Hennweiler-Franzmans Schmiede außerhalb des untersuchten Gebietes verläuft. Diese Mulde bildet die südwestliche Fortsetzung der Großmulde zwischen dem nördlichen und dem mittleren Soonwaldzug (LEPPLA 1924).

Streichende Störungen spielen südlich des Lützelsoons nur eine untergeordnete Rolle. Das Diabasvorkommen nördlich vom Steinbach an der Franzmans Schmiede sitzt auf einer vermutlich größeren Störung auf. Der steil nach (?) SE einfallende Gang streicht $40-45^\circ$. In seiner Verlängerung nach NE trifft man im Kellenbachtal etwa 180 m südlich vom „Roter Stein“ auf einen weiteren, sehr geringmächtigen Diabasgang, der mit $45-50^\circ/85^\circ$ SE eingemessen wurde.

Vergenzen und Störungen

In den Hunsrückschiefergebieten nördlich und südlich der Taunusquarzit-Antiklinale sind der Faltenwurf der Spezialfaltung und deutlicher noch die angenähert achsenebenenparallelen Schieferungsflächen vorherrschend SE-vergent ($40-45^\circ/75-80^\circ$ SE). Neben SE-Vergenz ist häufig Saigerstellung zu beobachten. Abgesehen von lokalen Verstellungen im Bereich sehr intensiver Spezialfaltung (lokale Fächerstellung der Schieferungsflächen, stärkeres Pendeln der Achsenebenen) und Störungen (verknäulte Schieferungsflächen) tritt NW-Vergenz ausschließlich in

einem schmalen Abschnitt unmittelbar nördlich der Aufschiebungen der Taunusquarzit- auf die im Norden folgenden Hunsrückschiefermulden auf.

Die Taunusquarzit-Antiklinale zeigt keine ausgeprägte Vergenz. Die Einfallswerte der Achsenebenen der Spezialfalten pendeln zwischen $70-75^\circ$ SE und $80-85^\circ$ NW. Es zeigt sich aber auch hier eine enge Beziehung zwischen der Vergenz der Falten und den nach NW gerichteten Aufschiebungen. So sind z. B. die Spezialfalten im Hunsrückschiefer und in den Übergangsschichten auf der SE-Flanke des Roter-Stein-Sattels deutlich SE-vergent. Im Kern des Sattels pendeln die Achsenebenen um 90° . Schließlich stellt sich im Bereich der Aufschiebungszone des Roter Stein-Sattels auf die Henauer Mulde NW-Vergenz ein, die auch in der nach SE einfallenden Schieferung der Übergangsschichten unmittelbar nördlich der Störungszone zum Ausdruck kommt. Eine gleichsinnige Verstellung der Vergenz des Faltenbaues zeigt sich an allen größeren Störungen, vor allem dort, wo Taunusquarzit auf Taunusquarzit aufgeschoben ist.

Im Gegensatz zur Ansicht LEPPLAS (1924) erweist sich somit im Lützelsoongebiet die SE-Vergenz als primär, d. h. an die Faltung gebunden. Die beobachtete NW-Vergenz tritt nur im Bereich von Störungen auf. Sie muß daher als Folge einer späteren tektonischen Beanspruchung ausgelegt werden. In Ermangelung eines zeitlichen Bezugsniveaus bleibt es offen, ob diese Beanspruchung am Ende des Faltungsaktes oder zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt ist.

V. Zusammenfassung

Das Unterdevon des Lützelsoongebietes umfaßt eine rund 1000 m mächtige Schichtenfolge. Sie setzt sich aus dem höheren Teil des unteren Taunusquarzits, dem oberen Taunusquarzit, den Übergangsschichten und einem Teil des Hunsrückschiefers zusammen.

- a) Der untere Taunusquarzit (über 100 m) wird fast nur von hellen, dickbankigen Quarziten aufgebaut. Nach NW und W schalten sich in die fossilfreie Abfolge untergeordnet dunkle Quarzite und vereinzelt dünne, tonig-sandig entwickelte Schichten ein.
- b) Der obere Taunusquarzit (130—140 m) zeigt einen deutlichen Fazieswechsel. Die vorherrschend quarzitisches entwickelte Abfolge im SE-E des untersuchten Gebietes verzahnt gegen NW mit Wechsellagerungen von dunklen Quarziten mit Grauwacken-, Sand- und Tonschiefern.
- c) Die Übergangsschichten (ca. 130 m) (= Zerfer Schichten SOLLES 1953) stehen petrographisch wie stratigraphisch zwischen dem oberen Taunusquarzit und dem Hunsrückschiefer. Sie werden aus quarzitarmen bis quarzitifreien Wechsellagerungen von sandigen, sandig-tonigen und tonigen Schichten aufgebaut. Im aufsteigenden Profil schalten sich zunehmend mächtige Pakete von milden bis schwach sandigen Tonschiefern ein, die zu dem im Hangenden folgenden Hunsrückschiefer überleiten. Ein Verzahnen der Übergangsschichten in NW- und W-Richtung mit Hunsrückschiefer ist wahrscheinlich. Auf Grund der stratigraphischen und tektonischen Lagerungsverhältnisse werden die Grauwackenserie von Rudolfshaus und

petrographisch ähnlich aufgebaute Schichten nördlich Rudolfshaus und Gehlweiler dem höheren Teil der Übergangsschichten zugeordnet.

- d) Der Hunsrücksschiefer (über 600 m) (= Kauber Schichten, KUTSCHER 1940, SOLLE 1953) setzt sich fast ausschließlich aus blauschwarzen, milden bis schwach sandigen Tonschiefern zusammen. Nur im tieferen Teil schalten sich geringmächtige Bänke stärker sandiger Sedimente ein.

Die faziellen Verhältnisse fügen sich zwanglos in das Gesamtbild des Unterdevons im südlichen Rheinischen Schiefergebirge ein, das SOLLE (1953) gegeben hat.

Auf Grund der Fossilführung im oberen Taunusquarzit, im unteren Abschnitt der Übergangsschichten und in der Grauwackenserie von Rudolfshaus (= oberer Abschnitt der Übergangsschichten) ergibt sich in Übereinstimmung mit der von SOLLE (1953) vertretenen Meinung folgende Einstufung:

Hunsrücksschiefer	= Ulmen-Gruppe (und ? jünger)
Übergangsschichten, oberer Abschnitt	= Ulmen-Gruppe
unterer Abschnitt	= ? Ulmen-Gruppe
oberer Taunusquarzit	= Herdorf-Gruppe
unterer Taunusquarzit	= Rauhflaser-Gruppe

Auf Grund der eingehenden tektonischen Bearbeitung wurden mehrere größere, in sich spezialgefaltete und z. T. erheblich gestörte Sättel und Mulden festgestellt. Die Sättel mit Taunusquarzit wurden unter dem Begriff der Taunusquarzit-Antiklinale des Lützelsoons zusammengefaßt.

Das gesamte Lützelsoengebiet ist von streichenden, NW gerichteten Aufschiebungen betroffen worden. Sie haben örtlich (und besonders im Hahnenbachtal) zu Verschuppungen geführt. An solchen Störungen ist die Taunusquarzit-Antiklinale auf die im NW anschließenden Hunsrücksschiefermulden aufgeschoben worden. Es wird nachgewiesen, daß diese Aufschiebungen, die etwas steiler als der Faltenwurf streichen, die Antiklinale vom Kellenbachtal aus gegen SW diagonal abschneiden. Ein generelles stärkeres achsiales Abtauchen nach SW ist nicht sicher zu beobachten und kann für das Verschwinden des Taunusquarzits westlich vom Hahnenbachtal nicht verantwortlich gemacht werden. Schließlich wird auf enge Beziehung zwischen den streichenden Störungen und der Faltung einerseits sowie der Vergenz der Faltung und der Schieferung andererseits hingewiesen.

Schriftenverzeichnis

Zusammenfassungen der wichtigsten Literatur über das südliche Rheinische Schiefergebirge befinden sich in:

- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., 192, S. 1—96, 11 Abb., 9 Taf., Berlin 1939.
- KUTSCHER, F.: Taunusquarzit, Throner Quarzite und Hunsrücksschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, 57, S. 186—237, 9 Abb., Berlin 1937.
- SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrücksschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung in das Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb., 65, S. 299—380, 2 Abb., 3 Tab., Hannover/Celle 1950.

Außer den genannten Arbeiten wurde im besonderen folgende Literatur verwandt:

- ASSELBERGHS, E. & HENKE, W.: Le siegenien et le gedinnien du Hunsrück et du Taunus. — Bull. Acad. roy. Belg. 1935, (5), **21**, S. 865—882, Bruxelles 1935.
- BIERTHER, W.: Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn an der Nahe. — Jb. Reichs-Stelle Bodenforsch. f. 1940, **61**, S. 109—156, 1 Taf., 19 Abb., Berlin 1941.
- DAHMER, G.: Die Fauna der Seifener Schichten (Siegenstufe). — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **147**, S. 1—91, 4 Abb., 9 Taf., Berlin 1934.
- Die Fauna im Tuff-Lager des Oberharzer Kahleberg-Sandsteins (Unterdevon). — Senckenbergiana, **26**, S. 1—12, 13 Abb., Frankfurt/Main 1943.
- ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **14**, S. 1—96, 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., Wiesbaden 1955.
- GREBE, H.: Über die Quarzit-Sattel-Rücken im südöstlichen Theile des Hunsrück (linksrheinischer Taunus). — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1880, II, S. 243—259, 1 Taf., Berlin 1881.
- Mitteilung über die Ergebnisse der Aufnahme 1891 auf der Hochfläche des Hunsrück, des Soon- und Idarwaldes. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1891, II, S. 54 bis 64, Berlin 1893.
- KAYSER, E.: Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Rheinischen Taunusquarzits. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1880, S. 260—266, 1 Taf., Berlin 1881.
- KEGEL, W.: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **76**, 6 Taf., 1 Karte, Berlin 1913.
- KIENOW, S.: Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 58—95, Berlin 1934.
- KOCH, C.: Über die Gliederung der Rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1880, II, S. 190—242, Berlin 1881.
- KÜTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **81**, S. 177—232, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1931.
- Über eine Fauna im Hunsrückschiefer des Hahnenbachtals. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 141—145, 1 Abb., Berlin 1934.
- Die Soonwaldschiefer im Kellen- und Hahnenbachtale des Hunsrücks. — Cbl. Min. etc., 1934, Abt. B, S. 193—197, Stuttgart 1934.
- Fossilvorkommen im Taunusquarzit des Simmerbachtals. — Z. deutsch. geol. Ges., **92**, 1940, S. 449—458, 1 Abb., Berlin 1941.
- Fossilfunde im Taunusquarzit des westlichen Soonwaldes (Hunsrück). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **3**, S. 87—90, 1 Abb., Wiesbaden 1952.
- LEPPLA, A.: Über meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Blatt Rüdesheim und Preßberg). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1899, S. 76—84, Berlin 1900.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen etc., Blatt Preßberg-Rüdesheim. — Berlin 1904.
- Bericht über die Übersichtsaufnahmen des Soonwaldes im Sommer 1914 und 1915. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1915, **36**, II, S. 564—567, Berlin 1917.
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt Mainz, Nr. 150. — Berlin 1921.
- Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, Mber., S. 80—87, Berlin 1923.
- Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Soonwaldes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1924, **45**, S. 194—196, Berlin 1925 (1925a).
- Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1925, **45**, S. 1—88, 1 Ab., 1 Taf., Berlin 1925 (1925b).
- OPTZ, R.: Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrück-Landes Birkenfeld. — 224 S., 170 Abb., Birkenfeld [1932].

- Tektonische Untersuchungen im Bereich der unterdevonischen Dachschiefer südöstlich vom Idarwald (Hunsrück). — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, **55**, S. 219—257, 14 Abb., Taf. 14—18, Berlin 1935.
- PAECKELMANN, W.: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges, 1:200 000. — Berlin 1926.
- RÖSLER, A.: Das Unterdevon vom Südwest-Ende des Taunusquarzituges von Katzenelnbogen (Rheinisches Schiefergebirge). — 1. Teil: Siegenstufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**, S. 112—137, Wiesbaden 1954.
- SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe arduennensis-intermedius im Rheinischen Devon. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **5**, S. 1—156, 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf., Wiesbaden 1953.
- TILMANN, N.: Exkursion durch den Soonwald zwischen Kreuznach und Kirn am 15. April 1930. — Ber. niederrh. geol. Ver., **24/25**, C, S. 1—5, Bonn 1931/32.
- TILMANN, N. & K. CHUDOBA: Durch den Soonwald zwischen Kreuznach und Kirn. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 690—694, Berlin 1932.
- WERNER, H.: Die Geologie der Winterbacher Mulde im südwestlichen Hunsrück. — Geol. Jb., **66**, S. 626—660, 4 Abb., 6 Tab., 1 Taf., Berlin 1952.

Manuskript eingegangen am 1. 7. 1961

Stratigraphie und Magmatismus des Mittel- und Ober-Devons bei Werdorf-Berghausen (Lahn-Mulde, Rhein. Schiefergebirge)

Von

FRITZ R. STIBANE, Gießen

Mit 5 Abbildungen

Kurzfassung: Große Teile des bisher als givetisch aufgefaßten Schalsteins südlich Werdorf werden in das toIII-VI eingestuft. Damit löst sich das Givet in verschiedene Faziesbereiche auf: eine vulkanische Schwellenfazies, isolierte Rücken bildend, und eine euxinische Beckenfazies. Wegen der stratigraphischen Umstellungen ist von der tektonischen Auffassung AHLBURG's abzurücken.

Inhalt

Einleitung	119
Die Stratigraphie im Westfeld der Grube Fortuna	120
Mittel- und Oberdevon	120
Kulm.	126
Faziesbereiche im Givet	127
Faziesbereiche im Oberdevon	129
Paläogeographie des Givet	133
Tektonik	135
Regionale und stratigraphische Bedeutung des oberdevonischen Vulkanismus	138
Zusammenfassung	139
Anhang zum Profil Abb. 5	140
Schriftenverzeichnis	141

Einleitung

Bei der Bearbeitung der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse devonischer Sedimente auf der Südseite der Hohensolmser Überschiebung, dem Raum um Werdorf und Asslar im Dill-Tal, drängte sich die Frage der stratigraphischen Stellung des Schalsteins in den Vordergrund, der einestils in diese Sedimente eingelagert ist, andernteils den Sedimentkomplex nach S und SE begrenzt. Bereits die Bearbeiter der Blätter Ballersbach und Braunfels, E. KAYSER und J. AHLBURG, erwähnen den „Deckschalstein“, der als jüngstes Glied der oberdevonischen Sedimente betrachtet und mit dem sog. Deckdiabas in enge Verbindung gebracht wird.

Die genauere Aufnahme des auf Blatt Ballersbach erwähnten Vorkommens zeigt, daß der Schalstein nicht als jüngstes Schichtglied des Oberdevons, sondern vielmehr in hohes Oberdevon eingeschaltet ist.

Die streichende, südwestliche Fortsetzung der meist oberdevonischen Sedimente nördlich Werdorf bildet der Schalsteinkomplex von Berghausen — Ehringshausen — Grube Fortuna, der bisher dem Givet zugeordnet wurde. Die Übertage-Kartierung dieses Gebietes ist wegen der wenig zertalten Hochfläche und der Monotonie der Schichtfolge ungemein erschwert. Umso erfolgversprechender für die Klärung der Stratigraphie dieses Raumes mußte daher die Auswertung der umfangreichen Aufschluß-Bohrungen sein, die seit einigen Jahren von der Harz-Lahn-Erzbergbau AG. im Grubenfeld der Grube Fortuna durchgeführt werden.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, der Harz-Lahn-Erzbergbau AG. und insbesondere Herrn Dr. Dengler meinen herzlichen Dank zu sagen für die stetige Unterstützung, die mir bei meinen Untersuchungen gewährt wurde.

Die Stratigraphie im Westfeld der Grube Fortuna Mittel- und Oberdevon

Die in weiten Räumen des Lahn-Dill-Gebietes gleichförmigen Sedimentationsbedingungen fanden im ausgehenden unteren Mitteldevon ihren Abschluß. Die starke Differenzierung des Ablagerungsraumes mit dem Beginn des Givet darf wohl eines- teils auf stärkere Krustenbewegungen, anderenteils aber auf die nun einsetzende magmatische Tätigkeit zurückzuführen sein. Sie wurde etwa an der Grenze Eifel/Givet mit der Förderung der alkalibetonten Keratophyre und Keratophyrtuffe eingeleitet und fand ihre Fortsetzung in den weit kräftigeren submarinen Effusionen von vorwiegend Diabastuffen im oberen Givet, die in ihrer Gesamtheit unter dem Begriff „Schalstein“ in die Literatur eingegangen sind.

Nach der geologischen Karte Blatt Braunfels liegt das Grubenfeld der Grube Fortuna innerhalb dieses mitteldevonischen Schalsteins. Durch die Vielzahl der in den letzten Jahren niedergebrachten Bohrungen ist es möglich, eine Bohrserie zu einem Profil zusammenzustellen, deren Bohrpunkte fast in N-S-Richtung und annähernd senkrecht zur allgemeinen Streichrichtung angeordnet sind (Abb. 1). Durch diese Bohrungen werden in der Folge zwei gegensätzliche Faziesbereiche erkennbar, die einerseits von den Bohrungen 46/47, andererseits von der Bohrung 29 repräsentiert werden.

Die Bohrungen 46/47 liegen unmittelbar nebeneinander und sollen zunächst besprochen werden. Bei 93 m u. NN (Bohrung 46) sind die hangenden Partien des mitteldevonischen Schalsteins durchteuft worden. Es handelt sich dabei um einen grau-violetten bis grün-grauen Diabastuff, dessen grobflaserige Beschaffenheit mitunter durch feingeschichtete Lagen unterbrochen wird. Biostratigraphisch entsprechen diese Partien des mitteldevonischen Schalsteins bezüglich der Conodonten-Chronologie der „Älteren varca-Zeit“ (s. H. DENGLER, 1958, 627; W. KREBS, 1959, 378), d. h. dem oberen Givet. Den Grenzhorizont zwischen Mittel- und Oberdevon bildet das von AHLBURG benannte Roteisenstein-„Grenzlager“, das dem tm-Schalstein unmittelbar aufliegt und mit den tieferen Teilen noch in das tm, mit den hangenden bereits in das to zu stellen ist.

Das Grenzlager wird in der Bohrung 47 — wie gleichfalls in benachbarten Bohrungen — von einem **adorfischen Kalkhorizont** überlagert, der durch klastische Einlagerungen untergliedert wird. In seinem Liegenden herrschen fleischrote Flaserkalken vor, in die vereinzelt hellgraue, körnige Tufflagen, z. T. auch rote Kalkknotenschiefer eingeschaltet sind. Nach oben verklingt die rötliche Folge zugunsten von mittel- bis dunkelgrauen Kalken mit eingelagerten dunkelgrauen Tonflasern.

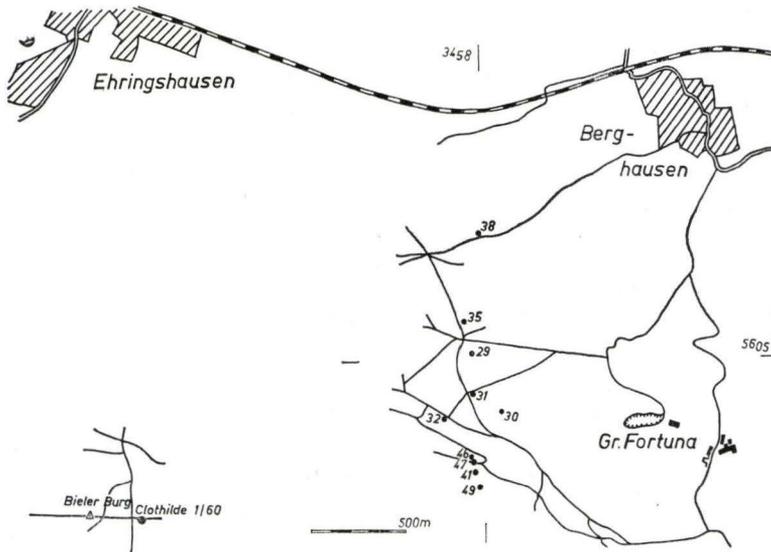


Abb. 1. Lageplan der Bohrungen der Firmen Harz-Lahn-Erzbergbau AG. und Mannesmann AG.

Wenn auch die biostratigraphische Einordnung der besprochenen Kalkserie gerade dieser Bohrung nicht durch Mikrofaunen belegt ist, so dürfte an dem tief-adorfischen Alter (toI α) kaum ein Zweifel bestehen, haben doch bisher alle Proben anderer Bohrungen oder Aufschlüsse untertage des gleichen Horizontes tiefes Adorf nachgewiesen.

Die zwar in diesem Faziesbereich nur geringfügigen Einschaltungen von Tuffen lassen doch eine ganz ähnliche Entwicklung sowohl der Lahn- als auch der südlichen Dill-Mulde erkennen. Dort wie auch hier treten im toI α stets in mehr oder minder großer Mächtigkeit Tuffe auf. Sie sind letzte Anzeichen der mitteldevonischen magmatischen Tätigkeit, die hiermit zum Abschluß gekommen ist.

Die **höhere Adorf-** und gesamte (?) **Nehden-Stufe** (toI[β] γ , δ und toII) wird durch einen Rotschiefer repräsentiert, der hier in den Bohrungen 46/47 als roter Kalkknotenschiefer in einer Mächtigkeit von ca. 9m ausgebildet ist.

Er wird abgelöst von einem rosa bis grünlich gefärbten Kalk, in den grünliche Tonflasern eingelagert sind. Aus dem Hangenden dieser etwa 1m mächtigen Bank konnten aus 2 Proben der Bohrung 46 kleine Conodonten-Faunen gewonnen werden, die in beiden Fällen eine Einstufung in das toIII = tiefe **Hemberg-Stufe** zulassen (s. Anhang zur Abb. 5).

Dieser Kalkhorizont, der die Basis des toIII zu bilden scheint, schließt die rein klastisch-chemische Sedimentation im Bereich der Bohrungen 46/47 für die Zeit hohes Adorf — tiefes Hemberg ab.

Von nun an prägen magmatische Einschaltungen das Bild des **höheren Oberdevons** und lassen sogar örtliche tonig-kalkige Sedimente völlig zurücktreten. Förderungen von grüngrauem, grobflaserigem Schalstein leiten im Bereich der obenerwähnten Bohrungen die vulkanische Tätigkeit ein, die in diesen Profilen bis in das toIV (ob. Hemberg-Stufe) nachweisbar ist. Das ca. 60—70m mächtige Schichtpaket meist grobflaserigen, z. T. geschichteten tuffogenen Materials grüngrauer, zum geringen Teil auch rötlichbrauner Färbung wird nur durch wenige Kalk- bzw. Tonschieferbänke unterbrochen. Um die Abfolge besser zu verdeutlichen, sei die Schichtfolge der Bohrung 46 zwischen 106 und 149m ü. NN mitgeteilt:

157 m	Störung	
149,1	Schalstein, grüngrau, flaserig	
146,05	Kalkstein, mittelgrau, dicht an der Basis kontaktmetamorph	148,8 toIII od. jüng. 146,2 toIV
141,5	Diabas, graugrün, körnig, intrusiv	
138,5	Tonschiefer, graurötlich bis graugrün mit hell- grauen Kalkknoten, kontaktmetamorph	138,5 hohes toIII
136,7	Diabas, graugrün, körnig, intrusiv	
136,1	Kalkstein, hellgrau, dicht, kontaktmetamorph	
128,8	Schalstein, graugrün, flaserig, an der Basis geschichtet	
125,0	Tonschiefer, dunkelgrau, mit Lagen von mittel- grauem, dichtem Kalk	
116,0	Schalstein, graugrün und rotbunt, grobflaserig mit rosa Kalksteinbrocken	
113,1	Kalkstein, rosa bis rotbraun, massig	
107,8	Schalstein, graugrün, grobflaserig-schlierig	
106,7	Kalkstein, rosa und grünlich, massig	106,2 toIII

Abgesehen von dem liegenden Kalkstein, der schon oben besprochen wurde, geben drei Conodonten-Proben dieses Profilausschnittes einen Hinweis auf das stratigraphische Alter der Horizonte. Die Probe 138,5m von der Basis der rötlichen Kalkknotenschiefer enthält Formen, die auf toIII β hinweisen, während die Fauna der Probe 146,2m schon mehr zum toIV tendiert. Die letzte und im Profil höchste Probe lieferte nur *Polygnathus subserrata*, eine Form, die sowohl im hohen toIII, als auch im toIV und tiefen toV vorkommen kann.

Die zur stratigraphischen Bestimmung herangezogenen Faunen sind sehr klein. Das hat im wesentlichen zwei Gründe: Erstens sind die Kalke innerhalb der Schalsteinfolge relativ selten und die zur Aufbereitung verfügbaren Bohrkernproben demzufolge klein, zweitens schuf die effusive magmatische Tätigkeit ein so lebensfeindliches Milieu, daß — wenn überhaupt — durchweg Kümmerfaunen mit nur wenig Individuen bei der Aufbereitung anfallen.

Der oberdevonische Schalstein zeigt weder wesentliche lithologische, noch strukturelle Unterschiede gegenüber dem givetischen. Er läßt sich allenfalls bei frischem Material durch ein kräftig grün gefärbtes Mineral als oberdevonisch identifizieren. Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von Prof. HENTSCHEL, Wiesbaden,

soll es sich bei diesem Mineral um chromführenden Chlorit handeln. Ist es schon bei frischem Material äußerst schwierig, die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Abfolge zu entscheiden, so ist das bei angewittertem Gestein so gut wie ausgeschlossen. Eine sichere Einstufung ist daher nur mit Hilfe von bestimmbareren Faunen möglich.

Bei 157 m ü. NN wird das Profil durch eine Überschiebung abgeschnitten, an der die östliche Scholle mit nur geringfügigem Versatz nach NW aufgeschoben ist. In dieser auflagernden Scholle setzt die stratigraphische Abfolge weiter fort und zwar wiederum mit Schalstein (s. Abb. 5). Auch in den hangenden Partien des Schalsteins sind einige wenige Kalkbänke bis zu ca. 0,8 m Mächtigkeit eingelagert, die bei 164,1 und 171,2 m Conodonten erbrachten. Die Faunen sind aber so spärlich, daß sich die Aussagemöglichkeit auf toII β oder jünger beschränkt. Es darf jedoch angenommen werden, daß es sich hier um die hangendsten Lagen des oben besprochenen Schalsteins handelt, die in das toIV (hohe Hemberg-Stufe) zu stellen sind.

Die obersten ca. 40 m im Profil der Bohrungen 46/47 durchteuften im Hangenden des toIV-Schalsteins wenige Meter rote Kalkknotenschiefer, darüber einen Diabas-Mandelstein, der nach SE ausklingt, darüber wiederum vorwiegend rote Tonschiefer mit vereinzelt Kalksteinlagen und schließlich einen ca. 20 m mächtigen körnigen, teilweise zersetzten Intrusiv-Diabas. Aus den roten Ton- bzw. Kalkknotenschiefern liegt keine Fauna vor, so daß eine stratigraphische Einordnung auf biostratigraphischer Grundlage nicht möglich ist. Auf Grund der Lagerung dürfte es sich jedoch um das normale Hangende des in das toIII—IV eingestuften Schalsteins handeln. Diese Annahme wird bestärkt durch Profile anderer Bohrungen (z. B. Bohrung 29) mit ähnlicher Abfolge und Fazies, deren Proben höchstes Oberdevon (toV—cuI) aufweisen.

Das soeben erläuterte Profil der Bohrungen 46/47 umfaßt ca. 130 m Mächtigkeit von der Grenze tm/to bis in die roten und grüngrauen Schiefer des vermutlich höchsten to bei \pm flacher Lagerung, entspricht also auch etwa der absoluten Mächtigkeit. Ihm gegenüber steht ein Profil des 2. Fazies-Bereiches, der, wie eingangs bereits erwähnt, durch die Bohrung 29 mit folgender Schichtfolge repräsentiert wird:

In der Teufe von 368—526 m u. NN wurde eine Serie von dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. pyrihaltigen Tonschiefern durchfahren, die im hangenden Teil mit Kalkfasern und dünnen Kalkbänken wechsellagern. Im Liegenden treten zu dieser Wechselfolge noch Tuffeinschaltungen hinzu. Mehrere Conodontenproben wiesen dieses Schichtpaket als **Givet** aus (s. Anhang zu Abb. 5).

Ein Vergleich zwischen den Bohrungen 46/47 und 29 läßt den starken Fazieswechsel des oberen Mitteldevons im Bereich des Westfeldes der Grube Fortuna deutlich werden. Während des hohen tm kamen im S (46/47 und besonders deutlich 49) wesentlich Grob-, untergeordnet Feintuffe zur Ablagerung. Einige 100 m weiter nördlich (Bohrung 29) beherrschen trotz kalkiger und pyroklastischer Einschaltungen Schwarzschiefer das Faziesbild.

Die scharfe Grenze tm/to, die üblicherweise durch das Grenzlager fixiert wird, ist in der Bohrung 29 nicht wahrnehmbar, vielmehr setzt sich die euxinische Fazies in der **Adorf-Stufe** mit pyrihaltigen, dunkelgrauen bis schwarzen, gebänderten Tonschiefern kontinuierlich fort. Die typischen Tuffe und Tuffite der tiefen Adorf-Stufe

sind auch im Profil der Bohrung 29 zu beobachten, treten aber nur als dünne Zwischenmittel auf und bleiben im wesentlichen auf die liegenden Partien des toI α beschränkt, während zum Hangenden mehr und mehr Kalke in die ca. 40m mächtige Schichtfolge eintreten. Wenn die Kalke auch in diesem Teilprofil mitunter gegenüber den Schiefen überwiegen, so verlieren sie doch nicht ihre ständig durch Schiefermittel getrennte dünnbankige Ausbildung.

Die sedimentäre Schichtfolge wird zunächst durch einen ca. 35m mächtigen, grobkörnigen Intrusivdiabas unterbrochen und setzt über diesem in den hangenden 10 Bohrmeter mit an der Basis kontaktmetamorph veränderten Kalkbänderschiefern fort. Diese gehen über in einen grünlich-grauen, tuffitischen Kalkbänderschiefer. Er dokumentiert vermutlich die hangendsten Partien des toI α , wenn man der anderen Ortes gemachten Beobachtung, daß die magmatische Tätigkeit des tm im hohen toI α endet, stratigraphischen Wert zuerkennen will. Zumindest aber muß die Grenze toI α /(β) γ dicht darüber liegen, denn eine ca. 20m darüber entnommene Probe lieferte Conodonten des toI (β) γ .

In den als repräsentativ vorgestellten Bohrungen 46/47 nimmt ein roter Kalkknotenschiefer von 9—10m den Zeitraum toI (β) γ —toII ein. Erst die hangenden Kalke gehören der tiefen Hemberg-Stufe an. Dieser Zeitabschnitt **mittl. Adorf- bis Nehden-Stufe** umfaßt in der Bohrung 29 ein Schichtpaket von etwa 200m, wobei nicht sicher ist, ob die hohe Nehden-Stufe überhaupt vorhanden ist. Diese enormen Mächtigkeiten wiederholen sich nochmals in der Bohrung 35. Es handelt sich dabei vorwiegend um Kalkbänderschiefer, deren Farbe zwischen hellgrau bis schwarz wechselt, untergeordnet sind rote Kalkknotenschiefer. In diese Serie sind vielfach Kalke eingelagert, meist wenige cm, nur selten einige Dezimeter mächtig, aus denen eine Anzahl Proben Conodontenfaunen geliefert haben. Danach nimmt das mittl. Adorf die untere Hälfte der Schichtenfolge ein, die obere fällt in die hohe Adorf- und tiefe Nehden-Stufe. Die im Profil höchste Probe bei 28 m u. NN (Bohrung 29) erbrachte eine Fauna des hohen toII α . Die Mächtigkeit der vermittelnden Sedimente zwischen dieser Probe und dem im Profil einsetzenden Schalstein beträgt ca. 7m. Wenn man die Verhältnisse der Bohrungen 46/47 auf das Profil der Bohrung 29 überträgt, d. h. den Beginn der Schalstein-Sedimentation in der tiefen Hemberg-Stufe annimmt, dann müßte das toII β in diesen wenigen Metern zu suchen sein.

Mit der **Hemberg-Stufe** setzt eine Folge von Schalsteinen und Diabasen ein, die das Bild des höheren Oberdevons prägen und wahrscheinlich bis in das Unterkarbon hineinreichen.

In der Bohrung 29 sind die liegenden 10m Tuffe von dem etwa 100m mächtigen Hauptkomplex der Schalsteine durch ein Schiefermittel getrennt, das die gleiche petrographische Ausbildung hat wie die Gesteine der höheren Adorf- und Nehden-Stufe. Grüner bis dunkelviolettfärbter grobfaseriger Schalstein überwiegt gegenüber den feinfaserigen Partien innerhalb der ca. 100m mächtigen Serie. In den Bohrungen 46/47 sind mehrfach Kalkbänke in die Schalsteine eingeschaltet, die offenbar über einen größeren Bereich aushalten. Die Sedimentation der Tuffe scheint demnach nur episodisch den südlichen Raum (46/47) erfaßt zu haben. Auch im Profil der Bohrung 29 sind innerhalb des Schalsteins Kalke durchteuft worden. Hier sind es aber nicht Kalkbänke, sondern fast ausschließlich Kalkbrocken, deren Auftreten sich örtlich

fast zu Kalkbreccien verdichten kann. Leider liegen aus diesen Kalken keine Faunen vor, so daß ihre stratigraphische Einordnung nicht möglich ist. Es ist aber anzunehmen, daß sie als Auswürflinge tieferen Horizonten entstammen. Erst im höchsten Teil des Profils dieser Bohrung sind Kalkbreccien mitteldevonischen Alters faunistisch belegt, die in hochoberdevonischen oder kulmischen (?) Tuffen eingeschlossen sind.

Neben den Kalkbrocken treten im Schalsteinprofil häufig Schlieren von Diabas-Mandelstein auf. Wieweit es sich dabei um syngenetische Einlagerungen oder um nachträgliche Durchdringung der Schalsteine handelt, ist aus den Bohrunterlagen nicht zu entnehmen. Für die letzte Möglichkeit scheint die Tatsache zu sprechen, daß gerade im Bereich der Bohrung 29 ein besonders mächtiges Lager von Diabas-Mandelstein den Schalstein überlagert.

Das Hangende des Schalsteins bildet zunächst ein 2,8 m mächtiger mandeliger Diabas, der seinerseits von einem 2,2 m mächtigen Kalk überlagert wird. Nach Conodonten gehört dieser Horizont dem toIV an. In seinem Liegenden befindet sich ein 10 cm dickes Roteisenstein-Lager, dessen Genese der des Grenzlagers entsprechen dürfte.

Oberdevonische Roteisenstein-Lager, abgesehen von den sog. Nachzügler-Lagern innerhalb der Adorf-Stufe, sind nur wenig bekannt oder aber bisher falsch eingestuft worden. So ist z. B. in früheren Jahren auf der Grube Lahnstein südlich Weilburg ein „Grenzlager“ abgebaut worden, das dem Grenzbereich Givet/Adorf zugeschrieben wurde. Durch eine Neukartierung konnte RIETSCHEL (1960) nachweisen, daß dieses geringmächtige Erzlager an Diabas-Tuff und brecciösen Mandelstein gebunden ist, dessen Alter mit Grenzbereich toII/III angegeben wird.

Ein 4,5 m mächtiger, mandeliger Diabas trennt in der Bohrung 29 den oben erwähnten Kalk des toIV (ob. Hemberg-Stufe) von einer Kalkbank (1,5 m) mit grauen Tonschiefer-Flasern, dessen Fauna keine genauere Aussage als toV zuläßt; wahrscheinlich reicht aber dieser Horizont bereits in das toVI hinein. Die Faunen-Einstufungen der benachbarten Bohrungen 35 und 31 aus Kalken gleicher Position lassen dies zumindest vermuten.

Die folgenden, 3 m mächtigen, blauschwarzen Schiefer sind durch tektonische Bewegungen stark zerknestet worden. Sie bilden das Auflager eines \pm 50 m mächtigen Diabases, der in seinen tieferen, feinkörnigen bis dichten Teilen einige Lagen schwarzen Tonschiefers einschließt; der obere Teil besteht aus Mandelstein.

Ein geringmächtiger Horizont schwarzer, kieseliger Schiefer vermittelt zwischen dem Diabas-Mandelstein und einem grüngrauen bis schwarzgrünen, körnigen Diabas. Diese kieseligen Schiefer sind nicht mit den Kulm-Kieselschiefeln identisch, sondern stellen kontaktmetamorph veränderte Schiefer des hohen to dar.

Die sedimentäre Folge des hohen to setzt über dem körnigen Diabas mit einer Wechselfolge von ca. 25 m flaserigen Schalsteinen fort, in die grüngraue bis schwarze, mitunter auch rote Schiefer eingelagert sind. Aus diesen Schiefeln wurden 3 Conodonten-Faunen gewonnen, die folgende Einstufung zulassen (von unten nach oben):

1. toV—cuI; 2. to—cu; 3. hohes to. Damit ist die Serie der Schalsteine, die über dem Diabas liegt, noch in das höchste Oberdevon zu stellen, wenn auch die Proben 1 und 2 bereits auf den Grenzbereich to/cu hindeuten.

Die Schichtfolge des Profils wird nochmals durch einen 10m mächtigen körnigen Diabas gestört, der an seiner Basis bei der Intrusion schwarze Schiefer eingewickelt hat. In seinem Hangenden folgt eine Serie grauer bis schwarzer Schiefer mit einigen Tuff- und Kalk-Lagen. Ein Kalkbrocken aus einer dieser Tuff-Lagen ist es, der die schon erwähnte mitteldevonische Conodonten-Fauna geliefert hat. Leider sind zur Zeit der Bohrungsarbeiten keine weiteren Proben aus den schwarzen Schiefen entnommen worden, so daß gerade deren Einstufung nicht möglich ist.

Die obersten 29m der Bohrung standen ebenfalls in einem grobflaserigen Schalstein, der entweder in das höchste to oder bereits in das tiefe Unterkarbon zu stellen ist.

Damit liegt in der Bohrung 29 ein Profil vor, das außer dem oberen Givet sehr wahrscheinlich das gesamte Oberdevon, wenn nicht sogar noch Teile des Kulm umfaßt.

Kulm

Die hochoberdevonischen — oder kulmischen? — Schalsteine scheinen von Kulm-Kieselschiefen überlagert zu werden. Das Vorkommen schwarzer Lydite, die von AHLBURG wohl mit Recht als kulmisch betrachtet werden, befindet sich dicht westlich der Bohrung 29. Die Aufschlußverhältnisse sind allerdings so schlecht, daß die Kieselschiefer wohl als Lesesteine, nirgends aber anstehend oder gar im Verband zum Liegenden angetroffen werden können.

Ein für die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse im Grenzbereich to/cu bedeutendes Profil befindet sich nordöstlich des bisher behandelten Raumes im Bechlinger Bach-Tal (Blatt Ballersbach; R. 346138, H. 560828). In der dort angelegten alten Pinge konnte folgendes Profil gewonnen werden:

Hangendes:	Körniger Diabas	
ca. 600 cm	hellgraue verkieselte Schiefer, Kieselkalke und sehr wenig schwarze Kieselschiefer in Wechsellagerung	
50 cm	gebänderter, kieseliger, sandiger Schiefer	
15 cm	hellgraue, dünnplattige, harte Schiefer	
20 cm	zu braunem Mulm verwitterter Kalk	2-16/8
15 cm	harter, olivgrüner Tonschiefer	
10 cm	Kalklinsen, hellgrau	3-16/8
20 cm	harte, olivgrüne Tonschiefer	
10 cm	Kalkbank, hellgrau	4-16/8
140 cm	olivgrüne, harte Tonschiefer mit einzelnen Kalklinsen	
40 cm	Flaserkalke, hellgrau	2-6/10
Liegendes:	Olivgrüne Tonschiefer, vermutlich auch rote Tonschiefer	

Probe 2—16/8 lieferte:

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER
Pseudopolygnathus dentilineata BRANSON
Spathognathodus spinul. spinulicostatus BRANSON
Spathognathodus spinul. ultimus BISCHOFF
Spathognathodus inornatus BRANSON & MEHL
 Einstufung: toVI

Eine ganz ähnliche Fauna ist in der Probe 3—16/8 enthalten.

Probe 4—16/8 und die darunter liegenden Kalke brachten teilweise reiche Faunen, in denen *Spathognathodus spin. ultimus* nicht mehr vertreten ist. Aus Probe 2—6/10 sei folgende Fauna genannt:

- Palmatolepis deflectens deflectens* MÜLLER
 - Palmatolepis gonioclymeniae* MÜLLER
 - Polygnathus communis* BRANSON & MEHL
 - Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER
 - Spathognathodus spinul. spinulicostatus* BRANSON
 - Spathognathodus costatus* BRANSON
 - Spathognathodus stabilis* BRANSON & MEHL
 - Spathognathodus tridentatus* BRANSON
- Einstufung: toV

Damit kann die Grenze toV/VI zwischen die Kalke 3—16/8 und 4—16/8 gelegt werden; das sicher bestimmbare toVI dieses Profils ist also weniger als 1 m mächtig. Wie weit die konkordant auflagernden, kieseligen Sedimente noch in das to oder schon in das cu gehören, läßt sich vorerst nicht entscheiden. Es wäre denkbar, daß die dünnplattigen Schiefer und kieselig-sandigen Schiefer der Gattendorfia-Stufe entsprechen könnten, die Wechselfolge mit Kieselkalken und Kieselschiefern der Pericyclus-Stufe.

Zusammenfassend sind in einer tabellarischen Übersicht die Faziesdifferenzierungen und stratigraphischen Abfolgen im N und S des Westfeldes der Grube Fortuna wiedergegeben:

Kulm	N		S	
	Becken		Schwelle	
		Kieselschiefer Alaunschiefer?		
		----- ? -----		
Dasberg- Stufe	VI V	Schalstein		
		Schwarze Schiefer	Rotschiefer	
Hemberg- Stufe	IV III	Schalstein		
			Kalklinsen	
Nehden- Stufe	II		Rotschiefer und Kalkknotenschiefer	
Adorf- Stufe	I	graue und schwarze Schiefer mit Kalklinsen, im Liegenden mit Tufflagen	Kalk	
			Grenzlager	
Givet			Schalstein	

Faziesbereiche im Givet

Die Betrachtung der behandelten Bohrprofile im S (46, 47, 41, 49) und N (35, 29) des westlichen Grubenfeldes der Grube Fortuna läßt deutlich unterschiedliche Faziesbereiche hervortreten.

Im S wurden ausschließlich die hangenden Partien des givetischen Schalsteins durchteuft und das Liegende in keiner Bohrung angefahren. Aber auch untertage ist im engeren Grubenfeld das Liegende nicht aufgeschlossen, obwohl längere Querschläge den Sattelkern des Schalsteins durchhörtern. Das Gestein ist von grober, ungeschichteter und massiger Beschaffenheit, dem tonig-kalkige Einlagerungen fehlen. Dank der Vielzahl niedergebrachter Bohrungen kann diese Schalstein-Fazies über einen Raum von ca. 100—200m Breite, aber über mehr als 1000m Länge verfolgt werden; ein langgestreckter Zug, der in streichender Richtung (WSW—ENE) angeordnet ist. Diese Beobachtung spricht für eine erhebliche, lokale Anhäufung tuffogenen Materials über einer im Streichen des Gebirges angelegten Förderzone.

Diesem, in der Folgezeit als submarine Schwelle wirkenden Bereich, stehen die faziellen Verhältnisse des Nordens gegenüber. Massige Schalsteine sind hier nicht anzutreffen, vielmehr wird das Vorland der durch vulkanische Aufschüttungen hervorgerufenen Schwellenregion, aufgeschlossen in den Bohrungen 31, besonders aber 29 und schließlich 35, beherrscht von einer typischen Beckenfazies mit reduzierendem Milieu. Pyrithaltige Schwarzschiefer wechsellagern mit hell- bis dunkelgrauen Schiefern und flaserigen Kalkbänken. In diese ca. 150m aufgeschlossene Schichtfolge des oberen Givet (Bohrung 29) sind nur wenige Meter gut geschichtete feine, z. T. auch gröbere Tufflagen mit Tonschieferfetzen und Kalkbrocken eingelagert. Es wäre denkbar, daß es sich bei den Tuffen wegen ihrer unreinen Beschaffenheit, unterschiedlichen Verteilung und Mächtigkeit innerhalb der einzelnen Bohrprofile nicht um primär abgelagertes, sondern allochthones Material handeln könnte, das von S, von der Schalsteinschwelle oder deren Flanke, eingeschwemmt worden ist.

Die Beobachtungsmöglichkeiten in der Beckenzone sind, soweit es sich auf das Givet bezieht, auf die Bohrungen 29, 31 und 35 beschränkt. Weiter im N. steht zwar die Bohrung 38, in der allerdings kein Givet durchteuft wurde. Will man das Profil weiter nach N verfolgen, können einige Aufschlüsse am Steilabbruch zum Dilltal herangezogen werden, so z. B. der ca. 500m westlich Berghausen aufgelassene Steinbruch, in dem ein 20m mächtiges Givet-Profil aufgeschlossen ist.

Die Basis bildet grober, massiger Schalstein, der von einer etwa 1m mächtigen Kalkbreccie — mit Schalstein als Bindemittel — eingedeckt ist. Die weitere Abfolge ist ein ständiger Wechsel von dünnbankigen, vielfach kieseligen Kalken, Kieselschiefern, Feintufflagen (z. T. mehrere Dezimeter mächtig) mit und ohne Kalknollen und Riffdetritus, der 1m und mehr erreichen kann. Korallen und Krinoiden sind die wesentlichen Organismen, die am Aufbau des Riffes beteiligt waren.

Im Hangenden des Profils häufen sich dickbankigere, eisenhaltige Kalke. Eine aus der obersten Bank dieser Kalke gewonnene Conodontenfauna ist insofern bemerkenswert, als sie eine sehr artenarme Fauna mit nur wenig *Polygnathus*-Individuen (*Pol. varca*, *Pol. linguiformis*) lieferte, die Gattungen *Spathognathodus* (mit *Spath. brevis*), *Acodina*, *Belodus* und *Paltodus* hingegen umso individuenreicher vertreten sind. Letztere Formen scheinen für die ökologischen Bedingungen, die das Riff bietet, charakteristische Anpassungsfähigkeiten besessen zu haben.

Im Wald oberhalb des Steinbruchs, d. h. also wenige Meter im Hangenden der Kalke mit der Givet-Fauna, stehen in einer kleineren Rippe Flaserkalke an. Nach den

daraus gewonnenen Conodonten (*Palmatolepis transitans*, *Polygnathus cf. cristata*) muß dieser Horizont in das tiefe toI eingestuft werden.

Von Berghausen über den Thal-Berg bis nach Ehringshausen sind immer wieder kleine Kalkvorkommen zu beobachten. Sie stellen kleine givetische Riffe bzw. deren Reste dar, die — perlschnurartig aufgereiht — dem Givet-Schalstein aufsitzen, der auf gleicher Linie flach nach N heraushebt.

Neben der vulkanischen Schwellenfazies im S, der Beckenfazies im nördlich vorgelagerten Raum mit vorwiegend euxinischen Verhältnissen, tritt nun noch eine z. T. typische Riffkalkfazies auf, die das Becken nach N begrenzt. Auf die paläogeographischen Verhältnisse wird noch einzugehen sein.

Ist bereits mit Hilfe der Schalsteinfazies die Struktur einer vulkanischen Schwelle nachzuzeichnen, so wird dieses Bild unter Berücksichtigung der Lagerstättenausbildung und deren Mineralassoziation noch deutlicher. Es hat sich gezeigt, daß die größten Mächtigkeiten des Grenzlagere unmittelbar an den Top der Schalsteinschwelle gebunden sind und zwar dies über die gesamte Länge der bisher nachgewiesenen Struktur. Dabei sind an den auf dem Rücken vermuteten Exhalationszentren zunächst im wesentlichen silikatische Eisengele sedimentiert worden, erst in der hangenden Abfolge treten die kalkreicheren Erztypen auf. Je weiter beckenwärts die Lagerstätte verfolgt wird, umso geringer wird der Anteil der silikatischen Erze unter Zunahme der kalkreichen Typen. In gleicher Richtung verringern sich die Lagermächtigkeiten, bis schließlich das Lager aufspaltet, sich mit den Beckensedimenten verzahnt und schließlich vertaubt. Diese charakteristische Entwicklung kann auch aus den Profilen der Bohrungen 49—41—47—46 abgelesen werden. Für die Kulmination und die nördliche Flanke gilt also, daß die Schwelle förmlich von der Lagerstätte ummantelt wird. Dies scheint auch für die südliche Flanke zuzutreffen, allerdings liegen von dort zu wenig Anhaltspunkte vor, um sichere Aussagen machen zu können.

BOTTKE (1959), der sich vor kurzer Zeit sehr eingehend mit den stratigraphischen Verhältnissen des tm/to und des Grenzlagere im Sauerland auseinandergesetzt hat, berichtet von ganz ähnlichen Beobachtungen.

Die bezüglich ob. Givet und Grenzlagere skizzierten Zusammenhänge sind im Bereich der Grube Fortuna nur deshalb möglich, weil dies ein Gebiet ist, das nördlich von dem eigentlichen, weder stratigraphisch noch morphologisch gut gliederbaren Schalsteinhauptsattel liegt, und wir damit bereits ein relativ unterentwickeltes und differenzierteres Schalsteinprofil vorliegen haben.

Faziesbereiche im Oberdevon

Zum Ausgang des Mitteldevons liegt ein gut gliederbares Relief vor, das im Laufe des Oberdevons durch Einschüttungen teils tonig-kalkigen, teils vulkanischen Materials ausgeglichen wird. Die verschiedenen morphologischen Elemente bleiben jedoch bis in das höhere Oberdevon hinein wirksam.

Die im oberen Givet vorherrschenden euxinischen Faziesverhältnisse des Beckenbereichs setzen sich in die Adorf-Stufe hinein fort und stehen mit mehr als 200 m hauptsächlich Tonschiefern in krassem Gegensatz zu den wenige Meter mächtigen Kalken (10—30 m) über der vulkanischen Schwelle.

Der Übergang der kalkigen in die tonige Fazies ist in der Bohrung 46 gut zu beobachten. Zwischen + 100 m und — 100 m (bezogen auf NN) wird die adorfische Abfolge, abgesehen von der kleinen eingequetschten Scholle bei + 70 m, 3 × durchbohrt (s. Abb. 5). Der in der hangenden Schuppe anstehende Horizont besteht im wesentlichen aus gebankten Kalken mit nur geringen Einschaltungen von Tuffen und Schiefern. Im überkippten Flügel des Fortuna-Sattels erscheint nochmals eine ganz ähnliche Abfolge. Zwischen — 50 und — 100 m wird das toI α zum 3. mal durchteuft, nun aber ist die Zunahme der klastischen Einschaltungen deutlich wahrnehmbar. Das Verhältnis von klastischem zu kalkigem Anteil liegt hier etwa bei 1:1.

Zwischen den Bohrungen 46 und 31 liegt unmittelbar auf der Profilinie keine weitere Bohrung. In diesem Stück lassen sich zeichnerisch die Verhältnisse nur dadurch annähernd wiedergeben, daß ein streichendes Profil der Bohrungen 32—30 zu Hilfe genommen wird. Damit scheint sich zwischen den Bohrungen 46 und 31 eine Sattelstruktur anzudeuten, die etwa dem Willberg-Sattel entsprechen könnte, der weiter im W, außerhalb des Grubenbereiches, zutage tritt.

Die Bohrung 31 steht bereits in der voll entwickelten Beckenfazies, deren Mächtigkeit nach N weiter zunimmt.

Den so unterschiedlich ausgebildeten Faziesräumen — auf der einen Seite wenige Meter mächtige Kalke, auf der anderen über 200 m klastische Sedimente — ist nur eines gemeinsam: die Einschaltung dünner Tufflagen im toI α . Die höhere Adorf- und auch die Nehden-Stufe sind frei von vulkanischen Förderprodukten, d. h. der mitteldevonische Vulkanismus endet mit dem toI α .

Tuffe und Tuffite der tiefen Adorf-Stufe sind seit langem bekannt. Diese tiefoberdevonische Folge erfuhr durch KREBS (1958) in der südwestlichen Dill-Mulde eine eingehende Bearbeitung. Er greift aus dieser regional weit verbreiteten Tuff- und Tuffit-Folge ein bestimmtes Gebiet heraus, definiert die spezielle Abfolge möglichst eng und belegt sie mit einem Ortsnamen: „Dillenburger Tuffe“. Abgesehen von der Tatsache, daß außer dem besonders Interessierten sich niemand von der stratigraphischen Situation einer an Ortsnamen gebundenen Bezeichnung ein Bild machen kann, hat die Einführung des Begriffes „Dillenburger Tuffe“ einen weiteren, erheblichen Nachteil. Es liegt in der Natur der Tuffe, daß sie ein sich ständig und oft sogar abrupt wechselndes Profil, auch auf kleinstem Raum, aufbauen. Wenn demnach ein typisches Profil (z. B. „Dillenburger Tuffe“ bei Dillenburg) möglichst eng definiert wird, kann es streng genommen nur noch ganz lokale Bedeutung haben. Die adorfischen Tuffe sind in ihrer Allgemeinheit im Sinne von KREBS aber untypisch ausgebildet. Es wäre sinnvoller, nur von tiefoberdevonischen oder auch adorfischen Tuffen zu reden und die jeweils entsprechende Abfolge anzugeben.

Im Laufe der Adorf-Stufe gleichen sich die morphologisch stark differenzierten Räume langsam an. Die charakteristischen Faziesbereiche sind im toII schon stärker verwischt und machen sich lithologisch oder durch größere Mächtigkeitsschwankungen weniger bemerkbar.

Nur in der Bohrung 41 und direkt südlich davon deutet sich in der Nehden-Stufe die ehemalige Schwellenlage durch eine Schichtlücke an, wenn hier nicht eine tektonische Reduktion der Schichtfolge im Bereich der südlichsten Überschiebung vorliegt. Schon 50 m weiter nordwärts (Bohrung 47) vertreten rote und graue Schiefer das toII, die zum Becken hin geringfügig mächtiger werden.

Der Nachweis der hohen Nehden-Stufe (toII β) ließ sich bisher, wie zuvor schon erwähnt, weder in den Bohrungen 46/47, 49 noch in den dazwischen liegenden Bohrungen exakt führen. Auch in der Bohrung 31 steht wenige Meter unter der Basis des oberdevonischen Schalsteins biostratigraphisch belegtes „toII“ an. Die Frage nach dem Fehlen oder Vorhandensein des hohen toII ist insofern von Wichtigkeit, weil sich nur mit deren Entscheidung eine genaue Einstufung des Beginns der oberdevonischen Schalsteinförderung durchführen läßt.

Im S liegt über dem toII bzw. an der Basis des Schalsteins ein Kalkhorizont, dessen Altersbestimmung toIII erbrachte. Somit ergeben sich für das Einsetzen der Schalsteinsedimentation zwei Möglichkeiten:

1. Die Förderung setzt im N (Bohrung 29) in der hohen Nehden-Stufe ein und erfaßt erst in der Hemberg-Stufe die südlich gelegenen Räume, in denen bereits zuvor geringmächtige Kalke des tiefen toII sedimentiert wurden.

2. Die hohe Nehden-Stufe (toII β) verbirgt sich in einem sehr geringmächtigen Schieferhorizont, der bisher biostratigraphisch nicht nachgewiesen oder aber in dem besprochenen Raum nicht zur Ablagerung gekommen ist. Unter dieser Voraussetzung beginnt die Schalsteinsedimentation \pm gleichzeitig im ganzen Gebiet und wäre auf Grund der Unterlagerung von Kalken des toIII ebenfalls in die Hemberg-Stufe einzuordnen.

Die 2. Möglichkeit scheint die naheliegendere zu sein.

In jüngster Zeit hat RIETSCHEL (1960) das Oberdevon um Weilburg bearbeitet. Bei seinen Aufnahmen fand er mehrfach Tuffe bzw. Tuffite in oberdevonische Sedimente und Diabase eingeschaltet, deren Mächtigkeiten meist im Dezimeter-Bereich liegen. Er konnte die Tufflagen einiger Fundpunkte stratigraphisch einordnen und kommt interessanterweise ebenfalls zu dem Ergebnis, daß der oberdevonische Vulkanismus „in der hohen Nehden- bis tiefen Hemberg-Stufe“ einsetzt und die Hemberg-Zeit andauert. Die jüngsten Tuffite treten nach RIETSCHEL (vermutlich umgelagert) in der Dasberg-Stufe auf. Die von ihm angegebenen Fundorte sind schon lange bekannt, wurden aber vor ihm wegen stratigraphisch-tektonischer Fehldiagnosen in das Givet gestellt.

Innerhalb der Bohrprofile bildet der toIII-Schalstein einen durchgehenden Horizont verschiedener Mächtigkeit. Im Kern des Fortuna-Sattels, d. h. im Bereich der givetischen vulkanischen Schwelle (Bohrung 41) erreicht er ca. 30—40m. Seine Mächtigkeit wird hier noch durch eine Reihe Kalkbänke reduziert, die besonders in den Bohrungen 46/47 in die vulkanische Serie eingeschaltet sind. In ihnen spiegelt sich letztmalig die givetische Schwellenstruktur wider. Nach N keilen die Kalkeinlagerungen fast vollständig aus und sind in den Bohrprofilen 31, 29 und 35 bis auf eine Bank im Hangenden des Schalsteins nicht mehr zu beobachten.

Das Maximum der hauptsächlich groben Tuffschüttungen mit ca. 150 m liegt in der Nähe der Bohrung 31. Von da aus nehmen die Schalstein-Mächtigkeiten nach N und S ab, so daß der Gedanke naheliegt, hier oder in der Nähe ein vulkanisches Förderzentrum zu vermuten. Diese Vorstellung wird unterstützt 1. durch eine intensive Durchschwärmung des Schalsteins von Diabasmandelsteingängen in der Bohrung 29, 2. der Ausbildung eines geringmächtigen Erzhorizontes im Hangenden des Schalsteins derselben Bohrung und 3. der folgenden Auflagerung eines Diabasmandelsteins, der

zwar eine große Verbreitung hat, dessen größte Mächtigkeit aber in der Bohrung 29 durchteuft wurde.

Die vulkanische Tätigkeit hat vermutlich das toIII überdauert. Die kleinen Faunen aus jenen Kalken, die im Schwellenbereich in die Schalsteine eingeschaltet sind, geben aus der Mitte des Profils (Bohrung 46) toIII an; die in die hangenden Schalsteine eingelagerten Kalke erbrachten nur Faunen, deren Aussagewert sich auf „toII oder jünger“ beschränkt. Besser datierbar sind die Abfolgen der Bohrungen 31 und 29. In der erstgenannten folgt über einem „toIII—IV“-Kalk Schalstein, Rotschiefer und wieder ein Kalk des „toV—VI“. Die gleichen Kalke sind auch in der Bohrung 29 angefahren worden und werden dort durch einen Diabasmandelstein getrennt, d. h. Schalstein und Rotschiefer keilen vor der Bohrung 29 aus. Die Datierung dieser Kalke ist hier präziser mit toIV und toV angegeben. Unterstellt man die Identität der Kalkhorizonte beider Bohrungen, woran der Verfasser nicht zweifeln möchte, dann hat die Schalsteinförderung auch im toIV stattgefunden.

Von jetzt an sind die im oberen Givet geprägten morphologischen Strukturen nicht mehr erkennbar; sie sind weder durch fazielle Differenzierungen noch durch Mächtigkeitsunterschiede nachzuweisen. Das aber z. T. deshalb, weil der südliche Bereich bis in ein stratigraphisch tieferes Niveau als der nördliche abgetragen ist.

In der Dasberg-Stufe (toV—VI) stehen sich — ähnlich wie im Givet — vulkanische und tonige Fazies gegenüber, nun allerdings mit vertauschten Räumen. Im Bereich der givetischen Schwelle bis hin zur Bohrung 31 ist das höchste to von typischen oberdevonischen Rotschiefern beherrscht. Ein Teil dieser Rotschiefer geht nach N in graue und schwarze Schiefer über und gleichzeitig verzahnt sich die schiefrige Fazies mit der vulkanischen (Bohrung 29). Die Wechselfolge Tuff/Schiefer wird durch Conodonten als höchste to ausgewiesen.

Der Farbumschlag von roten in graue bzw. schwarze Schiefer setzt interessanterweise gerade im Bereich der Wechselfolge Tuff/Schiefer ein. Die Reduktion des fein verteilten Hämatits der Rotschiefer scheint hier weniger durch in Hohlformen bzw. Mulden stagnierendem, schlecht durchlüftetem Wasser hervorgerufen zu sein. Vielmehr darf ein direkter Zusammenhang zum Vulkanismus angenommen werden, dergestalt, daß Lösungen oder frei werdende Gase das Sediment nachhaltig beeinflussten.

Die Lokalisierung der Verzahnung macht deutlich, daß das Förderzentrum der magmatischen Tätigkeit gegenüber der des toIII noch weiter nach N oder NW verlagert sein muß. Die ersten Förderungen (des toIV) bestehen aus effusivem (?) Diabasmandelstein z. Z. der Rotschiefersedimentation. Seine max. Mächtigkeit ist bei der Bohrung 29 anzunehmen, in deren Bereich der toIII — Schalstein mit einer Vielzahl von Mandelstein-Gängen durchsetzt ist. In der Folge werden Tuffe im N und Rotschiefer im S sedimentiert, wobei mal diese, mal jene weiter vorstoßen. In den hangenden Partien fällt dieses Wechselspiel ganz zugunsten der vulkanischen Bildungen aus und zwar so stark, daß sie die südlichen Areale nachweislich bis zum Willberg-Sattel, vermutlich aber noch weiter südlich gelegene Räume mit Schalstein eindeckten. Im S der Bohrung 49 anstehender Schalstein dürfte in die gleiche Folge gehören. Bisher war es nicht möglich, diese jüngste, relativ mächtige Schalsteinfolge einzustufen. Es wäre durchaus denkbar, daß dies tiefkulmische Sedimente sind.

Paläogeographie des Givet

Morphologie und Fazies des givetischen Schalsteins im Grubenfeld der Grube Fortuna wurden bereits skizziert. Dabei kam der Verfasser zu der Vorstellung, daß vulkanisches Material aus einer Anzahl im Streichen des Ablagerungsraumes angeordneter Förderpunkte austrat und sich darüber zu größeren Mächtigkeiten anhäufte. Der auf diese Weise gebildete submarine Rücken läßt sich an Hand der Schalsteinfazies und Verbreitung des überlagernden Erzlagers über mehr als 2 km festlegen.

Versuchen wir zunächst, diese Struktur im Streichen zu verfolgen: Zum besseren Verständnis muß eingefügt werden, daß die Schalsteinschwelle bei der Faltung zu einem Sattel umgeformt wurde, der im Ostfeld der Grube mit 30—40° nach NE abtaucht, d. h., das Erzlager verläuft hier im Gegensatz zum Westfeld quer zum Streichen (vgl. Erl. Bl. Braunfels). Dieses Abtauchen wurde bisher als ausschließlich tektonisches Moment angesehen, zumal gerade im Ostfeld eine recht starke mecha-

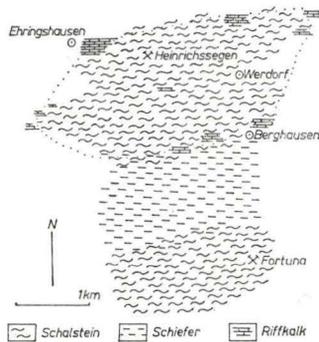


Abb. 2. Paläomorphologie des Givet im Bereich der Gruben Fortuna und Heinrichslegen.

nische Beanspruchung zu erkennen ist. Die Achsendepression ist aber nur scheinbar auf tektonischen Ursachen begründet, viel wahrscheinlicher ist hier mit dem primären NE-Ende der Schalsteinschwelle zu rechnen. Der Beweis dafür kann mit Hilfe des Erzlagers geführt werden. Wir hatten gesehen, daß das Lager ausschließlich auf den Top der Schwelle beschränkt ist, nach den Flanken geringmächtig wird und schließlich vertaubt. Diese Abhängigkeiten zwischen Lager und Schalsteinschwelle sind im Ostfeld ebenfalls gegeben. Besonders in früheren Jahrzehnten wurde hier das Lager abgebaut und zwar mit den größten Mächtigkeiten (5—20 m) — unserer Schwellenposition entsprechend — direkt östlich einer N-S-Störung, die West- und Ostfeld der Grube trennt. Mit zunehmender Teufe und Entfernung von der N-S-Störung — oder Schwelle — wird das Lager nach E und SE geringmächtiger und ist schließlich „infolge seiner innigen Verwachsung mit dem Nebengestein, insbesondere mit dem Kalke, kaum noch bauwürdig“ (AHLBURG 1918, S. 91).

Die Aussagemöglichkeiten in bezug auf die Fortsetzung nach SW sind weitaus geringer. Aus den Bohrerergebnissen läßt sich keine Veränderung der Fazies oder Tektonik beobachten. Die Schalsteinschwelle, oder tektonisch ausgedrückt: der Fortuna-Sattel scheint im E der Bieler Burg vorbeizustreichen und sich mit dem großen Schalsteinsattel nordöstlich Leun (dem Viktoriasattel) zu vereinigen.

Die Begrenzung der Schalsteinschwelle im NW wurde zuvor schon eingehend behandelt, so daß damit die Schwelle selbst und deren NW- und NE-Flanke im Grubenfeld der Grube Fortuna genauer fixiert werden kann.

Bei der Behandlung der Fazies-Bereiche im Givet ließ sich neben der massigen Schalstein-Fazies (in der Schwelle) eine typische Becken-Fazies erkennen, die im N dem Fortuna-Sattel vorgelagert ist. Ganz im N des Profils liegt der Steinbruch von Berghausen, dessen givetische Abfolge nicht mehr der der Beckenfazies entspricht, vielmehr liegt dort eine Folge von Riffdetritus und Tuffen über massivem Schalstein.

Dieser Schalstein gehört der S-Flanke eines neuen Schwellenbereichs an, der Schwelle von Grube Heinrichsseggen. Die geologischen Verhältnisse sind dort ganz ähnlich denen, die wir von der Grube Fortuna kennen. Das Firschbacher und Herrenacker Lager ummantelt, nach NW und E einfallend, einen zu einem Sattel umgeprägten Schalsteinrücken. Seine Umrisse sind recht gut nachzuzeichnen, wenn wir die Lage der Riffkalke berücksichtigen. Bis auf ein kleines Vorkommen südlich der Grube Heinrichsseggen sitzen sie den äußeren Flanken der Schalsteinschwelle auf und umgeben sie in einem langgestreckten Oval (vgl. Abb. 2 und 3). Im wesentlichen bleiben

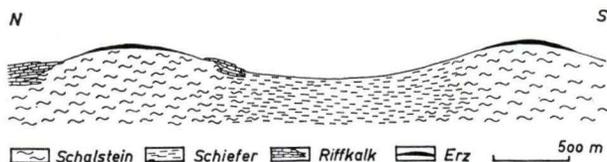


Abb. 3. Schematisches paläomorphologisches Profil des Givet im Raume der Gruben Fortuna und Heinrichsseggen.

die Kalke auf das Givet beschränkt und reichen nur z. T. mit den höchsten Lagen in die Adorf-Stufe hinein, so z. B. im N und NW von Werdorf und im Steinbruchprofil von Berghausen. Nach den bisherigen Beobachtungen scheint der Schalstein nicht wesentlich über den Bereich der Riffkalke hinauszugehen.

Im bearbeiteten Raume zeichnen sich demnach 2 von magmatischen Lockerprodukten aufgebaute, lang-ovale, submarine Schwellen ab, beide im Streichen des Sedimentationsraumes angeordnet. Der sedimentäre Einfluß dieser Hochgebiete auf das dazwischen liegende Becken ist außerordentlich dürftig. Trotz der geringen Entfernungen voneinander sind in der hauptsächlich euxinischen Schwarzschieferfazies des Beckens nur gelegentlich tuffogene Einschaltungen wahrnehmbar.

Dabei ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um effusives, eingedrirtetes Material handelt, oder aber, was sehr wahrscheinlich ist, um sekundär umgelagertes.

Die Verzahnung beider Faziesgebiete scheint auf engem Raume zu erfolgen; hier sind auch die optimalen Bedingungen für eine biostrome Riffbildung zum Ausgang der eruptiven Phase gegeben. Der schmale Saum auf den Flanken der Schwelle, in dem die einzelnen Rifffrasen angeordnet sind, liegt unterhalb der Aufarbeitungszone und bereits weit genug von den Effusionszentren entfernt. Höher auf den Flanken gelegene Riffe scheinen entweder durch effusive Tätigkeit oder den Einfluß stark bewegten Wassers zerstört und die Hänge hinabgespült worden zu sein. So ließe sich zumindest die untere, brecciöse Kalkbank im Profil des Steinbruchs von Berghausen interpretieren.

Vermutlich ist auch um die Schwelle von Fortuna ein Saumriff angelegt, unserer Beobachtung aber durch auflagerndes Oberdevon entzogen.

Im nördlichen Vorland des Schalsteinhauptsattels sind somit, entgegen den bisherigen Vorstellungen, \pm isolierte Schalsteinrücken auszuhalten, ähnlich denen, die BOTTKE aus dem Sauerland beschrieben hat. Entsprechende Verhältnisse scheinen auch für das thüringische Paläozoikum zuzutreffen (RÖSLER 1960). Ihre Position wird deutlich, weil sich 1. ein Großteil der Schalsteine nicht als mittel-, sondern als oberdevonisch erwiesen hat und 2. gewissermaßen eine Randfazies des (givetischen) Schalsteinhauptsattels mit reduzierten Mächtigkeiten und Faziesdifferenzierungen vorliegt.

Tektonik

Die noch bis vor wenigen Jahren gültige Ansicht über die tektonischen Verhältnisse in der engeren und weiteren Umgebung der Grube Fortuna geht auf die Aufnahmen von AHLBURG zurück. Die Bohrungen der letzten Jahre haben eine Revision dieser Vorstellung in unmittelbarer Nähe der Grube eingeleitet und davon ausgehend, kann jetzt ein Überblick über die wesentlichen tektonischen Strukturen im Raum Ehringshausen-Werdorf-Niederbiel-Leun gegeben werden.

AHLBURGS Vorstellung war etwa folgende (vgl. Bl. Braunfels und Erl. S. 61 und 90 ff.): Mitteldevonischer Schalstein bildet mit dem Grenzlager und oberdevonischen Schiefen im Hangenden ein großes Gewölbe, den Fortuna-Sattel, dessen NW-Flanke steil nach N, die SW-Flanke flach nach SW einfällt. Die nördlich und südlich des Sattels anstehenden Schalsteine sind mitteldevonisch, haben von S her den Fortuna-Sattel überfahren und liegen als isolierte Schuppe auf Oberdevon. Gleiche geologische Verhältnisse, d. h. von einer Schalsteinschuppe überfahrenes t_0 , sollen auch südlich der großen E-W-Störung (s. Bl. Braunfels) vorliegen, an der nachträglich die südliche Scholle abgesunken ist. Da die große Schalsteinschuppe von der flachliegenden Südflanke des Niederbieler Unterdevonsattels stamme, sollen „auch die Unterdevon- und Untermitteldevonschollen östlich der Grube (also östl. des t_0 -Sattels; Bemerkung v. Verf.) wurzellose Überschiebungsschollen darstellen“ (S. 61).

Nach meinen Untersuchungen wären die Verhältnisse etwa in folgender Weise zu umreißen (vgl. Abb. 4 und 5)*: Die ehemalige mitteldevonische Schalsteinschwelle wurde in der sudetischen Faltung zu einem stark nordvergenten Sattel umgeformt, eben dem Fortuna-Sattel; dessen Kern riß auf und die hangende Flanke wurde in mehrere Schuppen zerschert. Dabei überfuhr die jeweils hangende Schuppe die unterlagernde auf Überschiebungsbahnen, die fächerförmig angelegt sind. Im N des Fortuna-Sattels liegt die Grenze t_m/t_0 in relativ hohem Niveau. Hier schließt sich der Willberg-Sattel an, der weiter im W aushebt und dort auch erzführend gewesen ist. (In Höhe des Profils sind die Bohrungen nicht fündig.) Mit zunehmender Entfernung vom Fortuna-Sattel wird die Tektonik ruhiger und äußert sich in dem zu einer großen Oberdevonmulde umgeformten ehemaligen Sedimentationstrog in relativ flachem Sattel- und Muldenbau. Die N-Flanke dieser großen Oberdevonmulde hebt flach mit ca. 10° nach N aus. In ihrem Kern stehen Kulm-Kieselschiefer an.

*) Zur Konstruktion des Profils dienten Schichtbeschreibungen, Fallwerte von S und Sf, Faunenbestimmungen, die teils vorlagen, teils durchgeführt wurden.

Die in den Bohrprofilen stets wiederkehrende Schichtfolge und ihr faunistischer Inhalt machen somit deutlich, daß es sich bei dem hangenden Schalstein nicht um aufgeschupptes Mitteldevon, sondern um konkordant auflagernden Schalstein des Oberdevons handelt. Entsprechende Hinweise geben auch alle Conodontenfaunen, die aus über Tage aufgeschlossenen Kalken dieses Schalsteingebietes gewonnen werden konnten.

Verfolgen wir den Fortuna-Sattel nach SW, so müßten wir die auf Bl. Braunfels recht markante E-W-Störung AHLBURGS überqueren. Sie ist weder in der Grube selbst noch durch Bohrungen belegt, obwohl ein Teil der Bohrungen bereits jenseits der Störung stehen müßte. Man macht vielmehr die Beobachtung, daß die Strukturen

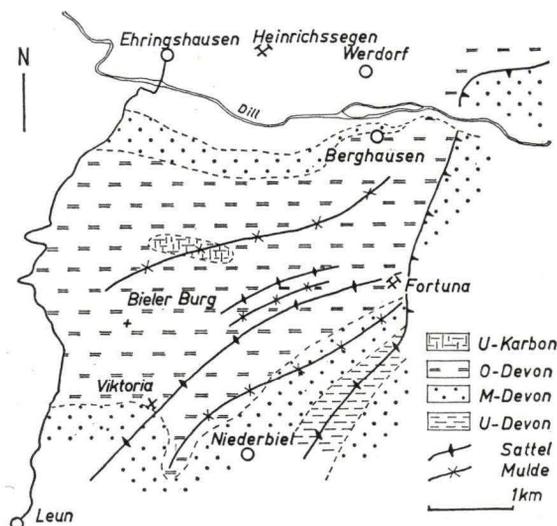


Abb. 4. Tektonische Strukturen des Gebietes Ehringshausen - Werdorf - Niederbiel.

weiter nach SW durchziehen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Fortuna-Sattel mit dem Viktoria-Sattel im W Niederbiels identisch ist. Infolge einer flachen Achsendepression zwischen den Feldern Viktoria und Fortuna ist in dessen Zentrum oberdevonischer Schalstein erhalten. Die Depression ist entweder ein rein tektonisches Element oder auf die Auflösung des mitteldevonischen Schalsteins in zwei mehr oder minder getrennte Schwellen zurückzuführen.

Über das Alter des Schalsteins südlich der E-W-Störung AHLBURGS besteht kein Zweifel. Am Osthang der Bieler Burg, also mitten im Schalsteingebiet, durchteufte die Bohrung Clothilde 1/60 der Firma Mannesmann 428 m Schalstein, Schiefer, Flinz etc., deren Mikrofaunen eine ganz normale oberdevonische Abfolge bestätigen (vgl. Abb. 1). Die Fallwerte sind mit 10—15° angegeben, Adorf-Stufe und Givet in typischer Beckenfazies ausgebildet. Entsprechend dem Profil auf Abb. 5 kann also die große Oberdevonmulde auch in die Südscholle AHLBURGS fortgesetzt werden.

Im SE des Viktoria-Fortuna-Sattels schließt sich jenseits einer kleinen Mulde der NW-vergente Niederbieler Unterdevonsattel an, der bis nahe an die Grube Fortuna

in normalem Verband zu beobachten ist. In seiner nördlichen Fortsetzung reißt jedoch der Sattelkern auf und hat mit nach N zunehmender Schubweite das Oberdevon überfahren. Die Folge ist ein Umbiegen der Überschiebungsgrenze aus dem normalen Streichen heraus fast in N-S-Richtung; erst nördlich der Dill springt sie am Kanhard (Bl. Ballersbach) wieder zurück. Im Raum Asslar, etwas östl. des Untersuchungsgebietes, beträgt die Schubweite mehr als 3 km!

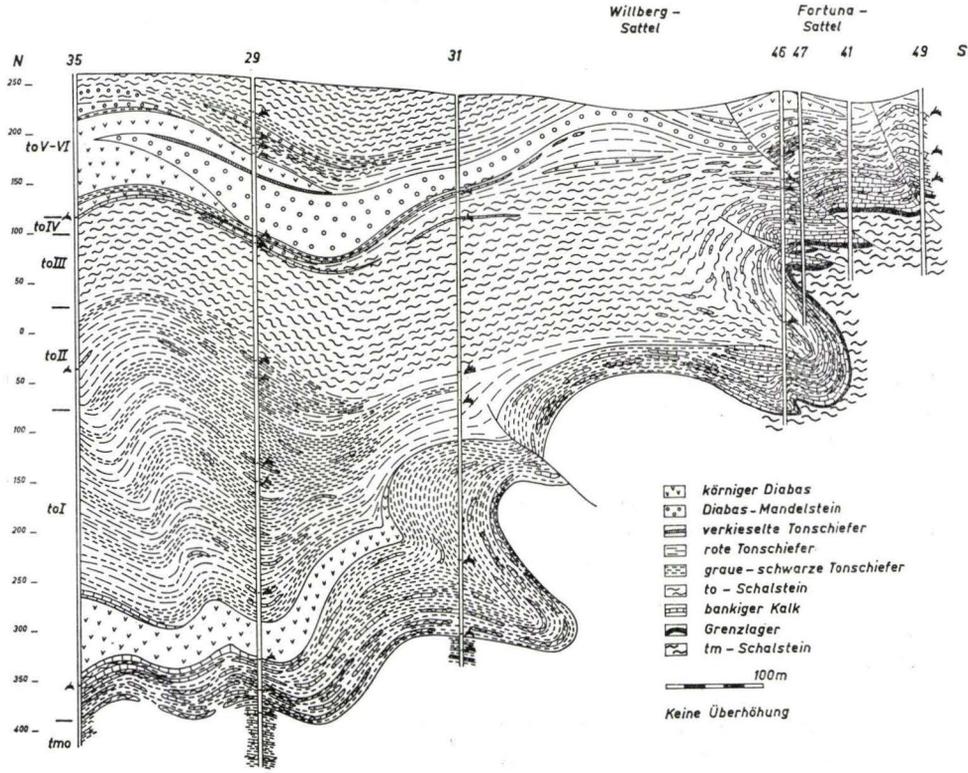


Abb. 5. Profil durch das Westfeld der Grube Fortuna.

Die Überschiebungsfläche ist im Ostfeld der Grube Fortuna unmittelbar über dem Grenzlager bzw. den folgenden to-Sedimenten aufgeschlossen gewesen (vgl. Erl. Bl. Braunfels, Taf. 3). Weiter im N macht die Festlegung insofern Schwierigkeiten, weil nämlich entweder Lößlehm das Anstehende verhüllt oder ober- und mitteldevonischer Schalstein direkt aufeinander liegen. Erst jenseits der Dill, wo mitteldevonischer Schalstein rote und grüne Schiefer des to überfahren hat, kann die Überschiebung wieder genauer fixiert werden.

Das Aufreißen des Niederbieler Unterdevonsattels ist interessanterweise gerade da lokalisiert, wo die ehemalige givetische Schalsteinschwelle endet. Die Gründe für diese Annahme wurden bei der Erörterung der Paläogeographie des Givets angeführt. Die Schwelle bildete demnach ein so starkes Widerlager, daß erst ihr Auskeilen eine so vehemente tektonische Reaktion ermöglichte.

Das Gesamtbild der Tektonik im behandelten Raum ist mithin klarer und übersichtlicher geworden; ihre Intensität aber keineswegs geringer, als sie AHLBURG wohl vorgeschwebt haben mag.

Regionale und stratigraphische Bedeutung des oberdevonischen Vulkanismus

KAYSER (1907) schied aus der oberdevonischen Schichtfolge den Deckschalstein als höchstes Glied aus. Das nördlichste Vorkommen dieser Art ist nördlich von Werdorf unweit vom Behlkopf (Bl. Ballersbach) aufgeschlossen. Massiger Schalstein, 20—25 m mächtig, liegt hier völlig isoliert innerhalb hochoberdevonischer Sedimente. Vermutlich gehört er in das toV. Conodontenfaunen aus dem Hangenden weisen zwar auf Oberdevon hin, sind aber zu klein und schlecht erhalten, um Genaueres aussagen zu können.

Das nächste große Vorkommen ist das von Berghausen, dessen stratigraphische Stellung Anlaß zu dieser Arbeit war. Es scheint sich hier um das größte, zusammenhängende Gebiet bezüglich Verbreitung, Mächtigkeit und stratigraphischer Reichweite zu handeln.

Auf dem westlichen Nachbarblatt Merenberg sind eine Anzahl Schalsteinhorizonte in Rotschiefer der Hemberg-Stufe eingelagert. In gleicher stratigraphischer Position tritt ein Diabas-Mandelstein mit Pillow-Strukturen auf, dessen Effusivnatur sehr wahrscheinlich ist.

Auf Blatt Weilburg hat RIETSCHEL (1960) hauptsächlich aus dem toIII, teils auch toIV, Tuffe von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Mächtigkeit und Diabasmandelsteine bekanntgemacht. Entsprechende Gesteine der Dasberg-Stufe werden als fragliche Umlagerungsprodukte gedeutet.

Weiter südlich, aus dem Raume Wirbelau, liegt nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. LIPPERT, Wiesbaden, wieder ein Gebiet größerer Schalstein-Mächtigkeiten des to vor.

Auf Blatt Limburg erwähnt bereits 1886 KAYSER oberdevonischen Schalstein. Nach z. Z. laufenden Untersuchungen müssen wohl noch Teile des bisherigen mitteldevonischen Schalsteins der Gegend von Limburg-Diez in das to gestellt werden.

Alle erwähnten Fundpunkte liegen nördlich des Schalstein-Hauptsattels, und innerhalb der oberdevonischen „Muldenzone“ AHLBURG's. Südlich des Schalstein-Hauptsattels sind ebenfalls Schalstein-Einschaltungen im toIII der Muldenzone südl. Wetzlar bekanntgeworden, z. B. durch Bohrungen der Harz-Lahn-Erzbergbau AG. im Felde Juno.

Wie weit bisher als mitteldevonisch kartierter Schalstein in die Abfolge des to der „nördlichen oder südlichen Randzone“ zu stellen ist, muß abgewartet werden.

Nach der bisher gebräuchlichen Vorstellung ist die magmatische Tätigkeit des Lahn-Dill-Gebietes in 2 Zyklen zu trennen: 1. Den weitgehend effusiven Magmatismus des hohen Givets mit Nachläufern in der tiefen Adorf-Stufe und 2. den sog. Deckdiabas mit Vorläufern im höchsten to.

Insbesondere diesem 2. Zyklus ist eine 1960 erschienene Arbeit von WALLISER gewidmet, in der er einige seit E. KAYSER bekannte Schalstein-Lokalitäten aus der Lahnmulde beschreibt und daraufhin zu folgender Schlußfolgerung kommt (S.238/39):

„Der Höhepunkt dieser eruptiven Vorphase der Deckdiabase liegt in der Gonioclymenia-Stufe. Ihre Tuffe und Eruptive sind im südwestlichen Teil der Lahnmulde weit verbreitet, während wir sie in der Dill-Mulde bisher nur von Langenaubach kennen. Dies läßt auf ein magmatisches Zentrum in der südwestlichen Lahn-Mulde schließen“.

Diese Ergebnisse müssen nach den jetzt vorliegenden Beobachtungen in gewisser Weise berichtigt werden. Es ist zweifelhaft, ob der Höhepunkt der „Vorphase“ im toV liegt. Solange nicht anderslautende Ergebnisse vorliegen, beginnt der Schalstein-Vulkanismus an der Grenze toII/III, hat seine größte Ausdehnung und Mächtigkeit im toIII und IV der zentralen bzw. nordöstlichen Lahnmulde (Wirbelau-Werdorf) und geht zumindest im NE mit unverminderter Stärke in die Dasberg-Stufe, vielleicht sogar in das tiefe Unter-Karbon hinein. Wenn regionale und stratigraphische Verbreitung des to-Schalsteins in Verbindung mit dessen relativen Mächtigkeiten für die Lokalisierung eines „magmatischen Zentrums“ zugrunde gelegt wird — und einen solchen Gedankengang darf man WALLISER wohl unterstellen — dann ist ein solches Zentrum eher im NE zu suchen, wo der to-Schalstein ein Areal von rund 10 km² bedeckt. Derart weitreichende Schlußfolgerungen sollten aber erst gezogen werden, sobald alle entsprechenden Möglichkeiten ausgewertet sind. Z. Z. laufen Arbeiten, die sich u. A. mit diesem Fragenkomplex befassen.

Schon jetzt kann gesagt werden, daß die Trennung der magmatischen Tätigkeit in 2 scharf voneinander getrennte Zyklen nicht mehr den tatsächlichen Befunden entspricht (jedenfalls auf die Lahn-Mulde bezogen). Es könnte fast von einer kontinuierlichen magmatischen Tätigkeit gesprochen werden, beginnend mit dem Keratophyr-Vulkanismus an der Wende Eifel/Givet und dem Deckdiabas im Unter-Karbon endend — will man den kurzen Unterbrechungen in der Nehden-Stufe und dem tiefen Kulm nur untergeordnete Bedeutung beimessen.

Zusammenfassung

Die Firma Harz-Lahn-Erzbergbau AG. hat in den letzten Jahren eine Anzahl von Aufschlußbohrungen in der Umgebung der Grube Fortuna niedergebracht, die neue Ergebnisse bezüglich der Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik lieferten.

Für das Givet lassen sich isolierte Schalsteinschwellen rekonstruieren, deren Top von Grenzlager ummantelt wird. Auf den Flanken dünnt das Lager aus und vertaubt in tonig-kalkigem Sediment. Zwischen den vulkanischen Schwellen herrschen euxinische Verhältnisse, die im wesentlichen durch pyritreiche Schwarzschiefer gekennzeichnet sind. Eingelagerte Feintuffe und -tuffite werden als allochthon angesehen. Etwa im Grenzbereich der Faziesgebiete, d. h. am Fuß der vulkanischen Schwellen, haben sich Biostrome angesiedelt, die als Saumriff die ovalen vulkanischen Kegel umgeben.

Bis in das höhere Oberdevon bleiben die Reliefunterschiede erhalten. Das hat zur Folge, daß im Becken die euxinische Fazies während der Adorf- und Nehden-Stufe vorherrscht, während im Schwellengebiet Cephalopodenkalke sedimentiert werden. Mit der Hemberg-Stufe setzt der seit der tiefen Adorf-Stufe erloschene Vulkanismus

erneut mit der Förderung von Schalstein und Diabas ein und dauert mit nur geringfügigen Unterbrechungen bis in das toVI, vielleicht auch bis in das tiefe Unter-Karbon an.

Mit Hilfe der Bohrprofile und der neuen stratigraphischen Erkenntnisse ist es möglich, die Tektonik in den wesentlichen Punkten zu klären. Die Vorstellung der Überlagerung von Oberdevon durch eine große mitteldevonische Schalsteinschuppe ist hinfällig. Das rund 10 km² große Schalsteingebiet südlich Ehringshausen-Werdorf bildet eine große, flache Oberdevonmulde, die im S durch den Viktoria-Fortuna-Sattel begrenzt wird. Von E wird das Oberdevon-Areal von einer Schuppe überfahren, die sich aus dem Niederbieler Unterdevonsattel ableiten läßt.

Mit dem Einsetzen des oberdevonischen Schalsteinvulkanismus etwa an der Grenze Nehden-/Hemberg-Stufe ist der bisherige Hiatus der Förderzyklen so weit zusammengeschrumpft, daß fast von einer kontinuierlichen magmatischen Tätigkeit vom Keratophyr (Eifel/Givet) bis zum Deckdiabas (U.-Karbon) gesprochen werden kann.

Anhang zum Profil Abb. 5.

Aus den Bohrungen 35, 29, 31, 46 und 49 können folgende stratigraphisch verwertbare Conodontenproben angegeben werden:

Die Angaben der Bohrungen 36, 29 und 31 lagen bei der Firma Harz-Lahn-Erzbergbau AG. vor und gehen auf Bestimmungen von G. BISCHOFF zurück.

Fortuna 35		Fortuna 29	
Bohrmeter	Einstufung	Bohrmeter	Einstufung
226	toV—VI	30	tmo (umgelagert)
295	toII—III	63	hohes to
619	toI α	69	to—cu
		77	toV—cuI
		159	toV
Fortuna 31		165	toIV
97	toV—VI	283	hohes toII α
124	toIII—IV	305	tiefes toII α
279	toII α	389	toI(β) γ —toI δ
305	toI(β) γ	393—422	toI(β) γ
463	toI α —(β) γ	519	toI (β) γ
540	toI α	586	toI α
553	tvo ₂	620	toI α
		639	tvo ₂

Die Proben der Bohrungen 46 und 49 wurden vom Verf. bearbeitet.

Fortuna 46

Bohrmeter 66,0

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER

Spathognathodus sp.

Ozarcodina sp.

Einstufung: toII β oder jünger

Bohrmeter 72,1

Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER

Einstufung: toII β oder jünger

Bohrmeter 87,4

Polygnathus subserrata BRANSON & MEHL

Einstufung: toIII β oder jünger

Bohrmeter 90,0

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER

Palm. perlobata schindewolfi MÜLLER

Polygnathus subserrata BRANSON & MEHL

Spathognathodus cf. *amplus* BRANSON & MEHL

Spath. strigosus BRANSON & MEHL

Einstufung: etwa Grenze toIII/IV

Bohrmeter 97,7

Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER

Palm. deflectens deflectens MÜLLER

Palm. perlobata schindewolfi MÜLLER

Palm. glabra elongata HOLMES

Einstufung: toIII β

Bohrmeter 130,0

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER

Spathognathodus stabilis BRANSON & MEHL

Scafignathus velifera ZIEGLER

Polygnathus sp.

Einstufung: toIII

Bohrmeter 233,0

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER

Palm. rugosa trachytera ZIEGLER

Polygnathus nodocostata BRANSON & MEHL

Einstufung: toIII β

Fortuna 49

Bohrmeter 25,5

Palmatolepis deflectens deflectens MÜLLER

Polygnathus subserrata BRANSON & MEHL

Einstufung: toIII β oder jünger

Bohrmeter 61,5

Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER

Nothognathella ziegleri HELMS

Einstufung: Grenze toIII/IV

Bohrmeter 95,0

Palmatolepis glabra elongata HOLMES

Palm. distorta BRANSON & MEHL

Einstufung: toII β —III α

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J.: Erl. Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Bl. Braunfels, Lfg. 208, Berlin 1918.
— Erl. Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Bl. Weilburg, Lfg. 208, Berlin 1918.
BOTCKE, H.: Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des oberen Givet und der Adorf-Stufe. Dissertation, Clausthal-Zellerfeld 1959.
— Die Eisenerzlagerstätten der Grube Christiane bei Adorf/Waldeck. — Der Aufschluß, 12, H. 7, Göttingen 1961.

- DENGLER, H.: Bisherige Ergebnisse der Anwendung der Conodonten-Chronologie im Devon der Lahnmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 1958, Hannover 1959.
- KAYSER, E.: Erl. Geol. Kte. Preußen u. thür. St., Bl. Limburg, Lfg. **31**, Berlin 1886.
— Erl. Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Bl. Ballersbach, Lfg. **101**, Berlin 1907.
- KEGEL, W.: Abriß der Geologie der Lahnmulde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **86**, Berlin 1922.
- KREBS, W.: Dillenburger Tuffe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, Wiesbaden 1958.
— Zur Grenze Mittel-/Ober-Devon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tiefen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senckbergiana Lethaea, **40**, Frankfurt 1959.
- RIETSCHEL, S.: Das Oberdevon-Unterkarbon-Profil von Kirschhofen bei Weilburg (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**, Wiesbaden 1961.
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freiburger Forschh., **C 92**, 1960.
- WALLISER, O. H.: Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**, 1, Krefeld 1960.

Manuskript eingegangen am 8. 10. 1962.

Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz*)

Von

HANS E. HENTSCHEL, Bentheim

Mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 20

Kurzfassung: Im Arbeitsgebiet beginnt die permische Schichtenfolge mit dem Oberrotliegenden, das diskordant auf mehr oder weniger metamorphe variscische Gesteine übergreift. Das ca. 200 m mächtige Oberrotliegende wird unter Berücksichtigung von Fazieswechselln nach FALKE (1954) in Grenzlager-, Waderner- und Kreuznacher-Gruppe gegliedert. Aufgrund der Fazies- und Mächtigkeitsänderungen innerhalb der einzelnen Gruppen wird eine Umkehrung der Sedimentationsrichtung gegen Ende des Oberrotliegenden nachgewiesen und für die jüngsten Schichten in Oberrotliegendfazies (Oberer Sandstein) aus paläogeographischen Gründen Zechstein-Alter (Z_1) vermutet.

Das Perm-Profil der Haardt schließt ab mit maximal 2,9 m mächtigen marinen Zechsteinschichten. Ihre fazielle Entwicklung und die Mächtigkeitsänderung lassen einen nach Westen in das Haardtgebirge vorgreifenden, nach Osten sich öffnenden, buchtartigen Ablagerungsraum erkennen. Die marinen, teilweise sehr fossilreichen Zechsteinschichten der Haardt gehören wahrscheinlich zum Zechstein 4 des Deutschen Normalprofils.

Abstract: In the studied area the Permian formations commence with the Oberrotliegendes (continental Lower Permian) which overlaps unconformably more or less metamorphic variscite rocks. The Oberrotliegendes attaining a maximum thickness of about 200 m, could be subdivided according to FALKE (1954) into Grenzlager-, Waderner- and Kreuznacher-Group taking into consideration facies changes. Due to facies and thickness variations within the different groups an inversion of the direction of sedimentary delivery near the end of the Oberrotliegendes could be stated. Based on paleogeographic reasons a Zechstein age (Z_1 , lower part of the Upper Permian) is assumed for the youngest member of the Oberrotliegendes facies (Oberer Sandstein).

The Permian section of the Haardt terminates with marine Zechstein beds of a maximum thickness of 2,9 m. Their facies and thickness development indicate an embayment-like depositional area which enters the Haardt towards West and opens eastward. The marine, partly very fossiliferous Zechstein deposits of the Haardt probably belong to the Zechstein 4 of the German Normal Profile.

*) Kurzfassung von: Dissertation gleichen Titels. Mainz 1957.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. H. FALKE, gilt mein besonderer Dank für die Themastellung und stets zuteil gewordenen Anregungen während der Arbeit. Ferner danke ich für aufschlußreiche Diskussionen und Hilfeleistungen den Herren Prof. Dr. H. TOBIEN (Mainz), Prof. Dr. G. RICHTER-BERNBURG (Hannover), Dr. E. MALZAHN (Hannover), Dr. H. BANK und Dr. D. HEIM (Mainz) sowie den Herren WEYL (Mainz) und BRAMER (Bentheim). Weiter gilt mein Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft für das Einverständnis zur Benutzung ihrer Apparate.

Resumen: En la zona estudiada las formaciones del Permiano empiezan con el Oberrotliegendes (Permiano Inferior continental), que recubre discordantemente rocas variscas más o menos metamórficas. El Oberrotliegendes, que alcanza un espesor máximo de unos 200 m en esta zona, se pudo subdividir según FALKE (1954) en Grenzlager-, Waderner- y Kreuznachner-Grupo, teniendo en cuenta los cambios de facies. Basándose en las variaciones de facies y de los espesores dentro de los diferentes grupos se pudo manifestar una inversión de la dirección de los aportes sedimentarios hacia el final del Oberrotliegendes. Por razones paleogeográficas se atribuye una edad Zechstein (Z_1 , parte inferior del Permiano Superior) a los sedimentos más moderados de la facies Oberrotliegendes (Oberer Sandstein).

La sección permiana del Haardt termina con capas marinas del Zechstein, que alcanzan una potencia máxima de 2,9 m. De la evolución de facies y variación de espesores de éstas se deduce un área sedimentaria en forma de bahía, que penetra en el Haardt hacia el Oeste abriéndose al mar hacia el Este. Las capas marinas del Zechstein del Haardt, en parte muy fosilíferas, pertenecen probablemente al Zechstein 4 del Perfil Normal Alemán.

Inhalt

1. Einleitung	144
2. Das Grundgebirge	145
3. Das Oberrotliegende	146
a) Die Schichtenfolge des Oberrotliegenden	147
b) Die paläogeographische Entwicklung in der Haardt während des Oberrotliegenden	159
4. Der Zechstein	160
a) Die Schichtenfolge und Fossilien des Zechsteins in der Haardt	161
b) Die regionale Entwicklung des südpfälzischen Zechsteins.	167
5. Der Untere Buntsandstein	168
6. Die stratigraphische Stellung des südpfälzischen Zechsteins innerhalb des Deutschen Normalprofils	169
7. Die Tektonik	172
8. Zusammenfassung.	174
9. Schriftenverzeichnis	174

1. Einleitung

In den generell nach Westen einfallenden Schichten der Haardt sind unter dem Buntsandstein in west-öst angelegten Haupttälern permische Ablagerungen in größerer Verbreitung aufgeschlossen. Mit Annäherung an den östlichen Gebirgsrand treten immer ältere Gesteine bis zum präpermischen Grundgebirge zutage (vgl. Geol. Karte, Taf. 20 Fig. C, und Übersichtskarte, Abb. 1).

Die zwischen dem Buntsandstein und dem Grundgebirge anstehenden Ablagerungen wurden schon in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts (u. a. LEPPLA 1889) dem Oberrotliegenden zugeordnet. L. VON AMMON gelang 1887 durch Funde von marinen Fossilien erstmalig der Nachweis von Zechstein in den permotriassischen Übergangsschichten im Gebiet von Albersweiler (GÜMBEL 1897).

Neben einer genauen Untersuchung des Oberrotliegenden ist es Aufgabe der vorliegenden Arbeit, die Abgrenzung des marinen Zechsteins gegen das Oberrotliegende und den Buntsandstein durchzuführen. Ferner soll die Verbreitung, die faziale Entwicklung und das Alter der marinen Zechsteinschichten untersucht und die Frage einer möglichen Vertretung weiterer Zechstein-Stufen durch Ablagerungen des höchsten Oberrotliegenden zur Diskussion gestellt werden.



Abb. 1. Übersichtskarte des östlichen Pfälzer Waldes (Haardt).

2. Das Grundgebirge¹⁾

In unmittelbarer westlicher Nachbarschaft der rheinisch streichenden Haardttransstörungen ist als Liegendes von diskordant auflagerndem Oberrotliegenden an einigen Stellen älteres paläozoisches (variscisches) Grundgebirge aufgeschlossen. Es sind die

¹⁾ Alle petrographischen Daten und Bezeichnungen nach ZAMINER (1955, 1957).

heute noch zugänglichen Reste der präpermischen Landoberfläche (I. VOELCKER 1933). Die einzelnen Vorkommen (vgl. Abb. 1) werden im folgenden von Süden nach Norden gehend beschrieben.

Der Quarzdiorit der Kaiserbacher Mühle tritt am südlichen Hang des Kaiserbachtals²⁾ in einem ca. 500 m taleinwärts gelegenen Steinbruch zutage. Er ist ein graues bis leicht rötliches, massiges Gestein von holokristalliner Struktur. An der westlichen Wand des Aufschlusses sind darin unregelmäßig verteilte, graugrüne bis dunkelgrüne, hornfelsartige Einschlüsse zu erkennen. Sie variieren zwischen Faust- und Brotlaibgröße.

Der Biotitgneis von Albersweiler ist in drei Steinbrüchen aufgeschlossen. Im nördlichsten Bruch ist es ein dunkelgraues, grob gebändertes, hornfelsartiges Gestein. In den südlich anschließenden Steinbrüchen steht dagegen ein helles, rötlich graues, feingebändertes Gestein an. Amphibolreiche Partien bilden dunkle konkordante Einlagerungen von einigen Dezimetern bis einigen Metern Dicke. Daneben ist ein sich verzweigendes System von Adern und Hypophysen heller Metatekte zu erkennen. Außerdem treten dunkelgrüne bis schwarze Lamprophyrgänge (Kersantite) auf.

Die Knotenschiefer von Gleisweiler-Burrweiler-Weyher sind dunkelbraune bis schwarze, seidig glänzende Schiefer mit zwischengelagerten, geringmächtigen Grauwackenbänkchen. Auf Schicht- und Schieferflächen sind dunkle, 1 mm lange Knoten zu erkennen, die als Kristalloblasten umgewandelten, Fe-reichen Cordierites angesprochen werden. Die Knotenschiefer sind von rheinisch streichenden, maximal 1 m mächtigen Aplitgängen durchsetzt.

Der Granodiorit von Edenkoben (Ludwigshöhe) ist ein homogenes, graues bis graurötliches oder graugrünliches Gestein. Seine Oberfläche ist meistens tiefgründig verwittert. Nur an wenigen Stellen ist der Granodiorit in frischem Zustand aufgeschlossen.

Die Nollengesteine von Hambach und Neustadt a. d. W. bestehen vorwiegend aus grauen bis graugrünen (Hambach) und rötlichgrauen (Neustadt) Schiefern und Grauwacken. Beiden Vorkommen gemeinsam ist eine schwache bis fehlende Metamorphose. Nach MÜNZING (1956) sind die „Nollengesteine“ in das Unterkarbon einzustufen.

3. Das Oberrotliegende³⁾

Die von H. FALKE (1954) eingeführte einheitliche Bezeichnung der Unterstufen des Oberrotliegenden in Rheinland-Pfalz, in

- ro₃ = Kreuznacher Gruppe
- ro₂ = Waderner Gruppe
- ro₁ = Grenzlagergruppe,

²⁾ LEPPLA, GÜMBEL und REIS beschreiben von einem an der Nordseite des Kaiserbachtals gelegenen Steinbruch einen Biotitgranit, der sicherlich dem Quarzdiorit von ZAMINER gleichgesetzt werden kann. Der zitierte Aufschluß ist heute nicht mehr zugänglich.

³⁾ Vom Verfasser konnten an keiner Stelle des Arbeitsgebietes Unterrotliegend-Schichten gefunden werden. GÜMBEL (1894, 1897) und REIS (1923) hielten eine geringmächtige Schichtenfolge von Arkosesandsteinen, die zwischen Quarzdiorit und „Grenzlager-Melaphyr“ an der Kaiserbacher Mühle aufgeschlossen war, für Unterrotliegendes. NÖRING (1955) hält das Vorhandensein von Unterrotliegendem im Pfälzer Wald für möglich, ohne jedoch einen Beweis dafür zu erbringen.

läßt sich auch auf das Oberrotliegende der Haardt anwenden, wobei teilweise eine weitere Differenzierung möglich ist. Bei der Beschreibung der Oberrotliegendab-lagerungen werden zunächst die Faziesbezeichnungen Grenzlagerfolge, Waderner Schichten und Kreuznacher Schichten gebraucht. Ihre altersmäßige Zuordnung zeigt die stratigraphische Tabelle (Tab. 1).

a) Die Schichtenfolge des Oberrotliegenden

Grenzlagerfolge

Die Grundgebirgsvorkommen werden stellenweise von Ergußgesteinen der Grenz-lagerfolge überdeckt. In erster Linie sind es basische Effusiva (Melaphyre). Nur an zwei Stellen der Haardt treten saure Gesteine (Quarzporphyre) zutage. Bei den Melaphyren, die graublau bis rötlich-grau sind, handelt es sich um ausgesprochene Deckenergüsse, worauf bereits LEPPLA (1892) hingewiesen hat. Bezeichnend dafür sind Mandelsteine an der Basis und im oberen Teil. Die darin auftretenden Drusen und großen Mandeln führen neben derbem Quarz und Achat Kristalle von Kalzit und Amethyst. Ihrem Chemismus nach liegen die Melaphyre der Haardt zwischen echten Melaphyren und Porphyriten (LEPPLA 1892). Für Letztere spricht ein SiO_2 -Gehalt von 57 % und das einsprenglingsartige Auftreten von Quarz, ein relativ hoher Olivinegehalt dagegen für Melaphyre (NOEGGRATH bei LEPPLA 1892). LEPPLA bezeichnet sie deshalb als quarzführende Melaphyre.⁴⁾ An der Kaiserbacher Mühle nordwestlich Klingenstein liegt Melaphyr kappenartig über dem Quarzdiorit (s. S. 146). Nach Nordwesten gehend, ist Melaphyr beiderseits des Kaiserbachtals bis Waldhambach in einer Mächtigkeit von ca. 50 m zu verfolgen⁵⁾.

Weitere Melaphyraufschlüsse sind im Tal zwischen dem Kl. Hahnstein und dem Schletterberg nordwestlich Waldhambach und an der Nordwestseite des Heimbachtals, süd-südöstlich Waldrohrbach zu finden. Im Klingbachtal steht Melaphyr am Leimersgrad, am Talaustritt der Röckeler Halde (beide südöstlich Münchweiler) und bei Silz an.

Im Gebiet zwischen dem Kaiserbachtal und der Queich ist Melaphyr an der Nordwestseite der Höhe 318 westlich Ranschbach und an der Nordabdachung des Kastanienbusch aufgeschlossen.

In den nördlichen Steinbrüchen von Albersweiler liegt Melaphyr unmittelbar auf Biotitgneis. Seine Mächtigkeit nimmt von Osten nach Westen in einer alten Erosionswanne bis auf maximal 20 m zu. Mit Annäherung an aufragende Gneisspitzen nimmt sie stetig ab. Der westlichste Ausbiß von Melaphyr im Bereich des Queichtales liegt ost-südöstlich Queichhambach in einem kleinen, gegen den Hohenberg ansteigenden Seitentälchen der Queich.

Nach einer weiten Beobachtungslücke sind basische Ergußgesteine erst wieder nördlich des Speyerbachtals aufgeschlossen. Am Eingang des gegen den Hint. Stoppel-Kopf gerichteten Tälchens, ca. 1,5 km nördlich Lindenberg, kommt westlich einer rheinisch streichenden Störung Melaphyr heraus. Er ist stark verwittert und zersetzt. Seine ursprünglich graublau bis violette Farbe ist nur noch stellenweise erhalten. Meistens ist er grau.

Bei GÜMBEL (1897) findet ferner ein Melaphyr am Schieferkopf westlich Hambach Erwähnung. Dieses Vorkommen konnte bei der Kartierung jedoch nicht wiedergefunden werden.

⁴⁾ Der Einfachheit wegen in diesen Ausführungen immer als Melaphyr bezeichnet.

⁵⁾ Als Eruptionszentrum für den Melaphyr des Kaiserbach-Tales vermutet UDLUFT (1942) einen Förderschlot unmittelbar westlich des Quarzdioritsteinbruches.

Die Melaphyre der Grenzlagerfolge sind hinsichtlich ihrer Lage zum Grundgebirge unterschiedlich anzutreffen. Sie können dem Grundgebirge unmittelbar aufliegen (Kaiserbacher Mühle, Albersweiler), aber auch von diesem durch konglomeratisch-brecciöse Rotliegend-Ablagerungen vom Typ Waderner Schichten getrennt sein. Als Beispiel für letztere Situation sind zu nennen: An der Nordseite des Hohenberges (ost-südöstlich Queichhambach) wird der Melaphyr von Breccien unter- und überlagert. Im Gebiet von Ranschbach treten die Melaphyre an der Oberkante brecciöser Sedimente auf. Hier ist an der Basis der Effusivdecke eingewickelter Breccien-Material deutlich zu erkennen.

Daraus ist zu folgern, daß im Gebiet der Haardt die Förderung von basischen Eruptiva nicht auf die Basis des Oberrotliegenden beschränkt war. Die Eruptionen müssen vielmehr während der Waderner Zeit andauert haben.

Eines der wenigen Vorkommen saurer Grenzlagergesteine liegt am westlichen Ortsausgang von Ober-Hambach unterhalb des Schieferkopfes. Hier folgt auf Kulmschiefer (Nollengesteine, s. S. 146) ein ca. 3 m mächtiger, hellgrauer, grobspätiger Quarzporphyr. Er wird von einer Melaphyrgerölle führenden Quarzporphyr-breccie von ca. 10 m Mächtigkeit überlagert.

Ein zweites Vorkommen von ähnlichem, aber bräunlich gefärbtem, stark zersetztem und verwittertem Quarzporphyr beschreibt GÜMBEL (1897) aus dem Silbortal nördlich Lindenberg. Nach seinen Angaben besteht das Hangende aus Konglomeraten des Oberrotliegenden. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

Waderner Schichten

Da die Gesteine der Grenzlagerfolge nicht auf ein stratigraphisches Niveau festzulegen sind, wird für die im folgenden beschriebenen grobklastischen Sedimente die Bezeichnung Waderner Schichten verwendet. Darunter sind in der Haardt vorwiegend rotbraune bis graurote Breccien und Konglomerate sowie an einer Stelle Arkosen zu verstehen.

Die Breccien und Konglomerate setzen sich vorwiegend aus eckigen bis schwach kantengerundeten Komponenten unterschiedlicher Größe zusammen. Obwohl partienweise grobe Schichtung infolge von Korngrößenunterschieden zu erkennen ist, zeigen diese Ablagerungen weder mit aufsteigendem Profil noch in der horizontalen Erstreckung eine ausgesprochene Sortierung und Klassierung. Bis zu kopfgroße Gerölle finden sich im gesamten Profil der Breccien. Vereinzelt treten in den Waderner Schichten dünne Linsen eines grünlichen und rötlichen, glimmerreichen Sandsteins auf.

Die Hauptverbreitung der Waderner Schichten (Mächtigkeit vgl. Abb. 2) liegt im Gebiet des Queichtales. Hier bestehen die Breccien/Konglomerate vorwiegend aus Geröllen von Biotitgneis (Typ Albersweiler), Melaphyr und Melaphyrmandelstein, sowie graugrünem und schwarzem Knotenschiefer (Typ Burrweiler-Weyher). Nur vereinzelt sind Milchquarz- und Granitgerölle zu finden. Das Bindemittel setzt sich zusammen aus feinem Zerreibsel der genannten Komponenten und tonigem, eisen-schüssigen Sand.

Die Breccien sind im Bereich des Queichtales von Albersweiler bis nördlich Dernbach, bis zum Eingang des Gräfenhauser Tales und südöstlich von Eußerthal aufgeschlossen. Ihre Ausläufer reichen nach Südwesten bis an die Ostseite des Trifels und nach Süden bis in das Tal von Leinsweiler. Im Kaiserbachtal finden sich Waderner Schichten nur am Nordosthang des Heidenschuh. Es sind hier stark verfestigte, grobkörnige, hellrötliche Arkosen, in welchen wenig abgerollte, bis faustgroße Melaphyrgerölle auftreten. Diese

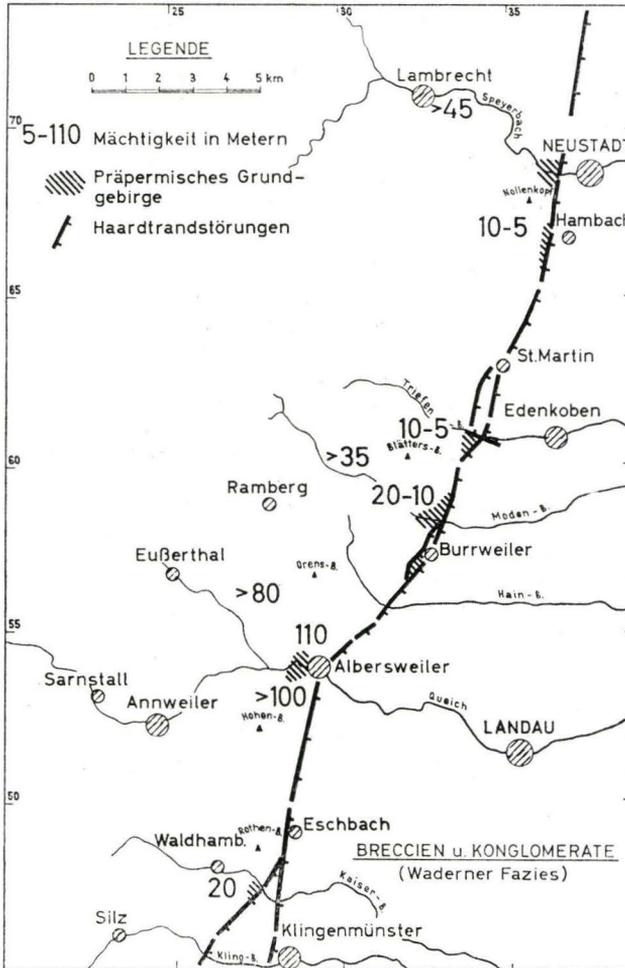


Abb. 2. Mächtigkeit und Verbreitung der Breccien und Konglomerate (Waderner Fazies) des Oberrotliegenden in der Haardt.

Schichten keilen nach Südwesten und Nordosten rasch aus. LEPLA (1892) und GÜMBEL (1894) fanden analoge Sedimente in einem heute nicht mehr vorhandenen Aufschluß an der Westseite des Pfaffenberges.

Nördlich der Queich sind Gesteine der Waderner Fazies im westlichen Modenbachtal und im Speyerbachtal bei Lambrecht aufgeschlossen.

Im Modenbachtal ist die Zusammensetzung der in den Waderner Sedimenten vorkom-

menden Gesteine ungefähr gleich wie im Queichtal. Der Anteil an dunklen Knotenschiefern ist jedoch etwas geringer. Außerdem treten hier als bisher unbekannte Komponenten gut abgerollte, verschieden große Gerölle eines rotbraunen, in der Grundmasse fluidal texturierten, äußerst zähe Quarzporphyrs auf. Da im untersuchten Gebiet kein derartiger Quarzporphyr aufgeschlossen ist, muß angenommen werden, daß die im Modenbachtal gefundenen Quarzporphyrgerölle einem noch durch Sedimente verhüllten Vorkommen entstammen. Dieses kann aber nur nördlich des Tales liegen, da die oben beschriebenen Gerölle in südlicheren Gebieten nicht zu beobachten sind.

Im Speyerbachtal bei Lambrecht bilden rotbraune bis rötlichgraue Tonschiefer und Grauwacken vom Typ „Nollengesteine“ (s. S. 146) den Hauptanteil der Komponenten. Sie sind überwiegend eckig, nur selten schwach kantengerundet. Daneben treten häufig Melaphyr und Melaphyrmandelstein, \pm verwitterter Quarzporphyr und etwas besser gerundete graue und rötliche Quarzite auf.

Nordöstlich von Lambrecht, ca 1,5 Km nördlich von Lindenberg, stehen über einem stark zersetzten Melaphyr (s. S. 147) Breccien der Waderner Schichten an, die aus Melaphyr-, Quarzporphyr-, Quarzit- und granitischen Geröllen zusammengesetzt sind.

Entlang des Haardtrandes zwischen Albersweiler und Neustadt ist die Auflagerung von Grobsedimenten auf Grundgebirge immer gut zu beobachten. Die Mächtigkeit der Waderner Schichten ist in allen diesen Aufschlüssen gering (vgl. Abb. 2).

Eine Sortierung und Abrollung der Gerölle fehlt nahezu völlig. Zwischen Gleisweiler, Burrweiler und Weyher bestehen die Waderner Schichten nur zu einem geringen Prozentsatz aus den sie unterlagernden Knotenschiefern. Die vorherrschenden Komponenten sind Granit-, Gneis- und Melaphyrgerölle. Linsenförmige Einlagerungen feineren Materials können an einigen Stellen beobachtet werden. An der Südwestseite des Rötzberges tritt innerhalb einer feinkörnigen Zwischenschicht eine Dolomitlage mit Karneol auf. Die Mächtigkeit der brecciösen Sedimente nimmt nach Westen mit dem Einfallen der Schichten relativ rasch zu (vgl. Abb. 2). Geht man dagegen am Haardtrande weiter nach Norden, so verringert sich mit Annäherung an den Granodiorit von Edenkoben die Mächtigkeit der brecciösen Sedimente immer mehr. Durch das Vorhandensein einzelner Melaphyrgerölle in vorherrschendem Granodioritschutt unterscheiden sie sich gerade noch von der grusig verwitterten Tiefengesteinsoberfläche.

Nach einer Beobachtungslücke zwischen der Ludwigshöhe und der südlich Neustadt gelegenen Maxburg sind am Schieferkopf westlich Hambach Schichten in Waderner Fazies in Form einer Aufarbeitungsbreccie über den „Nollengesteinen“ (s. S. 146) anzutreffen. Durch eine sandig-tonige Matrix sind hier eckige, graugrüne Tonschiefer und Grauwacken sowie, als untergrundfremdes Material, Melaphyrgerölle locker verkittet.

Kreuznacher Schichten

Die Unteren Rötelschiefer

Über den Breccien und Konglomeraten der Waderner Schichten folgen tonig-sandige Sedimente, die sogenannten Unteren Rötelschiefer. Die Grenze gegen das Liegende ist im Gebiet von Albersweiler gut kartierbar. In den nach Westen anschließenden Gebieten erschweren fazielle Übergänge eine exakte Festlegung dieser Grenze.

Die Unteren Rötelschiefer sind sehr feinkörnige, rotbraune bis violettrote, tonige Sandsteine. Diese werden nur selten durch eine ausgesprochene Schiefertonzfazies vertreten. Grüne Flecken und Tupfen, sowie auskeilende Lagen und Linsen gleicher Farbe sind in den Unteren Rötelschiefern häufig zu beobachten. Charakteristisch für diese Gesteinsserie ist die Gleichmäßigkeit der feinen Korngröße und eine ausgeprägte Kreuz- und Rippelschichtung. Ein weiteres Merkmal bietet ihr Reichtum an hellem Glimmer, der als kleine Schüppchen auf den wulstigen Schichtflächen angereichert ist.

Die Ausbildung und die Mächtigkeitsentwicklung der Unteren Rötelschiefer ist am besten an den Berghängen des Queichtales und in den angrenzenden Gebieten zu erkennen. Die Mächtigkeit ist unterschiedlich (vgl. Abb. 3). Sie beträgt 15–20 m am Hohenberg und Rehköpfchen. Von diesem Gebiet aus nimmt die Mächtigkeit nach Nordwesten und Westen zu. Bei Dernbach und westlich bis südlich Queichhambach sind es 40–50 m, östlich von Gräfenhausen sogar ca. 85 m.

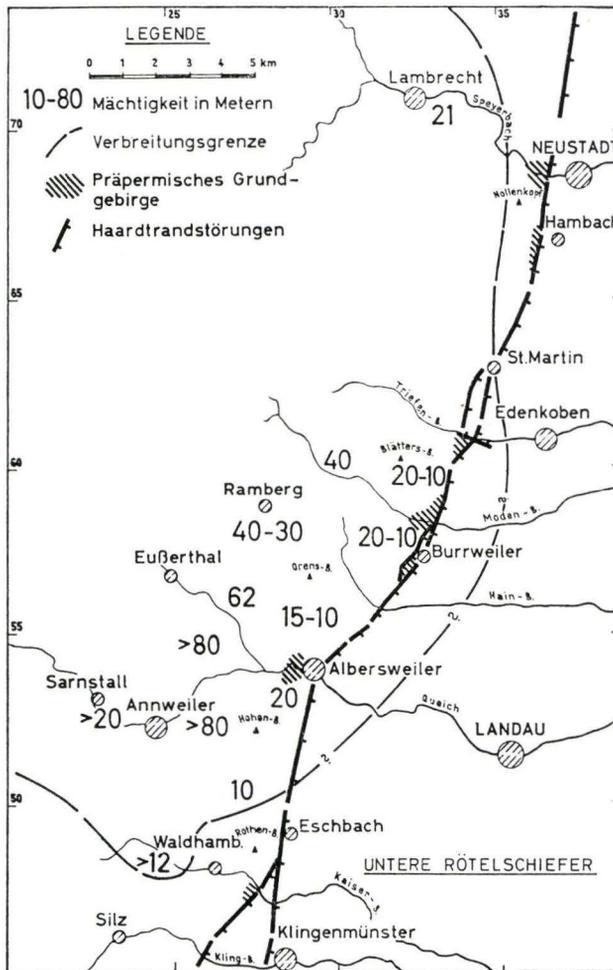


Abb. 3. Mächtigkeit und Verbreitung der Unteren Rötelschiefer des Oberrotliegenden in der Haardt.

Zwischen Albersweiler und Annweiler schaltet sich in die Unteren Rötelschiefer auf der südlichen Queichtalseite (oberhalb der Ziegelei Queichhambach) eine 40 m mächtige Breccie vom Typ Waderner Fazies ein, deren Mächtigkeit nach Westen abnimmt.

Über das Queichtal hinaus nach Süden und Südwesten sind die Unteren Rötelschiefer in geringerer Mächtigkeit westlich Leinsweiler und Ranschbach, sowie am Trifels entwickelt.

Zwischen Waldhambach und Waldrohrbach greift ein schmaler Streifen von Unteren Rötelschiefern bis an die Nordostseite der Försthöhe vor. An der Ostseite des Galgenberges und am Südabhang des Kl. Adelberges kommen sie in stark toniger Ausbildung jenseits einer Störung noch einmal heraus und tauchen vor Sarnstall unter einen jüngeren Sandstein.

In dem nördlich des Queichtales liegenden westlichen Modenbachtal beträgt die Mächtigkeit der Unteren Rötelschiefer ca. 40 m. An der Basis schalten sich noch vereinzelt brecciöse Lagen ein. Ihre Verzahnung mit den Waderner Gesteinen ist hier besonders eng (vgl. Taf. 20 Fig. B).

Weiter nördlich, im Speyerbachtal bei Lambrecht, schalten sich in den obersten Partien der Unteren Rötelschiefer gröbere Lagen ein. Diese haben teilweise dolomitisches Bindemittel.

Am Haardtrand zwischen Gleisweiler und Ludwigshöhe stehen Sedimente der Unteren Rötelschiefer nur geringmächtig an. Zunehmende Mächtigkeit nach Westen ist auch hier festzustellen. Bei Hambach und Neustadt fehlen die Unteren Rötelschiefer ganz.

Der Untere Sandstein

Scharf gegen das Liegende begrenzt folgen im südlichen Teil des Arbeitsgebietes gut geschichtete, im unteren Teil Kreuzschichtung aufweisende, gelblich-rote bis hellbraunrote Sandsteine. Ein Wechsel von hellen und dunkleren, zum Teil schwarzen Lagen läßt deutlich Feinschichtung erkennen. Gelblich grüne Bleichungsstellen treten ohne Gesetzmäßigkeit im ganzen Gestein auf. An seiner Oberkante ist der Untere Sandstein oft weißlichgrau entfärbt. Die Mächtigkeit dieser Bleichungszone beträgt etwa 0,5 m.

Unter dem Einfluß der Verwitterung zerfallen einzelne Partien des Sandsteins in dünne Platten zwischen 0,5 und 1,5 cm Stärke. Die Verfestigung des Sandsteins ist relativ schwach, da ein echtes Bindemittel fehlt. Er läßt sich in der Hand leicht zerreiben. Die einzelnen Komponenten, meistens gut abgerundet und scheinbar von gleichmäßiger Korngröße, sind von einem feinen Limonit-Film umgeben. Sie bestehen zu 90—92% aus Quarz und zu 8—10% aus Feldspäten.

Siebanalysen⁶⁾ von 13 Proben aus verschiedenen Horizonten des Unteren Sandsteins hatten folgendes Ergebnis:

In 11 Proben liegt das Maximum in der Fraktion 0,5—0,25 mm \varnothing (vgl. Beispiele in Abb. 4 Fig. a). Nur in 2 Proben treten die Fraktionen 1,0—0,5 mm \varnothing bzw. 0,25—0,12 mm \varnothing stärker hervor (vgl. Beispiele in Abb. 4 Fig. b und c).

Von einer Probe aus dem Unteren Sandstein bei Waldrohrbach (vgl. Abb. 4 Fig. a) wurden die Fraktionen 1,0—0,5 mm \varnothing und 0,5—0,25 mm \varnothing hinsichtlich des Abrollungsgrades der Sandkörner untersucht. In der Fraktion 1,0—0,5 mm \varnothing ist das Verhältnis gut abgerollter bis stark kantengerundeter Körner zu eckigen Körnern gleich 93:7. In der Fraktion 0,5—0,25 mm \varnothing ergibt sich ein Verhältnis von 82,5:17,5.

⁶⁾ Für die Siebanalysen wurden jeweils Probenmengen von 100 bzw. 50 g genommen. Die Aufbereitung der meistens mürben Sandsteine erfolgte mittels Gummi-Stopfen in einem mit Gummi ausgekleideten Holzkasten.

Zur Untersuchung und Beurteilung der Sandsteinkomponenten hinsichtlich ihres Abrollungsgrades und ihrer mineralog. Zusammensetzung war es erforderlich, die Proben durch Behandlung mit Salzsäure von störenden Verunreinigungen zu befreien. Dieses geschah durch kurzes Aufkochen (ca. 3 Min.) mit $\frac{1}{2}$ konz. HCl.

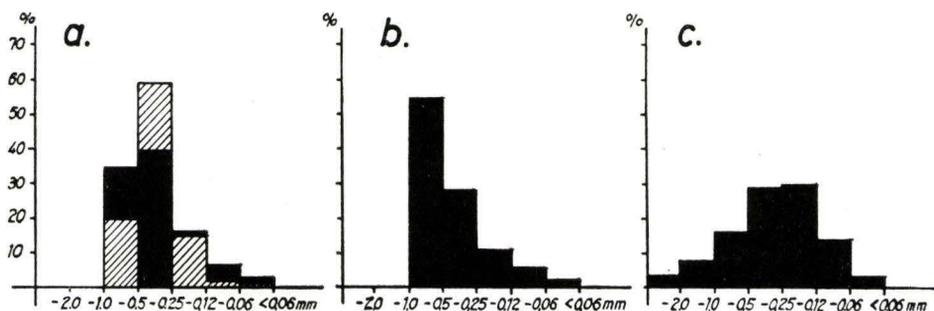


Abb. 4. Siebanalysen von 4 Proben aus dem Unteren Sandstein (a. schwarz: bei Waldhambach, Probe 79; schraffiert: bei Waldhambach, Probe 76; b. am Galgenberg, Probe 42; c. bei Eußerthal, Probe 32).

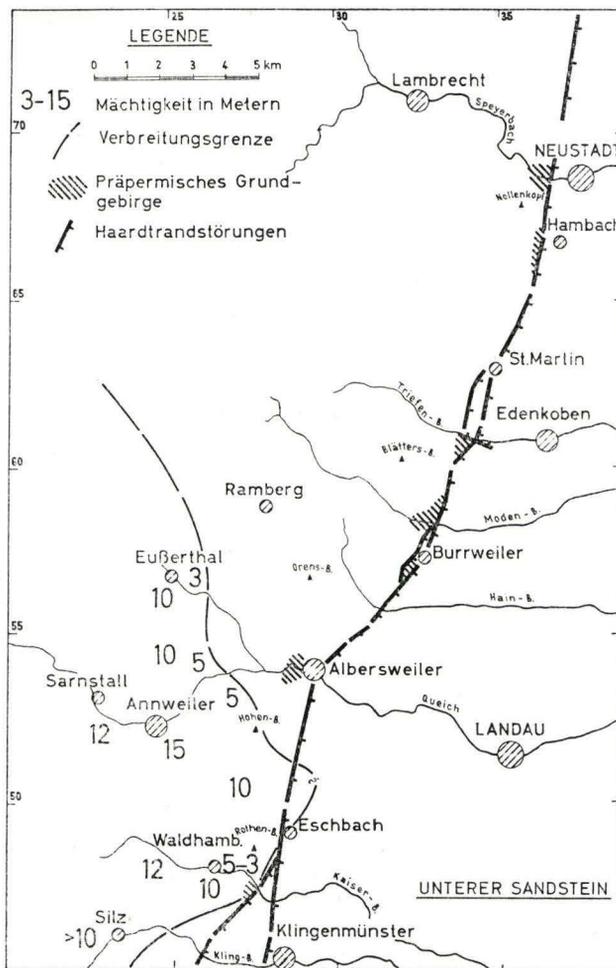


Abb. 5. Mächtigkeit und Verbreitung des Unteren Sandsteins des Oberrotliegenden in der Haardt.

Bei den eckigen Körnern handelt es sich zum Teil um Verkittung feiner Fraktionen. Etwa 65—75 % aller Komponenten sind an der Oberfläche mattiert.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Unteren Sandsteins ist die Gegend um Annweiler, Gräfenhausen, Waldhambach–Waldrohrbach und Silz. Dort ist er in einer Mächtigkeit von 10—15 m entwickelt (vgl. Abb. 5). Gute Aufschlüsse liegen im südlichen Teil von Annweiler an der Straße nach Bindersbach, weitere an der Südostseite der Försthöhe südöstlich Waldrohrbach, sowie südlich und nördlich von Waldhambach.

Während der Untere Sandstein im Raum von Annweiler-Gräfenhausen auf Untere Rötelschiefer folgt, liegt er im Klingbachtal und im Kaiserbachtal unmittelbar auf Melaphyr. Nordwestlich der Kaiserbacher Mühle bildet er das Hangende der Melaphyrbrocken führenden hellen Arkose. Mit Annäherung an den Haardtrand verliert der Untere Sandstein langsam an Mächtigkeit und keilt schließlich ganz aus. Seine östlichsten Spuren lassen sich im Kaiserbachtal bis kurz vor dem Quarzdioritbruch nachweisen. Über dem Melaphyr südöstlich Münchweiler fehlt er. Während der Untere Sandstein am östlichen Hohenberg nicht ansteht, treten im Dernbachtal und bei Eußertal noch einzelne Sandsteinbänkchen auf, die in diesem Niveau als auskeilender Unterer Sandstein angesehen werden können.

Nördlich der zuletzt beschriebenen Aufschlüsse sind keinerlei Anzeichen einer rein sandigen Entwicklung in diesem Horizont mehr nachweisbar (vgl. Geolog. Übersichtskarte, Taf. 20).

Die Oberen Rötelschiefer

Während die bisher erläuterten Schichtglieder nur auf gewisse Teilräume beschränkt sind, lassen sich die Oberen Rötelschiefer fast im ganzen Arbeitsgebiet — von einigen Ausnahmen in dessen nördlichem Teil abgesehen — feststellen. Sie sind jedoch in der vertikalen wie in der horizontalen Verbreitung die wechsellvollste Ablagerung des südpfälzischen Oberrotliegenden. Drei Fazies, die sich miteinander verzahnen, müssen unterschieden werden: Die Nord-, die Mittel- und die Südfazies.

In der Nordfazies folgen unmittelbar über den Unteren Rötelschiefern die Sedimente der Oberen Rötelschiefer. An der Basis treten innerhalb \pm geschichteter, rotbrauner Schiefertone zwei bis drei Sandsteinbänke mit Komponenten bis 0,5 cm \varnothing auf. Die Korngröße nimmt nach oben ab, und es entwickelt sich ein ungeschichteter, rotbrauner bis dunkelbrauner, stark toniger Sandstein. In der feinkörnigen Hauptmasse liegen verstreut einzelne gut abgerollte Quarzkörner von ca. 1,0 mm \varnothing . Wie in den tieferen Schichten treten auch hier gelbe und grüne Bleichungsflecken auf. Die Oberen Rötelschiefer der Nordfazies finden sich in guten Aufschlüssen zwischen Ramberg und Dernbach.

Anklänge an die Ausbildung der Oberen Rötelschiefer bei Dernbach-Ramberg sind im Modenbachtal in der oberen Hälfte der hier einheitlich als Untere Rötelschiefer bezeichneten Schichtenfolge im Hangenden der Waderner Schichten festzustellen. Während an der Westseite des Orensberges noch eine deutliche petrographische Grenze angegeben werden kann, verwischen sich die Konturen nördlich davon immer stärker. Möglicherweise stecken auch im höchsten Teil der Unteren Rötelschiefer bei Lambrecht noch äquivalente Ablagerungen. Die östliche Faziesgrenze der Oberen Rötelschiefer wird also im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes das Modenbachtal gerade noch schneiden und bei Frankeneck das Speyerbachtal berühren (vgl. Abb. 6). Am Haardtrande zwischen Gleisweiler und Neustadt fehlen Sedimente der Oberen Rötelschiefer ganz.

Maximal erreichen die Oberen Rötelschiefer in der Nordfazies bei Ramberg 20—25 m. Nach Südosten verlieren sie immer mehr an Mächtigkeit. In südwestlicher und westlicher Richtung treten vom Liegenden zu Hangenden zunehmend sandige Lagen auf. Diese Ausbildung leitet in die Mittelfazies über.

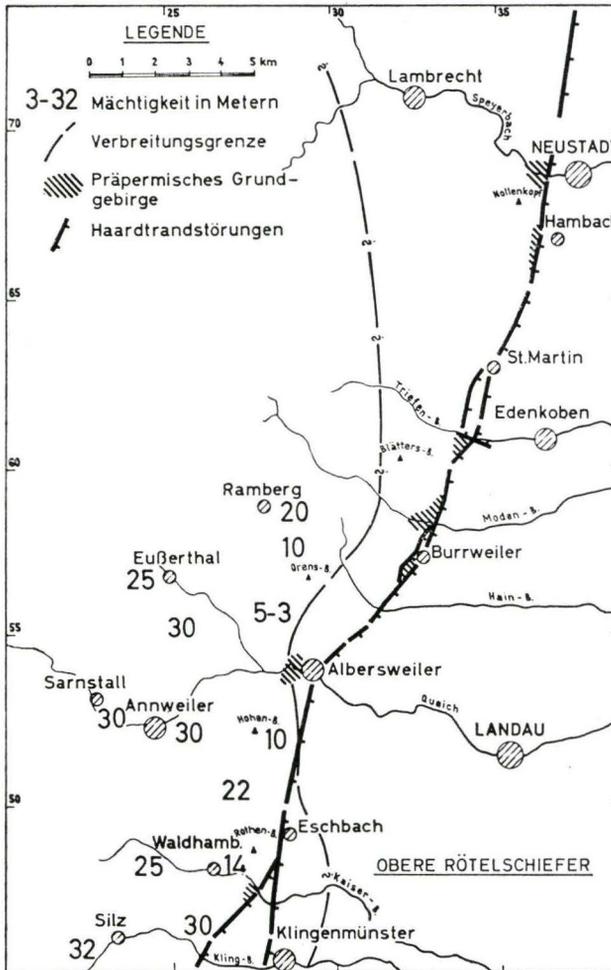


Abb. 6. Mächtigkeit und Verbreitung der Oberen Rötelschiefer des Oberrotliegenden in der Haardt.

Die Mittelfazies nimmt den weitaus größten Raum zwischen Queich- und Klingbachtal ein. Ihr Hauptverbreitungsgebiet fällt ungefähr mit dem des Unteren Sandsteins zusammen. Über dessen gebleichten obersten Schichten folgen milde, rotbraune und violettbraune Schiefertone, in deren liegendsten Partien noch einzelne gerundete Quarzkörner auftreten. Im aufsteigenden Profil wechseln hellrote, feinkörnige Sandsteinbänke, max. 3 m mächtig, mit Lagen gröberer Psammite von uneinheitlicher Korngröße und geringmächtigen Schichten von rotbraunen Schiefertönen ab. Stellen-

weise schaltet sich im mittleren Teil dieser Schichten eine 0,5 m mächtige, helle dolomitische Sandsteinbank ein, wie am Wingertsberg und im Rohrbachtal bei Waldhambach. Weitere dolomitisch verfestigte Sandsteinpartien sind in diesem Niveau an der Nordostseite des Rothenberges südwestlich Eschbach zu erkennen.

Gut aufgeschlossen sind die Oberen Rötelschiefer der Mittelfazies südlich Annweiler, südlich bis südwestlich Waldhambach, sowie oberhalb des Friedhofes von Münchweiler. Die Mächtigkeit der Oberen Rötelschiefer (vgl. Abb. 6) in der Mittelfazies beträgt zwischen Eußertal und Münchweiler 20—30 m. Sie unterliegt örtlichen Schwankungen. Eine deutliche Mächtigkeitsabnahme ist nach Osten zu verzeichnen, wobei die Schiefertonglagen seltener werden. An der Ostseite des Hohenberges und bei der Ruine Neukastell sind es nur noch feinkörnige, gebankte Sandsteine von 10 m Mächtigkeit. Am Rehköpfchen nördlich Albersweiler fehlen die Oberen Rötelschiefer ganz.

In der Südfazies (Umgebung von Silz-Münchweiler) sehen die Oberen Rötelschiefer den Unteren Rötelschiefern sehr ähnlich. Es sind hier rotbraune, glimmerführende, feinschichtige Sandsteine mit häufig vorkommenden hellgrünen Lagen und Linsen. Von den Unteren Rötelschiefern unterscheiden sich diese Ablagerungen durch etwas gröberes Korn und die mehr bräunliche Farbe. Im hangenden Teil macht sich auch in der Südfazies eine stärkere Ungleichmäßigkeit der Sedimente bemerkbar. Größere Sandsteinbänke wechseln mit dünnen Schiefertonglagen ab. An der Ostseite des Rothenberges bei Silz wird diese Schichtenfolge 32 m mächtig. Über dem Melaphyr am Leimersgrad sind es, in geringfügig andersartiger Ausbildung, 20—25 m.

Der Obere Sandstein

Nach den ungleichmäßigen Sedimenten in Profil der Oberen Rötelschiefer folgt im Hangenden ein einheitlich ausgebildetes Schichtpaket, der Obere Sandstein. Es sind dickbankige, massive, rote, rotbraune und violettrote Sandsteine. Sie schließen im unteren Teil noch kleine Schiefertonglinsen ein, die mit aufsteigendem Profil ganz zurücktreten. Konglomeratische Partien und Lagen konglomeratischen Sandsteins treten im höheren Teil der Schichten stellenweise auf. Die Bedeutung der größeren Einschaltungen wird später noch eingehend besprochen. Im Gegensatz zum Unteren Sandstein ist die Schichtung im Oberen Sandstein meist undeutlicher ausgebildet. Kreuzschichtung kann gelegentlich beobachtet werden. An der Oberkante des Oberen Sandstein tritt fast in allen Aufschlüssen eine deutliche Bleichungszone auf. Die Körner des Oberen Sandsteins, die zu 85—88 % aus Quarz und zu 12—15 % aus Feldspäten bestehen, sind von einem feinen Limonit-Film umgeben. Die Verfestigung des Oberen Sandsteins ist im allgemeinen gering. Sie nimmt bei höherer Beteiligung der feinen und feinsten Fraktionen etwas zu.

Siebanalysen⁷⁾ von 63 Proben aus dem Oberen Sandstein⁸⁾ ergaben für dessen Korngrößenverteilung folgendes Bild:

⁷⁾ Vgl. Fußnote auf Seite 152.

⁸⁾ Proben aus konglomeratischen oder dolomitischen Sandsteinlagen wurden bei diesen Untersuchungen herausgehalten, da auch die in solchen Partien meistens vorliegende bessere Verfestigung eine saubere Aufbereitung der Proben verhindert.

In 31 Proben liegt ein klares Maximum im Korngrößenbereich 0,25—0,12 mm \varnothing (vgl. Beispiele Abb. 7 Fig. a und b). Bei 9 Proben ist der Anteil der Fraktion 0,5 bis 0,25 mm \varnothing am größten (vgl. Beispiel Abb. 7 Fig. c), während in 11 Proben ein breiterer Optimalbereich in den Fraktionen zwischen 0,5—0,25 mm \varnothing und 0,25 bis 0,12 mm \varnothing vorliegt (vgl. Beispiel Abb. 7 Fig. d). Nur in 9 Proben kommen gröbere Komponenten stärker zur Geltung (vgl. Beispiel, Abb. 7 Fig. e). Bei 3 Proben, die dem obersten Teil des Oberen Sandsteins entstammen, liegt zwischen 0,25—0,06 mm \varnothing Korngröße die höchste prozentuale Beteiligung (vgl. Beispiel Abb. 7 Fig. f).

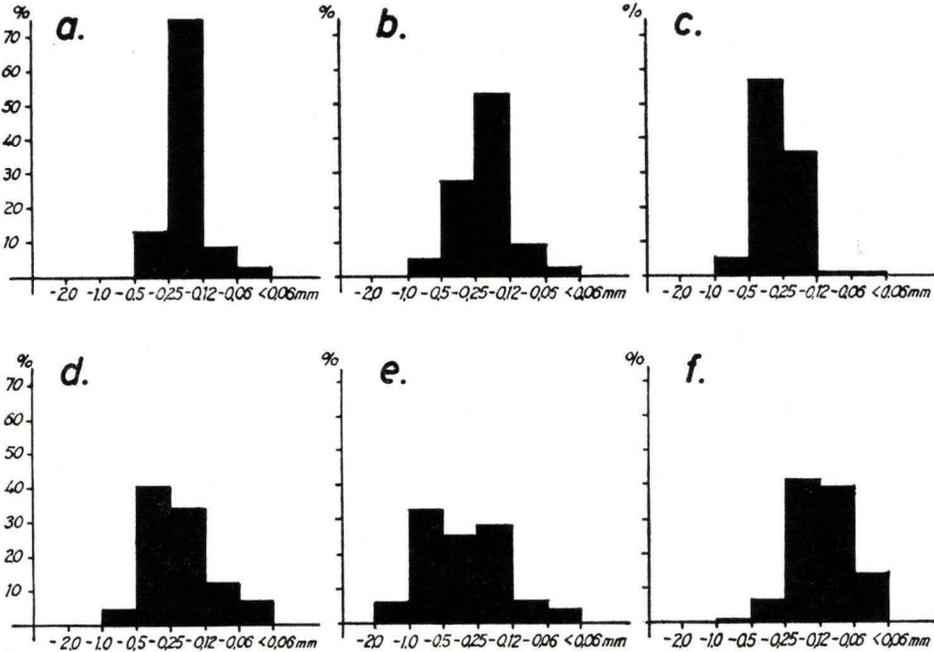


Abb. 7. Siebanalysen von 6 Proben aus dem Oberen Sandstein = OS (a. bei Frankeneck, ca. 25 m u. Oberkante OS, Probe 17; b. westl. Ramberg, ca. 20 m u. Oberk. OS, Probe 30; c. südwestl. Weyher, ca. 50 m u. Oberk. OS, Probe 61; d. westl. Neustadt, ca. 23 m u. Oberk. OS, Probe 81; e. östl. Waldhambach, ca. 15 m u. Oberk. OS, Probe 78; f. südl. Hainbachtal, ca. 0,5 m u. Oberk. OS, Probe 64).

In der Hauptsache sind also die Fraktionen 0,5—0,12 mm \varnothing an der Zusammensetzung des Oberen Sandsteins beteiligt. Eine bestimmte Gesetzmäßigkeit der Verteilung einzelner Fraktionen in vertikaler wie horizontaler Erstreckung kann aus diesen Beobachtungen nicht abgeleitet werden. Ganz allgemein gilt jedoch, daß der Anteil feiner und feinsten Korngrößen in den Schichten nahe der Oberkante des Oberen Sandsteins relativ größer ist als in dessen tieferen Teilen.

Von einer Probe aus dem Oberen Sandstein westlich Neustadt (vgl. Abb. 7 Fig. d) wurden die Fraktionen 0,5—0,25 mm \varnothing und 0,25—0,12 mm \varnothing hinsichtlich des Abrollungsgrades der Sandkörner untersucht. In beiden Fraktionen kommen ausschließlich gut gerundete bis stark kantengerundete, an der Oberfläche meistens mattierte Komponenten vor.

Im Profil des Oberen Sandsteins treten an vielen Stellen des bearbeiteten Gebietes weißlich-graue, gelbliche und hellrötliche, harte Knollen auf. Sie bestehen aus Sandstein mit dolomitischem Bindemittel. Die dolomitischen Knollen sind besonders zahlreich in den höheren Partien des Oberen Sandsteins zwischen dem Queichtal und Klingbachtal zu finden.

Wie bereits vorher erwähnt (vgl. S. 156), kommen im oberen Teil des Oberen Sandsteins stellenweise konglomeratische und brecciöse Lagen und Bänke vor. Am stärksten treten solche bei Lambrecht und Frankeneck in Erscheinung.

Ein Profil bei Frankeneck ist für die Entwicklung des Oberen Sandsteins in diesem Raume typisch: ca. 15—18 m unter der Oberkante des Oberen Sandsteins beginnen sich hier gröbere Komponenten am Aufbau zu beteiligen. Die Entwicklung erreicht in einer 2,9 m mächtigen Breccienbank etwa 8 m unter der Buntsandsteinbasis ihr Maximum. Während die Gerölle im unteren Teil des Profils, wo sie sporadisch auftreten, meist gut abgerollt sind, sind sie in der Breccienbank eckig bis schwach kantengerundet. Ihre Größe variiert zwischen einigen Millimetern und mehreren Zentimetern. Gelblichweißer Gangquarz und rötlich-braune Quarzite stellen den überwiegenden Anteil der Gerölle. Eruptivgesteinskomponenten konnten nicht nachgewiesen werden. Über der Breccienbank folgen noch 7,5 m schwach dolomitische, von eingestreuten kleinen Geröllen durchsetzte Sandsteine des Oberotliegenden.

Das Auftreten brecciösen und konglomeratischen Gesteinsmaterials im höheren Teil des Oberen Sandsteins ist an den Hängen des Speyerbachtals im Raume Lambrecht an vielen Stellen zu beobachten. Als östlichstes Vorkommen in diesem Gebiet steht am Westausgang von Neustadt eine Konglomeratbank von ca. 2 m Mächtigkeit an. Die Gerölle sind hier wesentlich besser abgerollt und im allgemeinen kleiner als bei Frankeneck. Auch unterhalb des Wolfsburgtunnels (nördliche Talseite) waren zeitweilig derartige Konglomerate aufgeschlossen. GÜMBEL (1894, S. 944) hielt sie fälschlicherweise für Sedimente der Winnweiler (Waderner) Schichten.

Fast die gleichen Verhältnisse wie bei Lambrecht und Neustadt findet man in den Aufschlüssen des weiter im Süden gelegenen westlichen Modenbachtals. Der untere und mittlere Teil des Oberen Sandsteins ist auch hier einheitlich sandig ausgebildet. In den obersten 5 m schalten sich wieder konglomeratische Linsen und Bänkchen ein. Sie haben dieselbe Zusammensetzung wie bei Frankeneck, und sind mit den dort aufgeschlossenen brecciösen Einschaltungen zu parallelisieren. Dasselbe gilt für in diesem Niveau auftretende konglomeratische Bänke bei Ramberg, Eußerthal, Gräfenhausen, Annweiler und im Kaiserbach- und Klingbachtal. Die gröberen Einschaltungen liegen fast immer zwischen 2 und 5 m unter der Zechsteinbasis. Nur bei Silz und Münchweiler machen sich konglomeratische Schüttungen schon in tieferen Horizonten des Oberen Sandsteins bemerkbar. Hier zeichnen sich die Konglomeratlagen durch das an anderen Stellen nie beobachtete Auftreten von Granitgeröllen aus.

In den Aufschlüssen des Oberen Sandsteins nahe des Haardtrandes (Maxburg, St. Martin, Ludwigshöhe, Blättersberg, Hohenberg, Rothenberg) können konglomeratische Bänke nicht nachgewiesen werden.

Die konglomeratischen Schüttungen sind also im Westen, vor allem aber im Nordwesten, im oberen Teil des Oberen Sandsteins anzutreffen. Sie verlieren sich nach Osten mit Annäherung an den heutigen Haardtrand (vgl. Abb. 8).

Die Mächtigkeit des Oberen Sandsteins ist im Norden des Arbeitsgebietes generell größer als im Süden (vgl. Abb. 8). Sie nimmt außerdem von Westen nach Osten zu, ungefähr in gleicher Richtung wie sich die konglomeratischen Einlagerungen im oberen Teil des Oberen Sandsteins verlieren. Diese Beobachtungen führen zu der Schlußfolgerung, daß die Anlieferung des Gesteinsdetritus aus westlicher Richtung erfolgte.

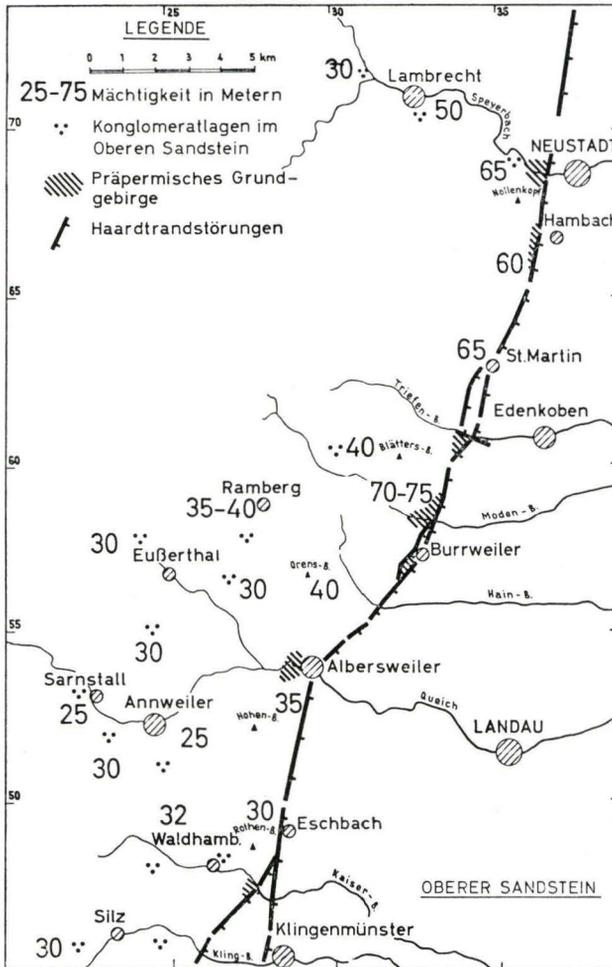


Abb. 8 Mächtigkeit und Verbreitung des Oberen Sandsteins des Oberrotliegenden in der Haardt.

b) Die paläogeographische Entwicklung in der Haardt während des Oberrotliegenden

Aus der Lage der Verbreitungsgrenzen und aus der Mächtigkeitsentwicklung der Waderner Schichten (Abb. 2), der Unteren Rötelschiefer (Abb. 3), des Unteren Sandsteins (Abb. 5) und der Oberen Rötelschiefer (Abb. 6) geht folgendes hervor: Von

Beginn des Oberrotliegenden an bis gegen Ende der Oberen Rötelschiefer hat ein Hochgebiet im Osten (Odenwald-Spessart-Schwelle) im Gebiet des heutigen Rheintalgrabens als Sedimentlieferant vorgelegen. Seine Auswirkung auf das Gebiet der heutigen Haardt ist zur Zeit der Waderner Gruppe am stärksten. Sie verschwächt sich während der oberen Unteren Rötelschiefer, lebt mit dem Unteren Sandstein noch einmal auf und klingt schließlich mit den Oberen Rötelschiefern allmählich aus. Die Sedimente der genannten Einheiten des Oberrorliegenden haben das Relief des Ablagerungsraumes während dieser Zeit weitgehend ausgeglichen.

Mit dem Oberen Sandstein treten nun entgegengesetzt gerichtete Sedimentationsvorgänge auf: Die regionale Anordnung der konglomeratischen Gesteinspartien und die Änderung der Mächtigkeit mit Maximalwerten im Osten (vgl. Abb. 8) ist nur durch eine Sedimentzufuhr aus westlicher Richtung mit Schwerpunkten im Nordwesten und Südwesten zu erklären. Das ehemals im Osten gelegene Hochgebiet tritt gegenüber einem westlichen zurück und wird schließlich selbst Sedimentationsraum. Diese Annahme findet in der Tatsache ihre Bestätigung, daß der Obere Sandstein von Westen nach Osten auf immer ältere Schichten übergreift (vgl. Taf. 20 Fig. A und B). Während südlich der Queich, im Eußerbach- und Dernbachtal sowie im westlichen Modenbachtal seine Unterlage aus Oberen Rötelschiefern gebildet wird, sind es am Orensberg (Ostseite), am Rehköpfchen und zwischen Gleisweiler und Ludwigshöhe die Unteren Rötelschiefer. Am Schieferkopf bei Ober-Hambach liegt der Obere Sandstein über Sedimenten der Waderner Gruppe, bei Neustadt bildet er das unmittelbar Hangende der kulmischen Nollengesteine.

In der Umkehrung der Sedimentationsrichtung in der Haardt drücken sich nach Ansicht des Verfassers intraoberrotliegende epigene Bewegungen aus.

Am Ende des Oberrotliegenden lag im Bereich der heutigen Haardt eine nach Osten leicht geneigte Fastebene vor, auf die von Ostnordosten bis Osten mariner Zechstein transgredierte.

4. Der Zechstein

Im Jahre 1887 fand L. v. AMMON (in GÜMBEL 1894, 1897) am Hohenberg südwestlich Albersweiler innerhalb der tonigen und sandigen Sedimente des Perm-Trias-Grenzbereiches hellgraue, sandige Dolomite, die Versteinerungen führten. Nach seiner Bestimmung setzte sich die Fauna wie folgt zusammen: *Schizodus obscurus* SOWERBY, *Schizodus truncatus* KING, *Mytilus hausmanni* GOLDFUSS, *Gervillia antiqua* MÜNSTER. Sie veranlaßten ihn, diese Dolomite in den Zechstein zu stellen. LEPPLA (1888, 1889, 1892, 1893, 1894), THÜRACH (1894) und REIS (1923) machten an der Madenburg-Rothenberg, bei Waldrohrbach, an den Berghängen um Bindersbach, bei Eußerthal und an der Kropsburg westlich Edenkoben ähnliche Funde.

Die vorliegenden Untersuchungen haben ergeben, daß mariner Zechstein im südpfälzischen Raum eine wesentlich größere Verbreitung erlangte, als bisher angenommen wurde.

Die Unterlage des marinen Zechsteins bildet immer der Obere Sandstein des Oberrotliegenden, an dessen Oberkante fast überall eine 0,04—0,2 m mächtige Entfärbungszone auftritt. Gegen diese meist gut abzugrenzen — abgesehen von noch zu erläuternden Spezialverhältnissen — folgt darüber der Zechstein in rein toniger bzw.

sandig-toniger Ausbildung. Der Aufbau der Zechsteinschichten soll nun an Hand einzelner genau aufgenommener Profile dargestellt werden.

a) Die Schichtenfolge und Fossilien des Zechsteins in der Haardt

Der fossilführende Zechstein erreicht am Haardtrand westlich von Eschbach die größte in der Südpfalz nachgewiesene Mächtigkeit von 2,90 m. In einem Vorkommen an der Nordostflanke des Rothenberges (Madenburg) ist folgendes Profil (I)⁹⁾ abgeschlossen:

Hangendes:	Unterer Buntsandstein; feinschichtiger, \pm feinkörniger, roter Sandstein
0,30 m	feinkörniger, dolomitischer, grauer bis graurosa, glimmerführender Sandstein; fossilführend
0,60 m	stark sandiger, grauer bis rotbrauner, glimmerreicher Schieferton mit einzelnen dolomitischen Linsen; fossilführend
0,40 m	\pm sandiger, brauner, glimmerführender Schieferton mit einzelnen dolomitischen Linsen; fossilführend
1,00 m	milder, schokoladenbrauner Schieferton, in Wechsellagerung mit 6 rotgrauen bis gelbgrauen Dolomitmergelbänkchen (2–7 cm); fossilführend
0,50 m	milder, schokoladenbrauner Schieferton; fossilführend
0,10 m	milder, graublauer und grünlicher Schieferton; sehr fossilreich
Liegendes:	Oberer Sandstein des ro; mittelkörniger, roter bis violetter Sandstein, Top mit 0,05 m Bleichungszone.

Die oben beschriebene Schichtenfolge ist für die Ausbildung des Zechsteins im östlichen Teil der Haardt zwischen dem Hohenberg bei Albersweiler und dem Treutelsberg nordwestlich Klingenstein typisch. Das am Rothenberg aufgenommene Profil soll daher als Standard-Profil bezeichnet werden.

Nach Westen und Südwesten lassen sich ähnlich ausgebildete Schichten über einige Kilometer weiterverfolgen. Die Gesamtmächtigkeit und die Anzahl der harten Dolomitmergel-Bänkchen nimmt jedoch dabei ab. Auf dem Wingertsberg (nordöstl. Waldhambach) und am Kl. Hahnstein (nordwestl. Waldhambach) kommen in 1,55 m fossilführenden Schichten nur noch 1–2 Dolomitmergellagen vor. Südsüdwestlich Waldhambach (II) enthält das Zechsteinprofil (hier insgesamt 1,95 m mächtig) innerhalb 0,7 m mächtiger milder, schokoladenbrauner Schiefertone nur noch vereinzelte Dolomitmergel-Linsen.

In dem westlich davon gelegenen Aufschluß an der Försthöhe (V) südlich Waldrohrbach umfaßt der Zechstein mit insgesamt 2,7 m eine für dieses Gebiet relativ große Mächtigkeit. Folgende Sedimente sind hier zu erkennen:

Hangendes:	Unterer Buntsandstein; roter Sandstein
0,85 m	grauer bis grauvioletter, glimmerführender, \pm schichtiger dolomitischer Sandstein; fossilführend
0,70 m	stark sandiger, grau- bis rotbrauner, glimmerreicher Schieferton; fossilführend

⁹⁾ Die in Klammern angegebenen römischen Zahlen beziehen sich auf die Säulenprofile, Taf. 20 Fig. D. Lage dieser Profile vgl. Abb. 9.

- 1,00 m vorwiegend milder, im obersten Teil (0,2 m) schwach sandiger, schokoladenbrauner Schiefertone; fossilführend
- 0,15 m milder, graublauer und grünlicher Schiefertone; fossilführend
- 0,10 m schichtiger, schmutzig grauer, mittelkörniger Sandstein mit Fossilien
- Liegendes: Oberer Sandstein des ro; rotbrauner, mittelkörniger Sandstein.

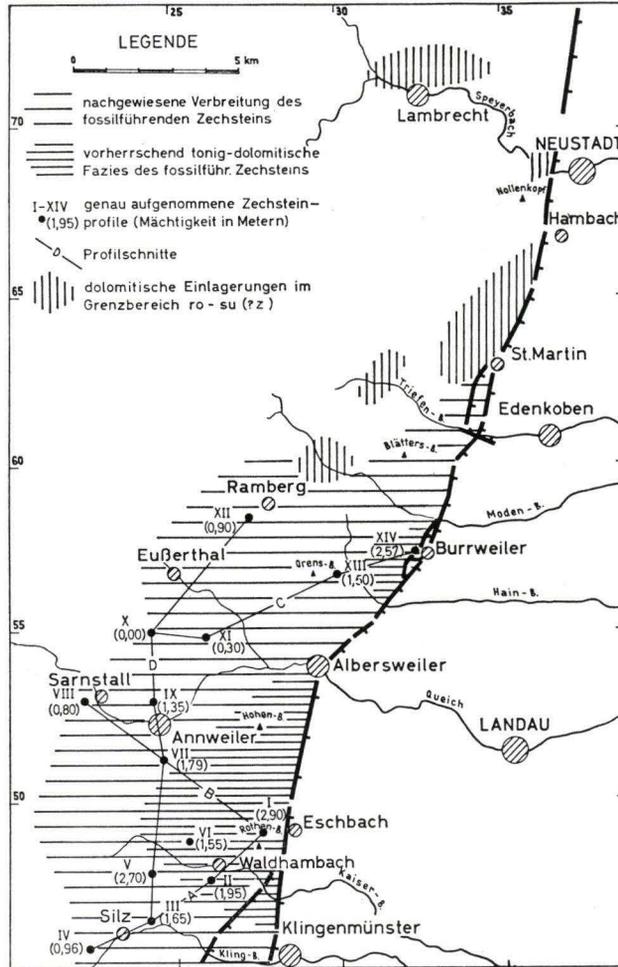


Abb. 9. Verbreitung und Fazies des marinen Zechsteins in der Haardt.

Dolomitmergel-Einschaltungen sind im unteren Teil des Profils also hier nicht mehr vorhanden.

Von dem Standard-Profil bei Eschbach nach Nordwesten gehend, entwickeln sich die Schichten des Zechsteins in analoger Weise. Die charakteristischen dolomitmergelartigen Bänke finden sich letztmalig an der Nordwestseite des Anebos südlich Annweiler.

Nördlich des Rothenberges ändert sich das im Standardaufschluß erkannte Profil bis zur Queich nur unwesentlich. Die Dolomitlagen keilen nach Norden nicht so rasch aus wie nach Südwesten und Westen.

Am Hohenberg treten neben dichten, etwas tonigen Dolomitlagen zwei Bänke von sandigem Dolomit auf, die ebenfalls den rotbraunen oder schokoladebraunen, teilweise bereits sandigen Schiefertonen zwischengelagert sind. In ihnen wurden 1887 (GÜMBEL 1894) die ersten Fossilien gefunden.

Zwischen Albersweiler im Norden, Waldrohrbach im Westen und dem Treutelsberg (nordwestlich Klingemünster) im Süden beherrschen also tonige und tonig-dolomitische Sedimente das Zechsteinprofil. Von diesem Gebiet nach Südwesten, Westen, Nordwesten und Norden gehend tritt demgegenüber eine sandige Ausbildung mehr in Erscheinung (vgl. Abb. 9 und Taf. 20 Fig. D).

Die Zechsteinschichten im Südwesten: Zwischen Münchweiler und Silz (III) im Klingbachtal setzt der Zechstein mit fossilführenden, dunkelgrauvioletten, glimmerreichen, tonigen Feinsandsteinen (0,15 m) ein. Sie gehen nach einer schwach dolomitischen Zwischenschicht (0,05 m mächtig) in eine durch Dolomit stark verfestigte, gelblich-graugrüne, grobe Sandsteinbank (0,10 m) über. Die darin auftretenden Quarzgeröllchen sind bis 2,0 mm \varnothing groß. Nach einer 1,10 m mächtigen Folge mehr oder weniger sandiger Schiefertone mit vereinzelt dolomitmergelartigen Linsen beschließen fossilführende, dolomitische Sandsteine (0,25 m) das Zechstein-Profil. Der Buntsandstein beginnt darüber mit blaßrotem Sandstein.

In seiner Mächtigkeit noch weiter vermindert (0,96 m), ist der fossilführende Zechstein westlich Silz (IV). Hier ist folgendes Profil aufgeschlossen:

Hangendes:	Unterer Buntsandstein; feinkörniger, blaßroter Sandstein
0,06 m	mittelkörniger, graurosa, von roten und grünen Tongallen durchsetzt, \pm dolomitischer Sandstein; fossilführend
0,10 m	mittelkörniger, grauer, dolomitischer Sandstein; sehr fossilreich
0,05 m	mittelkörniger, grauer, stark von Tongallen durchsetzt, \pm dolomitischer Sandstein; fossilführend
0,75 m	\pm stark sandiger, graubrauner und rotbrauner glimmerreicher Schiefertone; schwach fossilführend
Liegendes:	Oberer Sandstein des ro; feinmittelkörniger, rotbrauner bis violettroter Sandstein, Top 0,04 m Bleichungszone.

Die Zechsteinschichten im Westen und Nordwesten: Während an der Westseite des Anebos in milden Schiefertönen noch fast reine Dolomitlagen auftreten (vgl. S. 162), ist auf der Höhe des Bannenberges südsüdwestlich Annweiler ein nahezu schiefertoneis Zechsteinprofil von 1,79 m Mächtigkeit aufgeschlossen (VII):

Hangendes:	Unterer Buntsandstein; stark toniger, rotbrauner, glimmerreicher Feinsandstein, bröckelig absondernd. Darin eine Lage dolomitischen Feinsandsteins
0,20 m	rotgrauer, harter, dolomitischer Sandstein; sehr fossilreich
0,65 m	grau-rotbrauner, glimmerreicher, sandiger Schiefertone; sehr fossilreich
0,08 m	gelbgrauer, sandiger Dolomit, sehr fossilreich
0,40 m	grauvioletter, feinmittelkörniger Sandstein, sehr fossilreich
0,30 m	graubrauner, sandiger Schiefertone mit 0,05 m grünlichgrauem, sandigem Dolomit
0,05 m	grauvioletter, hellfleckiger, dolomitischer Sandstein
0,11 m	graurötlicher, feinmittelkörniger Sandstein; sehr fossilreich
Liegendes:	Oberer Sandstein des ro; Top 0,15 m fleckig-gelbliche Entfärbungszone.

Ganz ähnlich, aber geringmächtiger (1,35 m) und im ganzen noch sandiger, ist der Zechstein an der Südseite des Gr. Adelberges, nördlich Annweiler (IX) entwickelt. An die Stelle von sandigen Schiefertonen treten hier tonige Sandsteine.

Für das Gebiet westlich Annweiler (Sarnstall, Rinntal, Wernersberg) ist der nur 0,8 m mächtige Zechstein bei Sarnstall (VIII) kennzeichnend. Er beginnt mit versteinungsarmem, glimmerführendem, graubraunvioletter, tonigem Sandstein von 0,35 m Dicke. Darüber folgt eine 0,45 m mächtige hellgraugrünliche, sehr fossilreiche, sandige Dolomitbank.

Der Aufbau der Zechsteinschichten im Norden: An der Nordflanke des Hohenberges finden sich noch häufig die für das Gebiet westlich Eschbach typischen dolomitmergelartigen, harten Bänke inmitten mehr oder weniger milder Schiefertone. Nach einer durch das Queichtal bedingten Beobachtungslücke ist die Ausbildung der Zechsteinschichten erst wieder am Orensberg zu erkennen. Eine für dieses Gebiet charakteristische Ausbildung zeigt das Zechsteinprofil (ca. 1,28 m) an der Südseite des Hainbachtals (XIII):

Hangendes:	Unterer Buntsandstein bis? Zechstein; rotbrauner, feinsandiger Schiefertone mit vereinzelt Dolomitmergel-Knollen
0,83 m	Wechselfolge feinsandiger, blaugrauer, grüner und gelblicher Schiefertone, vereinzelt Dolomitmergel-Knollen; fossilführend
0,20 m	gelbgrauer, ± zuckerkörniger Dolomit, sehr fossilreich
0,25 m	grauer bis grauviolletter, ± toniger, glimmerreicher, feinkörniger Sandstein; sehr fossilreich
Liegendes:	Oberer Sandstein des ro.

Die Fossilführung der obersten Schichten ist spärlich. Eine Begrenzung des Zechsteins gegen die petrographisch ähnlich entwickelten Leberschiefer des Unteren Buntsandstein wird dadurch erschwert. Immerhin dürfte die Grenze innerhalb eines 0,5 m mächtigen Bereiches liegen.

Wesentlich mächtiger und reicher an dolomitischen Einlagerungen ist der fossilführende Zechstein weiter im Nordosten, an der Ostseite des Teufelsberges (St. Anna Kap.) westlich Burrweiler (XIV). Der untere Teil der dort aufgeschlossenen fossilführenden Schichten (ca. 2,00 m) besteht aus feinsandig-tonigen Ablagerungen mit zwischengelagerten Dolomiten. Letztere entsprechen den aus der tonigen Fazies westlich Eschbach bekannten dolomitmergelartigen Bänkchen (vgl. S. 161). Im oberen Teil des Profils (ca. 0,57 m) sind wiederum Anklänge an die Verhältnisse im Hainbachtal (s. o.) vorhanden.

Nördlich Burrweiler sind ähnlich entwickelte, geringmächtiger und sandiger werdende Schichten bis zur Kropsburg nordwestlich Edenkoben nachweisbar.

Von Burrweiler über das Hainbachtal nach Westen gehend, verringert sich die Mächtigkeit der versteinungsführenden Schichten immer mehr. Westlich Ramberg (XII) folgen über dem Oberen Sandstein 0,5 m mächtige grauviollette, feinnittelkörnige Sandsteine. Sie unterscheiden sich außer durch ihren Fossilgehalt nur durch die Farbe vom Liegenden. Im oberen Teil etwas dolomitisch werdend, gehen sie hangendwärts in rotgraue, fossilführende, sandige Dolomite von 0,4 m Mächtigkeit über. Das Hangende bilden Leberschiefer des Unteren Buntsandsteins.

Zwischen Gräfenhausen und Eußerthal fehlt stellenweise die den oberen Teil vertretende sandige Dolomitbank. Am Franzosenkopf (XI) sind fossilreiche grauviolettstichige, mittelkörnige Sandsteine von 0,3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die darin enthaltenen Fossilien sind sowohl schichtparallel als auch senkrecht zu den Schichtflächen eingebettet (HENTSCHEL 1956). Nach Ansicht des Verfassers ist hier die Fauna teilweise in Lebensstellung eingesedimentiert worden.

Von den Komponenten der Sandsteinlagen des fossilführenden Zechsteins sind ca. 95% Quarz; die restlichen ca. 5% sind wahrscheinlich Feldspäte, die oft mehr oder weniger verwittert erscheinen.

Gegenüber den gut gerundeten Komponenten in den Oberrotliegend-Sandsteinen (vgl. S. 152 u. 157) unterscheiden sich die Sandkörner aus den Zechsteinschichten durch vorwiegend eckige Formen. Die Eckigkeit der Körner wird durch sekundäre Quarz-

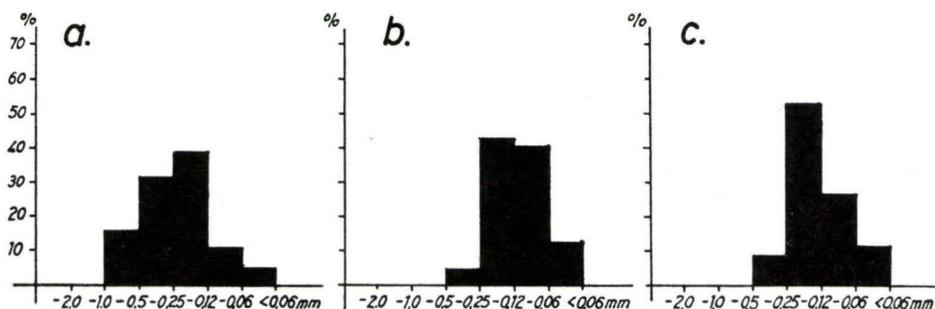


Abb. 10. Siebanalysen von 3 Sandsteinproben aus dem marinen Zechstein bzw. aus dem Annweiler Sandstein des Unteren Buntsandsteins (a. Zechstein bei Gräfenhausen, ca. 0,25 m über Z-Basis, Probe 87; b. Annweiler Sandstein westl. Silz ca. 1,0 m über Su-Basis, Probe 51; c. Annweiler Sandstein westl. Eschbach, ca. 12m über Su-Basis, Probe 70).

Sprossung hervorgerufen. Das „Primärkorn“ ist dagegen mehr oder weniger gut abgerollt. Von einer Probe aus fossilführenden Sandsteinen bei Gräfenhausen (vgl. Siebanalyse Abb. 10 Fig. a) waren in den Fraktionen 1,0—0,5 mm \varnothing und 0,5—0,25 mm \varnothing 96% bzw. 86% der Komponenten „eckig“ (Quarz-Sprossung) und 4% bzw. 14% gut abgerollt.

Die Skala der dolomitischen Einlagerungen in den fossilführenden Zechsteinschichten reicht von fast reinen Karbonatgesteinen über Dolomitmergel und sandige Dolomite zu dolomitischen Sandsteinen. So unterschiedlich sie hinsichtlich ihrer klastischen Beimengungen sind, so relativ einheitlich ist in ihnen das Verhältnis von Calciumcarbonat zu Magnesiumcarbonat. Es wurden 51 aus den Zechsteinschichten entnommene Proben nach der komplexometrischen Methode (G. MÜLLER 1956) analysiert¹⁰⁾. Die Analysen hatten folgendes Ergebnis: In allen Proben liegt das $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ Verhältnis unter 2:1. Werte bis 1,96:1 treten meist dann auf, wenn die klastischen Verunreinigungen mehr als 60 Gew. % der Gesamtprobe ausmachen. Etwa 90% aller Analysen ergeben 1,15—1,5:1,0.

¹⁰⁾ Ausführliche Beschreibungen und Dünschliff-Abbildungen in der Original-Arbeit. — Diss., Mainz 1957.

Die karbonatische Substanz liegt in ihrer Zusammensetzung also vorwiegend im Bereich oder nur wenig über dem idealen Dolomitverhältnis ($\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3 = 1,157$ zu 1,0).¹¹⁾

Die Fossilien des südpfälzischen Zechstein: Bei der Beschreibung der einzelnen Zechsteinaufschlüsse wurde auf die Fossilführung nur allgemein hingewiesen. In rund 150 nunmehr bekannten Fundpunkten¹²⁾ (u. a. HENTSCHEL 1955) konnten fast immer dieselben Versteinerungen gefunden werden. Nahezu ausnahmslos liegt eine Steinkern- bzw. Skulptursteinkernerhaltung vor. Reste der Schalensubstanz sind ganz selten, und zwar nur an Versteinerungen aus einigen „dolomitmergelartigen“ Lagen gefunden worden.

Die verschiedenen Fazies beeinflussen die Fauna hinsichtlich ihrer Zusammensetzung in keiner Weise. Ebenso wenig ist innerhalb des Zechsteins mit aufsteigendem Profil eine artenmäßige Sortierung, wie sie SPÜHLER (1957) annimmt, festzustellen. Die Häufigkeit der Individuen ist dagegen von Aufschluß zu Aufschluß oder von Schicht zu Schicht unterschiedlich. In einzelnen Partien — wie zum Beispiel in den milden, bunten Schiefertönen im unteren, oder den dolomitischen Sandsteinen im oberen Teil des Standardprofils am Rothenberg bei Eschbach — können die Versteinerungen massenhaft auftreten. In anderen Profilteilen bzw. Aufschlüssen sind sie dagegen erst nach längerem Suchen zu finden. Die Fauna ist im allgemeinen artenarm aber außerordentlich individuenreich.

Da keine neuere Literatur über die wichtigsten Zechsteinfossilien vorlag, wurde die Bestimmung nach H. B. GEINITZ (1861) und KING (1850) durchgeführt¹³⁾. Im einzelnen wurden gefunden (HENTSCHEL 1956):

- Schizodus truncatus* KING
- Schizodus schlotheimi* GEINITZ
- Mytilus hausmanni* GOLDFUSS
- Gervillia (Bakevellia) antiqua* MÜNSTER
- Gervillia (Bakevellia) ceratophaga* SCHLOTHEIM
- 2—3 mm hohe Schnecken (aff. *Turbonilla altenburgensis*).

Während *Mytilus* und die *Gervillien* in mehr oder weniger voll ausgewachsenen Exemplaren vorliegen, erreichen die *Schizoden*, die nach GEINITZ und KING bis 5 cm lang werden können, nie ihre volle Größe. Soweit der Erhaltungszustand eine präzise Aussage zuläßt, sind von dieser Gattung vorwiegend Jugend- bzw. Kümmerformen fossilisiert worden (schriftl. Mitt. von Herrn Dr E. MALZAHN, 1956). Entgegen den Beobachtungen von GÜMBEL etc. ließ sich *Schizodus obscurus* nie sicher nachweisen.

¹¹⁾ Nach CHILLINGAR (1957) können Dolomitgesteine dieser Zusammensetzung syngenetisch sein.

¹²⁾ Liste der Fundpunkte (mit Koordinaten) in der Original-Arbeit. — Diss. Mainz 1957. In der Geolog. Karte (Taf. 20) sind die Fossilfundstellen nicht speziell bezeichnet, da das Auffinden von Fossilien im gesamten Verbreitungsbereich des Zechsteins in der Haardt (vgl. Abb. 9) nur von den gerade vorliegenden Aufschlußverhältnissen bzw. von der Anlage eines Schurfs im Ausbißbereich dieser Schichten abhängt.

¹³⁾ Herr Dr. E. MALZAHN (AfB Hannover) hat freundlicherweise die Kontrollbestimmung der von mir zusammengetragenen *Schizoden* übernommen.

Die kleinwüchsigen Gastropoden sind schlecht erhalten und daher für eine Bestimmung ungeeignet. Sie haben Ähnlichkeit mit der bei GEINITZ beschriebenen *Turbonillia altenburgensis*.

Die oben genannten Fossilien¹⁴⁾ charakterisieren die sie umgebenden Schichten als marine Ablagerungen des Zechsteins. Sie erlauben jedoch keine eindeutige Aussage über dessen stratigraphische Stellung im Normalprofil des Deutschen Zechsteins.

b) Die regionale Entwicklung des südpfälzischen Zechsteins

Die Beschreibung des Zechsteins beschränkte sich auf besonders gute und für die Entwicklung der Schichten charakteristische Aufschlüsse. Fossilführender Zechstein konnte darüber hinaus an mehr als 150 über das ganze Gebiet zwischen Ludwigshöhe (westlich Edenkoben) und dem Klingbachtal verteilten Stellen gefunden werden. Der Zechstein bildet also in diesem Gebiet ein zusammenhängendes Schichtpaket. Im Osten, nahe des Haardtrandes, erreicht der Zechstein jeweils die größere Mächtigkeit, die sich in westlicher Richtung fortlaufend verringert. Im Westen ist also die Küste des Zechsteinmeeres zu suchen.

In der paläogeographischen Karte des südpfälzischen Zechsteins (vgl. Abb. 9) kommt die nachgewiesene Gesamtverbreitung seiner fossilführenden Schichten zur Darstellung. Die westliche Verbreitungsgrenze fällt im nördlichen Teil ihres Verlaufes ungefähr mit der ehemaligen Küstenlinie zusammen; denn im westlichen Modenbachtal und bei Gräfenhausen greift der Buntsandstein unmittelbar auf den Oberen Sandstein des Oberrotliegenden über.

Weiter im Süden tauchen die Zechsteinschichten, schon bevor sie ganz auskeilen, unter das Beobachtungsniveau (vgl. Taf. 20 Fig. D) ab. Die alte Küstenlinie wird hier noch einige Kilometer westlich der angegebenen nachweisbaren Verbreitungsgrenze zu suchen sein.

Wie weit sich die Zechsteinschichten südlich des Klingbachtals verfolgen lassen, ist noch unklar. GÜMBEL (1894) nennt gelbliche und graurote Dolomite, die rötlichen Sand-schiefern und Tonen zwischengelagert sind, von Fundorten bei Oberotterbach, Budenthal (Tal der Wieslauter) und Schönau. SPÜHLER (1957) konnte ähnliche Schichten bei Vorderweidenthal nachweisen. Charakteristische Versteinerungen wurden nicht gefunden. Das gleiche gilt für ein 0,15 m mächtiges „Dolomitzkonglomerat“ bei Birkenhördt (REIS 1923) und Vorderweidenthal (SPÜHLER 1957). Obwohl in diesen Aufschlüssen der faunistische Nachweis noch aussteht, können wir annehmen, daß das Zechsteinmeer über das heutige Klingbachtal hinaus etwas weiter nach Süden gereicht hat. Zwischen Münchweiler und Silz stehen ja bekanntlich noch fossilführende Zechsteinschichten in 1, 65 m Mächtigkeit an (vgl. Abb. 9).

Die nördliche Verbreitungsgrenze der fossilführenden Schichten erreicht südlich St. Martin den Haardtrand. THÜRACH (1894) fand nämlich noch einen schlecht erhaltenen *Schizodus* sp. an der Kropsburg westnordwestlich Edenkoben¹⁵⁾.

¹⁴⁾ Zahlreiche Abbildungen in der Original-Arbeit. — Diss. Mainz 1957.

¹⁵⁾ Der nördlichste eigene Fossilfundpunkt liegt dagegen etwas weiter südlich oberhalb der Villa Ludwigshöhe westlich Edenkoben.

Folgende Beobachtungen lassen vermuten, daß der Zechstein noch etwas weiter über die faunistisch nachweisbare Verbreitung nach Norden reicht: Nördlich und südwestlich von St. Martin finden sich innerhalb einer tonig-sandigen Abfolge unter den Leberschiefern des Unteren Buntsandsteins noch dolomitmergelartige Knollen. Sie entsprechen sowohl äußerlich als auch chemisch den Dolomitlagen bei Burrweiler und Eschbach (vgl. S. 164 und 161). Am Gasthaus „Kalmitstraße“, westlich Alsterweiler, liegt zwischen typischem Oberen Sandstein des Oberrotliegenden und Leberschiefern des Su ein 0,3 m mächtiger sandiger, grobkristalliner, gelblich-roter Dolomit.

Dolomitische Gesteine im Grenzbereich Oberrotliegend/Unterer Buntsandstein wurden ferner im Gebiet des Speyerbachtals gefunden (vgl. Abb. 9). Am Teufelsstein nordöstlich Lambrecht sind es dolomitische, gelb und grau gesprenkelte Sandsteine, und am Wolfsburgtunnel westlich Neustadt kommen dolomitisch-tonige Feinsandsteine vor.

Bei Lindenberg (nordwestlich von Neustadt) konnte MEHLIS (1917) dolomitische „Zechsteinvertreter“ nachweisen. Das bisher nördlichste Vorkommen am Haardtrand, dem Zechstein wahrscheinlich äquivalente Dolomite, fand SPÜHLER (1957) in der Nähe des Forsthauses Rotsteig westlich Wachenheim.

Die beschriebenen dolomitischen Ablagerungen haben zwar petrographische Ähnlichkeit mit gewissen, im südlichen Gebiet fossilführenden Gesteinen. Sie liefern jedoch keinen eindeutigen Beweis für marinen Zechstein. Aus diesem Grunde wird seine Verbreitung nördlich des letzten sicheren Fossilfundpunktes in diesem Gebiet als fraglich dargestellt.

Innerhalb des marinen Ablagerungsraumes läßt sich eine vorherrschend tonig-dolomitische Fazies küstenfernerer Lage im Osten von einer sandig-dolomitischen Fazies näher der Küste abgelagerter Sedimente im Westen unterscheiden (vgl. Abb. 9). Die Mächtigkeit der marinen Schichten nimmt entsprechend von Osten nach Westen ab.

Der Zechstein hat demnach mit einem Meeresvorstoß nach Westen bis Südwesten in das heutige Haardtgebiet übergreifen. Er kam in einer flachen Bucht zur Ablagerung, die durch einen halbinselförmigen Vorsprung bei Gräfenhausen (vgl. Abb. 9 und Taf. 20 Fig. D) in einen nördlichen und einen südlichen Bereich aufgegliedert erscheint. In der südlichen Teilbucht griff die marine Transgression am weitesten nach Westen vor. Auch aus dem Grenzverlauf zwischen der tonig-dolomitischen Fazies und der überwiegend sandigen Fazies (vgl. Abb. 9) geht diese Konfiguration des Ablagerungsraumes hervor.

Der Zechstein greift ohne erkennbare Konglomeratbildungen allmählich auf den Oberen Sandstein des Oberrotliegenden über. Nur in den Profilen im Innern des Gebirges, also weiter westlich des Haardtrandes, ist aufgearbeitetes Untergrundmaterial am Aufbau der Basissedimente beteiligt. Die im oberen Teil des Zechsteinprofils auftretenden Schichten weisen, in westlicher Richtung zunehmend sandiger werdend, eine größere Verbreitung nach Westen auf (vgl. Taf. 20 Fig. D). Es läßt sich also innerhalb dieser relativ geringmächtigen marinen Ablagerungen eine fortschreitende Verbreitung nach Westen mit aufsteigendem Profil erkennen.

5. Der Untere Buntsandstein

In den Basisschichten des Unteren Buntsandsteins im Arbeitsgebiet sind eine Südfazies (Annweiler Sandstein) und eine Nordfazies (Leberschiefer) zu unterscheiden.

Der Annweiler Sandstein besteht aus feinkörnigen (vgl. Siebanalysen, Abb. 10 Fig. b u. c), feingeschichteten, hellziegelroten Sandsteinen, die sich an vielen Stellen ohne deutliche petrographische Grenze aus sandigen Hangendschichten des Zech-

steins heraus entwickeln. Nach oben nimmt die Korngröße im Annweiler Sandstein geringfügig zu. Von den Sandkörnern wirken ca. 98—99% eckig infolge sekundärer Quarz-Sprossung. Nur 1—2% sind schwach abgerollte Komponenten.

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung besteht gegenüber den Sandsteinen des Oberrotliegenden ein merklicher Unterschied. Die Komponenten des Annweiler Sandsteins sind: 80—85% Quarz, 15—20% Feldspäte, weniger als 1% heller Glimmer.

Der Annweiler Sandstein reicht von Süden her bis an die Südseite des Queichtales. Nach Norden verzahnt er sich mit den Leberschiefern.

Die Leberschiefer sind braune bis hellrot-braune, etwas sandige Schiefertone, in welchen vereinzelt dolomitische Knollen auftreten können.

Die Leberschiefer werden in der Haardt maximal 8—10 m mächtig. In einigen Aufschlüssen sind sie nur durch das Fehlen von Fossilien von darunter anstehenden Zechsteinschichten zu unterscheiden.

Hangendwärts gehen die Leberschiefer in Sandsteine vom Typ Annweiler Sandstein über. Die Leberschieferfazies keilt außerdem nach Süden aus bzw. sie verzahnt sich mit Annweiler Sandstein (s. o.). Nach Norden lassen sich die Leberschiefer in der oben beschriebenen tonigen Fazies bis über das Speyerbachtal hinaus verfolgen. Sie haben bei Neustadt 8—10 m Mächtigkeit. Anzeichen für eine Verzahnung der Leberschiefer mit von Norden geschütteten gröberer Sedimenten sind innerhalb des bearbeiteten Gebietes nicht nachzuweisen.

Diese Feststellungen lassen dem Verfasser Zweifel an der Existenz einer sandig-konglomeratischen Nordfazies des Unteren Buntsandsteins im Pfälzer Wald (u. a. GÜMBEL 1894, 1897) aufkommen. Bei Begehungen im Gebiet um Stauff und Ramsen (Vorhaardtmulde) fiel außerdem folgendes auf: Die Stauffer Schichten, die zum Unteren Buntsandstein gerechnet werden, haben dort teilweise große Ähnlichkeit mit dem Oberen Sandstein des Oberrotliegenden bei Neustadt und Lambrecht. Sie könnten vielleicht eher die Nordfazies dieser höchsten Oberrotliegendschichten als des Unteren Buntsandsteins darstellen. Da in der Vorhaardtmulde bisher keinerlei stratigraphisch eindeutige Schichten im Grenzbereich Perm-Trias gefunden werden konnten, schloß GÜMBEL (1894, 1897) aus der „diskordanten“ Lagerung der Stauffer Schichten über Rötelschiefern des Oberrotliegenden, daß erstere zum Unteren Buntsandstein gehören. Nach GÜMBEL läge also an der Triasbasis eine Diskordanz. Dieser Ansicht widerspricht jedoch das Ergebnis der vorliegenden, in der südlichen Haardt durchgeführten Untersuchungen. Von einer „Diskordanz“ zwischen den permischen und den untersten triassischen Ablagerungen fehlen hier jegliche Anzeichen. Vielmehr könnte man in dem Übergreifen des Oberen Sandsteins des Oberrotliegenden von Westen nach Osten auf immer ältere Schichten (vgl. S. 160) eine Parallele zu den von GÜMBEL in der Vorhaardtmulde festgestellten Verhältnissen sehen. Da der Obere Sandstein auf keinen Fall zum Buntsandstein, sondern zum Oberrotliegenden gehört, ist nach Ansicht des Verfassers auch wegen der geschilderten „tektonischen“ Gründe an der Richtigkeit der jetzigen stratigraphischen Stellung der Stauffer Schichten zu zweifeln.

6. Die stratigraphische Stellung des südpfälzischen Zechsteins innerhalb des Deutschen Normalprofils

L. v. AMMON und GÜMBEL (u. a.) kamen auf Grund der gefundenen Fossilien zu dem Schluß, daß die versteinungsreichen Schichten in der Haardt dem oberen Zechstein angehören. Die genannten Autoren sahen in ihnen altersgleiche Ablagerungen

mit denen bei Heidelberg, Eberbach und Heddesbach sowie einigen weiteren Vorkommen am westlichen Odenwaldrand. FRAAS (1914) stellte 23,6 m mächtige, fossilführende Oberpermschichten, die bei Erlenbach nahe Heilbronn durch eine Bohrung nachgewiesen wurden, ebenfalls in den oberen Zechstein.

Im Widerspruch dazu steht die Ansicht von FULDA (1935). Auf Grund paläogeographischer Erwägungen und aus dem Vorhandensein einer bestimmten Faunengemeinschaft (*Arca*, *Nucula*) in einigen Aufschlüssen am Odenwald und bei Heilbronn schließt er auf Mittleren Zechstein, dem er alle süd- und südwestdeutschen Vorkommen zuordnet.

Alle derartigen Einstufungen stützen sich also mehr oder weniger auf Leitfossilien oder Leitfaunen. Der stratigraphische Wert der Zechsteinfossilien wird seit einigen Jahrzehnten jedoch sehr in Frage gestellt. H. L. F. MEYER-HARRASSOWITZ (1913) kommt zu der Überzeugung, daß mit Ausnahme einer *Productus*-Fauna aus den Basisschichten des Zechsteins keinerlei echte Leitformen im ganzen Profil auftreten. Eine ähnliche, aber weniger extreme Auffassung vertritt RIEDEL (in FULDA 1935). Er bezweifelt vor allem die stratigraphische Brauchbarkeit der Lamellibranchiaten und Gastropoden, die in allen Schichten oberhalb des Zechsteinkalkes (Z_1) mehr als 95% der Fauna ausmachen. Nach den Ausführungen RIEDELS kommen Brachiopoden in Deutschland nur unterhalb des bzw. im Zechsteinkalk(es) vor.

Da im südpfälzischen Zechstein in dieser Hinsicht nur stratigraphisch „minderwertige“ Fossilien zu finden sind, müssen andere Wege zur altersmäßigen Deutung eingeschlagen werden. MEYER-HARRASSOWITZ nimmt aus paläogeographischen Erwägungen an, daß der Obere Zechstein von allen Stufen des marinen Oberperms die größte Verbreitung nach Süden und Südwesten erreicht hat. Demnach wären auch die fossilführenden Schichten in der Haardt zu dieser Zeit abgelagert worden. FULDA hält, wie schon erwähnt, Mittleren Zechstein für wahrscheinlicher. Nach RICHTER-BERNBURG (1953, 1955) hat im untersten Zechstein (Z_1) in Deutschland die größte flächenmäßige Ausdehnung des Meeres vorgelegen. Während der Staßfurt- (Z_2), Leine- (Z_3) und Aller-Serie (Z_4) hat nach ihm die Transgression nicht mehr oder nur unwesentlich über die Mainlinie nach Süden und Südwesten übergreifen. Folgt man den Betrachtungen von RICHTER-BERNBURG, so müßten die Schichten des südpfälzischen Zechsteins in den Z_1 gestellt werden.

Mit dieser Auffassung sind jedoch die in den fossilführenden Schichten der Haardt vorliegenden Verhältnisse schwer in Einklang zu bringen. Gegen Z_1 spricht erstens der allmähliche petrographische Übergang aus dem fossilführenden Zechstein in den Unteren Buntsandstein hinein. Zweitens ist weder vom Odenwald und bei Heilbronn noch aus der Pfalz eine Brachiopodenfauna im Sinne RIEDELS bekannt geworden.

Für die Einstufung des marinen südpfälzischen Zechsteins in den Z_1 sind von meiner Seite also keinerlei Argumente vorzubringen.

Die nachgewiesene gleitende petrographische Entwicklung aus dem marinen Oberperm in den Unteren Buntsandstein hinein führt dagegen zu der Schlußfolgerung, daß die fossilführenden Zechsteinschichten der Pfalz dem höheren Zechstein, wahrscheinlich dem Z_4 , zugeordnet werden können.

Damit erhebt sich die Frage, ob nicht bereits ein Teil der das Liegende bildenden Sedimente in Rotliegendefazies gewisse Stufen des tieferen Oberperm vertreten. Für

Tab. 1. Stratigraphische Tabelle der permischen Ablagerungen im Pfälzerwald (Haardt)

Die Teilgebiete		Kaiserbach- u. Klingbachtal W E		Queichtal (im weiteren Sinne) (S) (N) W E		Modenbachtal W E		Speyerbachtal W E		Bisherige Gliederung
(Unterer Buntsandstein) Basis		Annweiler Sandstein		Annweiler Sdst. Leberschiefer		Leberschiefer		Leberschiefer		Unterer Buntsandstein
Zechstein	Z ₄	Fossilführende, marine Sedimente						Fossilfreie, geringmächtige, dolomitische Sandsteine („Zechsteinanzeichen“)		Z ₆ : Fossilführende, geringmächtige, sandige Dolomite und Schiefertone
	Z ₃	? Schichtlücke ?								
	Z ₂									
	Z ₁ (?)	Oberer Sandstein 20 m bis 32 m		Oberer Sandstein 24 m bis 40 m		Oberer Sandstein 40 m bis 75 m		Oberer Sandstein 50 m bis 65 m		Standenbühler Schichten (Kreuznacher Gruppe) Rötelschiefer allgem.
Oberrotliegendes	Kreuznacher Gruppe (ro ₃)	Obere Rötelschiefer 20 m bis 32 m		Obere Rötelschiefer 30 m bis 10–0 m		Obere Rötelschiefer geringmächtig		? Lücke ?		
		Unterer Sandstein 12 m bis 0 m		Unterer Sandstein 15 m bis 0 m		Unterer Sandstein fehlt! Lücke? Lücke?				
		Unt. Rötelschiefer nur bei Waldrohrbach, geringmächtig		Untere Rötelschiefer 85 m 10–15 m		Untere Rötelschiefer 40 m 10–20 m		Unt. Rötelschiefer 20 m 10–0 m		
Oberrotliegendes	Waderner-Gruppe (ro ₂)	Arkosen mit Melaphyr-Geröllen (lokal) 20–40 m		Unt. Rötelschiefer, z. T. Breccien und Konglomerate mit zwischengesch. Melaphyr ? m über 100 m		Unt. Rötelschiefer, z. T. Breccien und Konglomerate		Unt. Rötelschiefer, z. T. Breccien und Konglomerate		Winnweiler Schichten (Waderner-Gruppe)
		Grenzlager-Gruppe (ro ₁)		Melaphyre bis 50 m		Melaphyre ca. 20 m		Grenzlagersteine fehlen		Melaphyr, Quarzporphyr
Präpermisches Grundgebirge		Quarzdiorit (Kaiserbacher Mühle)		Gneis von Albersweiler		Knotenschiefer (Burrweiler-Weyher) Granodiorit (Edenkoben-Ludwigshöhe)		Kulmtonschiefer und Grauwacken (Neustadt, Hambach)		Präpermisches Grundgebirge

Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzer Wald (Haardt)

das Saar-Nahe-Gebiet sieht BRINKMANN (1954, S. 123) in den Kreuznacher Schichten dem Zechstein äquivalente Ablagerungen. Auch NÖRING (1955) äußert sich dahingehend.

Bei der Besprechung des Oberrotliegenden wurde gezeigt, daß an der Wende Obere Rötelschiefer–Oberer Sandstein eine Umkehrung der Sedimentationsrichtung erfolgte (vgl. S. 160). Während vorher die Sedimentschüttung von einem Hochgebiet im Osten ausging und nach Westen gerichtet war, kommt der Obere Sandstein im östlichen Vorland eines im Westen gelegenen Abtragungsgebietes zur Ablagerung.

Im höchsten Oberrotliegenden (Oberer Sandstein) der Haardt tritt also bereits die im Zechstein wirkende Sedimentationsrichtung in Erscheinung. Ebenfalls auf einen engen Zusammenhang beider Ablagerungen weisen vereinzelte Fossilfunde in den 0,04–0,2 m mächtigen, gebleichten Hangendschichten des Oberen Sandsteins hin (vgl. S. 165). Als ein weiteres verbindendes Argument sind möglicherweise auch die im höchsten Teil des südpfälzischen Oberrotliegenden besonders zahlreich zu findenden dolomitisch verfestigten Partien anzusehen. Der Obere Sandstein, bisher zu den höchsten Schichten der Kreuznacher Gruppe (ro_3) gerechnet, läßt also gewisse Zusammenhänge mit dem marinen Oberperm erkennen. Man kann ihn deshalb vielleicht als das terrestrische Äquivalent tieferer mariner Zechsteinstufen — wahrscheinlich des Z_1 — ansprechen. Die vorgebrachten Argumente — auch das der Schüttungsrichtung — stellen hierfür keine schlüssigen Beweise dar. Sie mögen daher nur als Hinweis auf ein mögliches Zechsteinalter des Oberen Sandsteins angesehen werden.

Zwischen den Kontinentalsedimenten ($Z_1?$) und den marinen Ablagerungen (Z_4) wird eine Schichtlücke vermutet, die möglicherweise zeitlich mit dem Zechstein 2 und 3 zusammenfällt. Das Vorhandensein einer Bleichungszone an der Oberkante des Oberen Sandsteins ($Z_1?$) könnte als Anzeichen einer Schichtlücke gewertet werden.

Das abschließende Ergebnis der in den permischen Ablagerungen des Pfälzer Waldes (Haardt) durchgeführten Untersuchungen ist in einer stratigraphischen Tabelle (vgl. Tab. 1) zur Darstellung gebracht worden.

7. Die Tektonik

Bei den häufig im Oberrotliegenden auftretenden Schräg- und Kreuzschichtungen sind direkte Messungen des Streichens und Fallens zum Zwecke der tektonischen Auswertung meistens irreführend. Deshalb wurde auf dieses Hilfsmittel verzichtet und die Grenze Perm/Trias (meistens mit Zechstein) als tektonischer Bezugshorizont verwendet. Die Vielzahl und die gute Erkennung der Zechsteinausbisse waren entscheidend für eine tektonische Synthese dieses Gebietes. Es entstand eine Streichkurvenkarte, die Linien gleicher Höhe über NN der Perm/Trias-Grenze zur Darstellung bringt (vgl. Abb. 11).

Die Schichten streichen generell ungefähr parallel zum Haardtrand und fallen mit 2–3° nach Westen bis Nordwesten ein. Davon abweichender Schichtverlauf ist im Gebiet von Annweiler, zwischen Eschbach und Waldhambach, bei Burrweiler und bei Lambrecht zu erkennen.

Der Verlauf und die Anordnung der Streichkurven zeigt, daß im untersuchten Gebiet eine flache Aufwölbung vorliegt, die von Südwesten, Westen und Westnord-

westen gegen Osten ansteigt. Sie erreicht nördlich von Albersweiler mit ca. 420 m ü. NN ihr Maximum. Ein Vergleich mit den Arbeiten von L. VAN WERVEKE führt zu dem Schluß, daß die Albersweiler Aufwölbung den höchsten und nördlichsten Teil des Haardtsattels (L. VAN WERVEKE 1906) darstellt. Im Westen schließt sich die

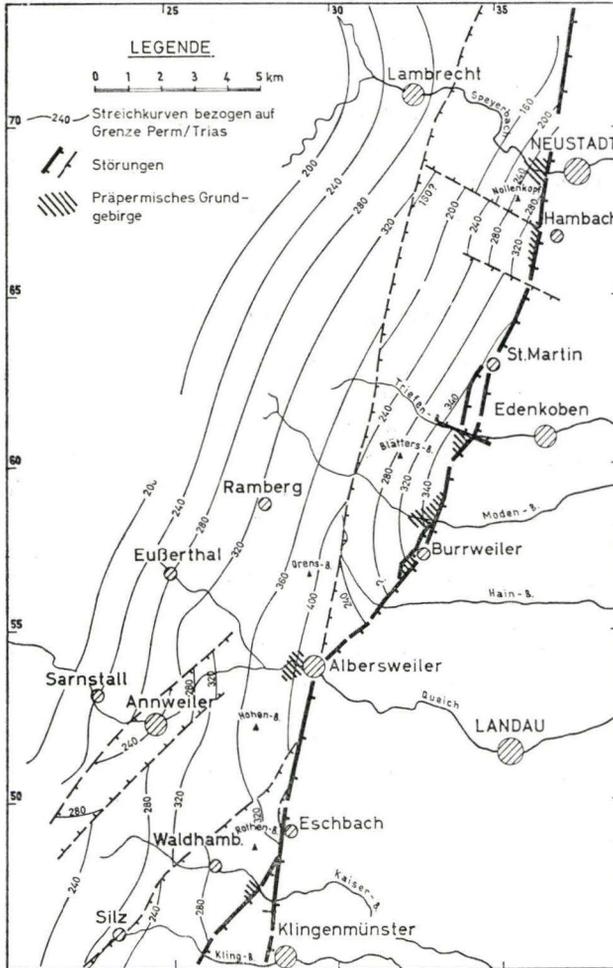


Abb. 11. Tektonische Karte des Haardtgebirges zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz.

Saargemünd-Pfälzer Mulde an. Im Osten ist die Aufwölbung durch eine steil nord-nordost streichende Störung abgeschnitten.

Das Störungssystem des südlichen Pfälzer Waldes wird in erster Linie durch eine NNE- bis steile NNE-Richtung und eine NE-Richtung beherrscht. Von untergeordneter Bedeutung sind WNW-streichende Verwerfungen, die sich nur unmittelbar am Haardtrand bemerkbar machen.

Die NNE- bis steile NNE-Richtung ist kennzeichnend für die Haardtrand-Verwerfungen, die das Perm-Trias-Gebiet der Haardt im Westen gegen die Vorbergzone und den Rheintal-Graben (Muschelkalk bis Tertiär) im Osten begrenzen. Störungen gleicher Streichrichtung können sich jedoch auch in das Haardtgebirge hinein fortsetzen, wie der Verlauf der Verwerfung zwischen Albersweiler und Lambrecht zeigt. In jedem Falle haben diese Störungen den Charakter von antithetischen Abschiebungen.

NE- bis flache NNE-Richtung haben die Verwerfungen innerhalb der Haardt. Es sind vorwiegend antithetische Abschiebungen nach Südosten bis Ostüdosten. Eine Ausnahme stellt eine Störung südöstlich von Annweiler dar, an welcher die Nordwestscholle abgesunken ist. Zusammen mit einer nordöstlich von Annweiler verlaufenden antithetischen Verwerfung begrenzt sie eine Grabenscholle, die sich nach Nordosten heraushebt (vgl. Abb. 11).

8. Zusammenfassung

Der größte Teil der permischen Schichtenfolge in der Haardt gehört zum Oberrotliegenden, welches unter Berücksichtigung von Fazieswechselln nach der Gruppengliederung von FALKE (1954) eingeteilt werden kann. Das Permprofil der Haardt schließt mit faunistisch belegtem, marinem Zechstein von geringer Mächtigkeit (maximal 2,9 m) ab. Die fossilführenden Zechsteinschichten sind auf den Raum zwischen St. Martin im Norden, Eußerthal-Sarnstall-Silz im Westen und Klingenstein im Süden beschränkt. Ihre fazielle Entwicklung und die Mächtigkeitsänderung lassen einen nach Westen in das Haardtgebirge vorgreifen, nach Osten gegen den Haardtrand sich öffnenden, buchtartigen Ablagerungsraum erkennen.

Die marinen Zechsteinablagerungen der Haardt gehören wahrscheinlich zum Zechstein 4 des Deutschen Normalprofils. In der jüngsten Einheit des Oberrotliegenden der Haardt (Oberer Sandstein) werden aus paläogeographischen Gründen altersmäßige Äquivalente des Zechstein 1 vermutet.

Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich einer im Osten an der Haardtrandstörung abgeschnittenen, rheinisch streichenden, flachen Aufwölbung, die durch mehrere NE verlaufende, antithetische Verwerfungen gestört ist.

Schriftenverzeichnis

- BOTZONG, K.: Ausflüge nach Albersweiler und Umgebung. — Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., 43, II, S. 59—63. Karlsruhe 1910.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. 2. Historische Geologie. 7. Aufl., 359 S., Stuttgart (Ferdinand Enke) 1954.
- CHILLINGAR, George V.: Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. — Journal of Sedimentary Petrology, Volume 27, Number 2, p. 187—189, June 1957.
- FALKE, H.: Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des saarpfälzischen Oberrotliegenden. — 32. Jtg. deutsch. mineral. Ges., Mainz 1954.
- FRAAS, E.: Das Bohrloch von Erlenbach bei Heilbronn. — Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 70, S. 37—42, 1914.
- FULDA, E.: Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, Zechstein. Berlin (Gebr. Borntraeger) 1935.

- GEINITZ, H. B.: Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende; I., Die Animalischen Überreste der Dyas. Leipzig (Engelmann) 1861.
- GÜMBEL, C. W. v.: Ein Gebirgsdurchschnitt auf der linken Rheintalseite bei Landau. — N. Jb. Mineral., 1853, S. 524—534, Stuttgart 1853.
- Geologie von Bayern, 2, 1184 S. Kassel (Fischer) 1894.
- Erl. geol. Bl. Speyer 1:100000. München (Piloty u. Loehle) 1897.
- HENTSCHEL, H. E.: Über einen fossilführenden Horizont im Grenzbereich Perm-Trias der Südpfalz (vorläufige Mitteilung). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 195—197, Wiesbaden 1955.
- Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im praetriassischen Gebirge der südlichen Haardt — westlich Landau/Pfalz. Unveröffentl. Diplomarbeit, Mainz 1956.
- KING, W.: Monography of the Permian Fossils. London 1850.
- LÉPPLA, A.: Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. — Geogn. Jh., 1888, I., S. 39—64, München 1888.
- Rotliegendes und Buntsandstein im Haardtgebirge. — Mitt. Pollichia, 48, Jber. 3., Bad Dürkheim 1889.
- Über das Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen. — Z. deutsch. Geol. Ges., 44, S. 400—438, Berlin 1892.
- Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westrichs. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1892, S. 23—90, Berlin 1893.
- Bericht über die Exkursion nach Albersweiler. — Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., 27, S. 14—15, 71—72, Stuttgart 1894.
- MALZAHN, E.: Die geologischen Ergebnisse der Erdölaufschlußbohrstätigkeit des Jahres 1956 in Westdeutschland. — Erdöl u. Kohle, 10, Nr. 4, S. 201—216.
- MEHLIS, C.: Das Zechsteinvorkommen bei Lindenberg. — Pfälzer Heimatkunde, S. 89—90, 1917.
- MEYER, H. L. F. (HARRASSOWITZ): Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Fazies. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen, N. F. 5, (1912). S. 49—106, Gießen 1913.
- Über den Zechstein im Spessart und Odenwald. — Cbl. Mineral., 1913, S. 742—751, Stuttgart 1913.
- MÜLLER, G.: Die Schnellbestimmung des $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen . . . N. Jb. Geol. Paläontolog., Mh. H. 7., (1956), S. 330—344, Stuttgart 1957.
- MÜNZING, K.: Geologische Beobachtungen im Pfälzerwald. — Pfälzer Heimat, 7, H. 1956.
- NÖRING, Fr.: Offene stratigraphische Fragen des Rotliegenden von Südwesthessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 157—166, Wiesbaden 1955.
- REIS, O. M.: Geologische Orientierung über die Maxquelle und Ausflug nach Leistadt-Kallstadt. — Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., 43, 2. T., S. 42—55, 1910.
- Das Oberrotliegende Grenzlager im Haardtgebirge, seine Stellung und seine Einschlüsse — Geogn. Jh., 36, S. 75, München 1923.
- RÜGER, L.: Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung. 351 S., Heidelberg 1928.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der nordwestdeutschen Salzlager. — Jb. Geograph. Ges. Hannover, Hannover 1953.
- Über saline Sedimentation. — Z. deutsch. Geol. Ges., 105, 4. T., S. 594—645, Hannover 1955.
- SPUHLER, L.: Einführung in die Geologie der Pfalz. — Speyer (Verlag der Pfälz. Ges. zur Förderung der Wissenschaften) 1957.
- THÜRACH, H.: Bericht über die Exkursionen am 29. und 30. März und am 1. April 1894 (Haardtgebirge und Vorland). — Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., 27, S. 27—71, Stuttgart 1894.
- UDLUFT, H.: Über das Granitvorkommen von Waldhambach (Pfalz) und seine Goldführung. — Ber. Reichsamt Bodenf., Jg. 1942, S. 206—215, Wien 1942.
- VOELCKER, I.: Wurmrohren aus den unteren (?) Buntsandstein der Rheinpfalz. — Bad. Geol. Abh., 6, (1934), S. 101—102, Karlsruhe 1934.

- Zur permischen Abtragung in der Südpfalz. — Geol. Rdsch., **23**, (1933), S. 233—236.
- WERVEKE, L. van.: Tektonische Übersichtskarte des östl. Lothringen, der Saarbrücker Gegend, der Haardt und des nördl. Teils der Vogesen, 1:200 000. — Beilage-Tafel I. — Ber. Vers. oberrhein. geol. Ver., **39**. Versamml., 1906.
- ZAMINER, Chr.: Petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. — Diss. Heidelberg 1955.
- Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. — Mitt. Pollichia, (III) 4, Bad Dürkheim 1957.
- Bohrkarte und Bohrkartei des Geologischen Landesamtes von Rheinland-Pfalz 1:25 000; Blätter Neustadt a. d. W. (6614), Edenkoben (6714), Landau (6814) und Bergzabern (6813).

Manuskript eingegangen am 18. 3. 1963

Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Saarkarbonsattel

Von

ERWIN M. MÜLLER und B. F. KLINKHAMMER, Saarbrücken

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Untersuchungen im Grenzbereich Oberrotliegendes-Buntsandstein erwiesen eine weitaus größere Verbreitung von Kreuznacher Schichten, als bisher angenommen, die bis zum St. Wendeler Graben reicht. Ihre Abtrennung vom Mittleren Buntsandstein gelang mit Hilfe einer Karbonat-Kieselsäure-Kruste als Abschluß des Oberrotliegenden und durch den Nachweis eines aushaltenden Konglomerates an der Basis des Buntsandsteines. Zwischen beiden Formationen konnte im nördlichen Saarland eine Diskordanz nachgewiesen werden.

Inhalt

I. Einleitung	178
II. Nordflügel der Merziger Grabenmulde und Hunsrückrand	180
A. Darstellung der bisherigen Auffassung	180
B. Die neueren Untersuchungen am Nordflügel der Mulde.	181
1. Thailener Schichten	181
2. Tunnel Besseringen	181
3. Der weitere Muldenbereich	182
4. Das generelle Profil vom ro bis zum sm	183
C. Vergleich zu den Nachbargebieten	184
III. Die Überlagerung der Quarzschwelle Mettlach-Orscholz	185
IV. Südflügel der Merziger Grabenmulde	186
A. Bisherige Auffassung	186
1. Kreuznacher Schichten.	186
2. Der sog. Buntsandstein der Blätter Reimsbach und Lebach	187
B. Die neuen Ergebnisse	187
1. Die stratigraphische Stellung der gelben Sandsteine auf den Blättern Reimsbach und Lebach	187
2. Oppener Schichten	188
3. Mittlerer Buntsandstein	189
V. Die Verhältnisse auf der NW-Abdachung des Karbonsattels	190
A. Südwestlicher Bereich	190
1. Raum Saarwellingen-Schwarzenholz-Elm	190
2. Der Raum südlich der Saar	191
B. Nordöstlicher Bereich	192
1. Lebacher Graben	192
2. St. Wendeler Graben	193
VI. Schlußbetrachtung	193
VII. Zusammenfassung	194
VIII. Schriftenverzeichnis	195

I. Einleitung

Auf einigen Blättern der Geologischen Spezialkarte von Preußen und Thüringen 1:25000 ist an verschiedenen Stellen unter Mittlerem Buntsandstein (Vogesensandstein) eine Folge lockerer Sandsteine ausgeschieden worden, die sich durch etwas höhere Gehalte an kaolinisierten Feldspatpartikeln, durch reichliche Manganführung, durch die gelegentliche Ausbildung von Dolomitknauern und kurz aushaltenden -bänken, durch ihre rotviolette Färbung und das vereinzelte Auftreten von Geröllen permischer Eruptivgesteine vom Mittleren Buntsandstein unterscheiden. Diese Sandsteine werden von Waderner Schichten unterlagert und wurden aus diesem Grunde als Kreuznacher Schichten bezeichnet.

In weiten Teilen unseres Gebietes greift aber der Hauptbuntsandstein unter Ausfall der Kreuznacher und Waderner Schichten auf ältere Gesteine über. Bekanntlich fehlen im Saarland Zechstein und Unterer Buntsandstein, ein fazieller Vertreter konnte bisher nicht abgetrennt werden. Nach den Lagerungsverhältnissen, wie sie die geologische Karte wiedergibt, wäre eine Erosionsphase zwischen Kreuznacher Zeit und Hauptbuntsandstein zu fordern, da auf engstem Raum Mittlerer Buntsandstein auf Paläozoikum lagert, während auf der gleichen tektonischen Scholle und in gleicher Höhenlage weit über 100 m Waderner und Kreuznacher Schichten vorhanden sind. Diese Erosionsphase könnte somit das Fehlen des Unteren Buntsandsteins erklären. Indes gelangt K. M. BRITZ (1954) bei Untersuchungen auf den Blättern Reimsbach und Lebach zu der Auffassung, daß von der Kreuznacher Zeit bis zum Mittleren Buntsandstein durchgehend sedimentiert wurde, wobei ein ganz allmählicher Übergang in der Ausbildung der Sandsteine erfolgte. Mangels einer Gliederungsmöglichkeit spricht er daher von permotriadischen Grenzschichten.

Nun ist aber in diesem Gebiet nach der Darstellung der geologischen Karte keine Überlagerung der Kreuznacher Schichten durch den Mittleren Buntsandstein vorhanden, während am Hunsrückrand mit dem Basiskonglomerat des Mittleren Buntsandsteins eine deutliche Grenze zwischen Oberrotliegendem und Buntsandstein gegeben ist.

Schon H. WEHRLI hatte 1933 in der Saarburger Gegend eine durchgehende Sedimentation von den Waderner Schichten bis zum Mittleren Buntsandstein ohne erkennbare Diskordanz nachzuweisen versucht. Für ihn vertreten Kreuznacher Schichten Zechstein und Unteren Buntsandstein. Den Mittleren Buntsandstein erachtet er für vollständig.

N. THEOBALD (1952) nahm an, daß zur Zeit des Unteren Buntsandsteins in unserem Gebiet die Sedimentation ruhte. Er setzte die Entstehung des sog. Grenzletten, einer tonigen Verwitterungsschicht, die unter dem Deckgebirge auf dem Karbonsattel zu finden ist, in die Kreuznacher Zeit und nennt die so markierte Landoberfläche „surface infratriasique“. Nach ihm schließt der Grenzletten die Kreuznacher Schichten nach oben ab. Ein solch toniger Horizont, der dem Grenzletten des Karbonsattels entsprechen könnte, ist aber im Verbreitungsgebiet der Kreuznacher Sandsteine nirgends vorhanden.

In Wirklichkeit ist der Grenzletten auch nicht einheitlichen Alters. Seine Bildung setzte überall dort ein, wo nach der saalischen Faltung die Erosion wieder weitgehend

zur Ruhe gekommen war und sich so ein Verwitterungshorizont bilden konnte. Das kann stellenweise schon sehr früh nach der Faltung gewesen sein. Daher nennt G. SELZER (1957) die von den jüngeren Sedimenten eingedeckte Fläche die post-saalische Landoberfläche. Weite Teile derselben werden zwar vom Grenzletten eingenommen, doch braucht dieser nicht überall unter der Decke der postsaalischen Sedimente vorhanden zu sein.

Schon LEPPLA (1924) hatte erkannt, daß diese Landoberfläche im Bereich des Hunsrücks ein Relief mit hoher Energie besitzt. THEOBALD-BRITZ (1951) und G. SELZER (1957) zeigten, daß auch im Bereich des Karbonsattels noch ein beachtliches Relief von den postsaalischen Sedimenten eingedeckt wurde.

1942 untersuchte A. SEIFERT den Mittleren Buntsandstein des Saarlandes und kommt zu dem Nebenergebnis, daß an verschiedenen Stellen Kreuznacher Schichten als Buntsandstein angesprochen worden sind, doch gelang es ihm nicht, die einzelnen Vorkommen seitlich und nach oben gegen den Buntsandstein abzutrennen. Er sprach aber die Überzeugung aus, daß im Raum Nunkirchen die Grenze zu finden sein müsse. Vermutlich hatte er dabei tonige und manganfleckige Sandsteine im Auge, die aber nach unseren Ergebnissen noch tiefere Teile der Kreuznacher Schichten darstellen, während die Schichten im Grenzbereich fast buntsandsteinähnliches Aussehen haben.

H. W. HENRICH (1961) kommt zu dem Ergebnis, daß mit sedimentpetrographischen Methoden der Buntsandstein nicht von den Kreuznacher Schichten zu trennen ist. Allerdings hat HENRICH nur 5 Proben aus dem Oberrotliegenden untersucht, von denen 2 aus Waderner Schichten stammen. Von 5 weiteren nahm er aus irgendwelchen Gründen an, daß es sich um Oberrotliegendes handelt. Dagegen hat er eine ganze Anzahl als Mittleren Buntsandstein angesprochen, die nach unseren Ergebnissen eindeutig den Kreuznacher Schichten entstammen. Gibt man diesen Proben ihre richtige stratigraphische Stellung, so ergeben sie gemeinsam mit den übrigen Oberrotliegendproben Siebkurven und Schlammhistogramme, die sich sehr wohl von denen des Mittleren Buntsandsteins unterscheiden lassen. Tatsächlich wies L. YAPAUDJIAN (1961) schon etwas früher nach, daß zwischen Buntsandstein und Kreuznacher Schichten am Ostrand des Pariser Beckens eine ganze Reihe sedimentpetrographischer Unterschiede bestehen. Somit dürfte auch in unserem Gebiet in dieser Frage noch nicht das letzte Wort gesprochen sein.

P. RÖSSLE (1937) verwies schon auf Unterscheidungsmerkmale zwischen beiden Schichtgliedern, denen wir größere Bedeutung beimessen, nämlich Verkieselungserscheinungen, auf die wir später zurückkommen.

Die in der Geologischen Karte als Kreuznacher Schichten auskartierten Areale sind verschwindend im Vergleich zu den Flächen, die von Buntsandstein und Waderner Schichten eingenommen werden. Bei den gegen Ende des vorigen Jahrhunderts durchgeführten Aufnahmen wurde im nördlichen Teil des Saarlandes eine Mulde triadischer Schichten erkannt, die Merziger Mulde (die noch häufig gebrauchte Bezeichnung Primsmulde besteht zu Unrecht (B. F. KLINKHAMMER, 1959), die von streichenden Störungen eingefaßt wird. Da die Sprunghöhen nicht unbedeutend, die Verwerfungen somit ein wesentliches Element des Gebildes sind, kann es als Merziger Grabenmulde bezeichnet werden (E. M. MÜLLER u. B. F. KLINKHAMMER, 1959). Ihre Achse hebt sich nach NE in Richtung Wadern heraus, wo sich auch die nördliche und

südliche Randstörung spitzwinklig treffen. Jenseits derselben tauchen daher in breiter Fläche Waderner Schichten heraus. Aber nur im SW-Teil der Mulde sollen auf beiden Flanken jenseits der Randstörungen Kreuznacher Schichten vorhanden sein, eine Anschauung, die sich nicht weiter rechtfertigen läßt. Dagegen hat sich die in den Erläuterungen zu Blatt Ottweiler (GREBE u. ROLLE 1894) ausgesprochene Vermutung, daß die im St. Wendeler Graben als Buntsandstein ausgeschiedenen Ablagerungen zum größten Teil Kreuznacher Schichten darstellen, vollauf bestätigt.

Durch die neueren Untersuchungen wurde aber deren Verbreitung in weiteren Gebieten nachgewiesen, so im Lebacher Graben, auf der NW-Flanke des Karbonsattels und im Innern der Merziger Grabenmulde selbst. Nachfolgend sollen diese Gebiete im einzelnen behandelt werden (Abb. 1).

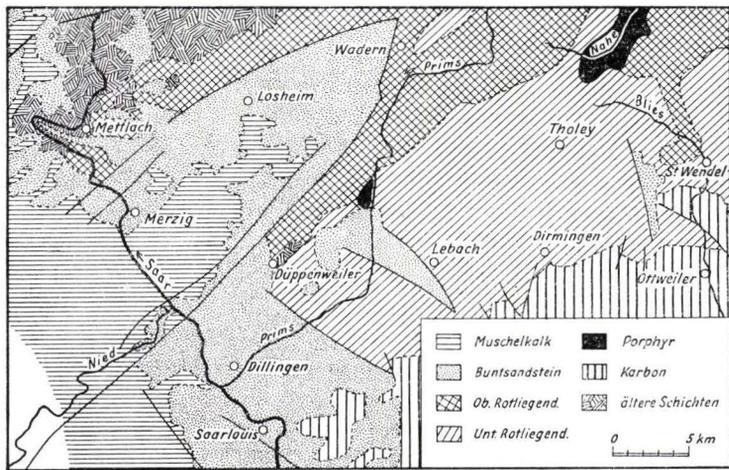


Abb. 1. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

II. Nordflügel der Merziger Grabenmulde und Hunsrückrand

A. Darstellung der bisherigen Auffassung

Die Trias im Innern der Grabenmulde ist entlang der randlichen Sprünge scharf abgesetzt, lediglich im südwestlichen Teil greift der Mittlere Buntsandstein auf die Randstufen über. In einigen Gebieten lagert er auf Waderner Schichten (ro_1) und nur im Bereich der Blätter Merzig, Freudenburg, Reimsbach und Lebach ist zwischen den Waderner Schichten und dem Mittleren Buntsandstein eine Folge lockerer Sandsteine ausgeschieden, die in ihrer Ausbildung etwas von diesem abweicht. Diese Sandsteine wurden als Kreuznacher Schichten (ro_2) bezeichnet. Sie bestehen aus violett-roten Sandsteinen, die noch vereinzelt Eruptiv- und Quarzitbrocken führen können und nach oben, heller werdend, in lockere Sande übergehen. Diese sind blaßrosa-violett bis gelblich, enthalten Manganknollen in kugeligen Konkretionen, unregelmäßigen Knollen und Schnüren und fallen vor allem durch ihren hohen Anteil an verwitterten Feldspäten auf. Im höheren Teil treten geringmächtige Lagen karbonatischer und verkieselter Sandsteine auf.

Als Waderner Schichten wurden Ablagerungen von grobem, fanglomeratischem Charakter zusammengefaßt. In der Hauptsache handelt es sich hier um Quarzitschutt mit örtlich verschiedenen großen Anteilen an Melaphyr. Die Grundmasse ist sandig-tonig, von tief braunroter Farbe mit violetter Einschlag. Nach oben zu wird sie vorherrschend und durch Verschwinden der Gerölle entwickeln sich allmählich die Kreuznacher Schichten aus den Wadernern heraus. Eine brauchbare Grenze zwischen beiden Stufen wurde nicht gefunden, ist auch bei E. SCHRÖDER (1951) nicht erwähnt.

Über diesem Oberrotliegenden folgt der Mittlere Buntsandstein, der im Raum Mettlach mit einem Basalkonglomerat beginnt, das aber an anderen Stellen zu fehlen schien. Dort blieb dann eine Abgrenzung ungewiß, sodaß gleich oder ähnlich ausgebildete Sedimente teils zum sm, teils zum ro₂ gerechnet wurden.

B. Die neueren Untersuchungen am Nordflügel der Mulde

Ausgehend von den älteren Aufnahmen ergaben Kartierungen aus den Jahren 1953 und 1954, daß die Sedimente in der Grabenspitze nördlich des Losheimer Baches sich von den bekannten Vorkommen des Mittleren Buntsandsteins sowohl der Grabenmulde als auch des Auflagerungsbereiches über dem Devon deutlich unterscheiden.

1. Thailener Schichten

Die typische Ausbildung dieser Sedimente ist in Aufschlüssen bei Thailen zu beobachten, weshalb sie vorläufig bis zur sicheren stratigraphischen Einstufung als Thailener Schichten bezeichnet wurden.

Charakteristisch sind für sie blaß-rosa bis weiß-gelblich gebleichte Sandsteine mit einem auffallenden Anteil an verwitterten Feldspäten. Manganflecken und -nester sind in den dolomitischen und vor allem ehemals dolomitischen Lagen vorhanden; in den Zwischenpartien fehlen sie. Die Sandsteine sind locker und kaum verfestigt. In einzelnen Zonen enthalten sie karbonatisches Bindemittel. Bemerkenswert sind große Schrägschüttungskegel, die für diese Sandsteine bezeichnend sind. Von dem Mittleren Buntsandstein unterscheiden sie sich in der Farbe, im Feldspatgehalt und vor allem im Fehlen fazettierter Quarzkörner, die den Kristall- und Porensandsteinen der sm-Basis eigen sind.

2. Tunnel Besseringen

Bei Erneuerungsarbeiten am Besseringer Tunnel wurde 1957 ein Schacht abgeteuft, der ein ausgezeichnetes Profil durch die Schichtfolge vom sm bis zum ro₁ ergab. Es folgen von oben nach unten:

- rote, fast tonfreie Sandsteine mit teilweise fazettierten Quarzkörnern (Kristallsandstein), dick- bis dünnbankig und teilweise plattig, über Sandsteinen mit geringer Festigkeit und spärlicher Geröllführung, die nach unten in ein stark verfestigtes Konglomerat (5,5 m) in dichter Geröllpackung übergehen (sm). Darunter mit scharfer Grenze:
- 23,5 m rotbräunliche bis blaßrosa Sandsteine, geröllfrei, mit verwitterten Feldspäten und Mangan in Schnüren und Nestern. Im oberen Teil liegen Bänder und Krusten von Brauneisenstein. Die Sandsteine sind hell gefleckt (ro₂). Diese Zone geht über in:
- feste, dicht gelagerte Fanglomerate mit sandiger Zwischenmasse. Eine scharfe Grenze fehlt; unter der oberen Geröllschüttung folgt noch eine geröllfreie Sandsteinlage, erst

darunter liegen die dicht gepackten Fanglomerate aus vorwiegend quarzitischem Material. Tiefer treten dann eingestreute Melaphyrbrocken hinzu (ro_1). Aufgeschlossen sind noch rund 40 m (Abb. 2).

Bei der Profilaufnahme stellte sich heraus, daß im Schichtaufbau nur eine einzige scharfe Grenze ausgebildet ist: die zwischen Rotliegendem und Mittlerem Buntsandstein. Innerhalb des Oberrotliegenden sind zwischen Waderner und Kreuznacher Schichten Übergänge vorhanden. Sie lassen sich je nach dem Vorherrschen der einen oder der anderen Fazies aushalten. Das gleiche gilt für den Mittleren Buntsandstein, dessen Konglomerate an der Basis seitlich sehr rasch in geröllfreie Kristallsandsteine übergehen. Somit ließen sich hier zwei Rhythmen aufstellen, beginnend mit basalem Grobmaterial und abschließend mit einer Sandschüttung. Der Abfolge im Oberrotliegenden:

Fanglomerat (wenig verkittet) — Sandstein entspricht Konglomerat (stark verkittet) — Sandstein im Mittleren Buntsandstein.

Zusammenfassend kann zu diesem Profil gesagt werden, daß die Grenze zwischen Oberrotliegendem und Mittlerem Buntsandstein als scharfer Sedimentationsschnitt ausgebildet ist. Der Schutt der Waderner Zeit weist vorwiegend eckige Komponenten auf, die, wenig gebunden, in einer tief dunkelroten, tonig-sandigen Zwischenmasse liegen und vorwiegend Abtragungsbereichen der unmittelbaren Umgebung entstammen. Dagegen finden wir in den Konglomeraten an der Basis des sm echte Gerölle bis zu wenigstens kantengerundeten Stücken, die, z. T. stark verkieselt, in einer sandigen, blaß ziegelroten Zwischenmasse von vorwiegend Kristallsandsteinen liegen. Nach diesen Merkmalen lassen sich die einzelnen Vorkommen geringer Ausdehnung innerhalb des Taunusquarzituges unschwer als ro oder als sm erkennen.

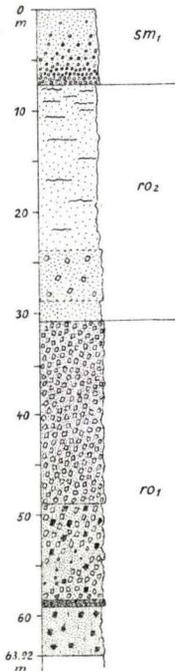


Abb. 2.
Schachtprofil
Besseringen

3. Der weitere Muldenbereich

Im weiteren Verlauf der Untersuchungen wurden Profile am Nordrand der Merziger Grabenmulde aufgenommen. Dabei stellte sich — dies sei hier vorweggenommen — als hervorstechendstes Ergebnis heraus, daß die Haupttrandverwerfung nicht zwischen Waderner Schichten und Mittlerem Buntsandstein, sondern zwischen jenen und Thailener Schichten verläuft. Das bedeutet aber, daß am Nordrand der Graben ebenfalls staffelförmig eingebrochen ist, wie es weiter unten vom Südrand beschrieben wird und daß zumindest die äußere Staffel von Thailener Schichten eingenommen wird.

Das Basiskonglomerat des sm , das am Schacht Besseringen noch in einer Mächtigkeit von etwa 6 m als Felshorizont herauswittert, verringert sich sehr rasch nach S und NE in seiner Mächtigkeit und vor allem in seiner Geröllführung. Am SE-Ausgang von Besseringen ist es fast ganz verschwunden, hier ist ein heller Kristallsandstein vorhanden, der nur noch vereinzelt Gerölle führt.

Im weiteren Verlauf der Mulde ist bei der Biereiche, ca. 9 km NE Besseringen, folgendes Profil aufgeschlossen: — Im Niveau des Weges stehen blaß-rosa Sandsteine

der Thailener Schichten an. Am oberen Rand der Wegböschung liegen verkieselte Sandsteine, die den Abschluß des ro_2 markieren. Darüber beginnt der Mittlere Buntsandstein mit Brauneisensteinschwarten mit eingebackenen Geröllen, über denen rote Kristallsandsteine mit eingestreuten Geröllen folgen. Ein Profil ganz in der Nähe Richtung Blumenkreuz erschließt eine vergleichbare Folge von den Thailener Schichten mit der abschließenden verkieselten Zone über das Basiskonglomerat sowie die Kristall- und Porensandsteine an der Basis des Mittleren Buntsandsteins bis zu einer Serie von mürben, dünn- und ebengeschichteten Sandsteinen des sm , über denen eine erneute Grottschüttung einsetzt. Diese ist stärker verfestigt und bildet herauswitternde Bänke. Über diesen folgen wieder dünn-schichtige Sandsteine, die zum normalen sm_2 weiterführen.

Ein vergleichbares Profil ist am SW-Hang des Geißert bei Mettlach aufgeschlossen. Über den groben Fanglomeraten des ro_1 beginnen die Thailener Schichten mit dolomitischen Sandsteinen. Darüber folgt eine dolomitische Zone von 3 m Mächtigkeit, die von hellen verkieselten Sandsteinen überlagert wird. Höher stellen sich Sandsteine mit Manganflecken ein, die von dem Basiskonglomerat des sm , einem dicht gepackten Konglomerat in einem groben Kristallsandstein, überdeckt werden.

Weiter nach NE läßt sich bei Losheim im Heimlinger Tal die gleiche Schichtfolge erkennen. Über den mürben Sandsteinen der Thailener Schichten, die im oberen Teil stark dolomitisch ausgebildet sind, folgen grobe Kristallsandsteine mit eingelagerten Geröllen als Basis des sm . Diese lassen sich weiter nach NE an der Straße nach Mitlosheim verfolgen. Auf dem gegenüber liegenden Muldenflügel entsprechen ihnen die in ca. 5 km Entfernung aufgeschlossenen sm -Basiskonglomerate im Raum Nunkirchen.

Der Graben hebt sich in dieser Richtung bei abnehmender Sprunghöhe der Randverwerfungen heraus, sodaß nach NE zu immer ältere Schichten auftauchen müssen. Daher ist die Grabenspitze ausschließlich mit Oberrotliegendem erfüllt, wie die Aufschlüsse bei Thailen, Morscholz, Noswendel usw. zeigen. Typisch sind hier lockere, kaum gebundene, blaß-rosa-violette Sandsteine mit einem auffallend hohen Anteil verwitterter Feldspäte. Die Grenzfläche dieser Schichten zu den tonigen Übergangssedimenten der Waderner Schichten fällt entsprechend der Muldenlage nach SW ein, wie es durch Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes aus dem Jahre 1957 nachgewiesen werden konnte (MÜLLER u. KLINKHAMMER, 1959). Daß der Mittlere Buntsandstein früher über die heutige Verbreitung hinausgriff, zeigen Restschotter von sm in der Grabenspitze.

4. Das generelle Profil vom ro bis zum sm

Am Nordrand der Merziger Grabenmulde läßt sich somit für die postsaalenischen Sedimente folgendes Generalprofil aufstellen:

- höherer sm ;
- leicht verfestigte Sandsteinbank mit Grottschüttung, kaum erkennbare Schichtung;
- mürbe, dünn-ebengeschichtete, rote und weiße Sandsteine, feinkörnig;
- Kristallsandsteine, blaßrot, mittel- bis grobkörnig, im unteren Teil geröllführend bis konglomeratisch, an der unmittelbaren Basis bisweilen vererzt durch Brauneisenstein. Gerölle teilweise als Windkanter ausgebildet;

- helle, bis blaßrosa-violette verkieselte, dolomitische Sandsteine (Karbonat-Kieselsäure-Kruste als Abschluß des ro₂);
- blaßrosa bis helle Sandsteine, Schrägschüttungskegel mit großen Schaufelflächen, fein- bis mittelkörnig. Die lockeren Sandsteine führen reichlich verwitterte Feldspäte und in einzelnen Zonen Manganmulm in Schnüren und Nestern, auch Knollen. An der Basis sind sie stärker dolomitisch gebunden;
- tonige Übergangsschichten, fein-, mittel- und grobkörnige Sandsteine mit vereinzelt Bruchstücken von Taunusquarzit und z. T. mit dolomitischen Beimengungen;
- Grober Taunusquarzitschutt in roter, sandig-toniger Zwischenmasse (Waderner Schichten).

Durch die neu gefundenen Kriterien einer Abgrenzungsmöglichkeit, nämlich die Karbonatkieselsäurekruste des ro und die seitlichen Vertreter des sm-Basiskonglomerates konnte nunmehr Oberrotliegendes nicht auf den Randstaffeln allein, sondern auch in der Tiefscholle des Grabens nachgewiesen werden. So läßt sich unmittelbar nördlich Brotdorf ein Profil verfolgen, das aus den hier etwas ausgebleichten Sandsteinen des ro₂ zu einer Verebnungsfläche führt, die durch dünnbankige, aus ehemaliger Dolomitführung manganfleckige, stark verkieselte, helle bis blaßviolette Sandsteine gebildet wird. Darüber beginnen mit einem Hangknick die Kristallsandsteine der sm-Basis, die von den schon erwähnten dünn-ebenschichtigen, blaßrot-weiß-gelb gestreiften mürben Sandsteinen überlagert werden.

Die Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein läßt sich somit, wenn auch mit lokalen Faziesänderungen der Schichten, mit ihren charakteristischen Gesteinen im gesamten angeführten Bereich lückenlos verfolgen. Dies gilt sowohl für die Randstaffeln als auch für die eigentliche Mulde selbst.

C. Vergleich zu den Nachbargebieten

Im Gegensatz zu dem im Saarland nunmehr nachgewiesenen Sedimentationschnitt zwischen Kreuznacher Schichten und Mittlerem Buntsandstein, belegt durch die Karbonat-Kieselsäure-Kruste sowie durch das deutliche Einsetzen einer neuen Sedimentationsperiode in den Konglomeraten bzw. den Kristallsandsteinen des sm, nahm WEHRLI noch 1933 im Grenzbereich Oberrotliegendes/Buntsandstein am Westrand des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach eine kontinuierliche Sedimentation an. Der unsortierte grobe Schiefer- und Quarzitschutt der Basis wurde bei ihm den Waderner Schichten zugerechnet. Durch Einschaltung von Sandsteinen in den Quarzitschutt im höheren Teil wird das Material geschichtet. In die oft karbonathaltigen Sandsteine ist bei Trassem eine 30 cm mächtige Dolomitbank eingeschaltet. Quarzitschutt kommt aber auch noch höher vor. Die Sandsteine besitzen teils tiefrote Farbe, teils sind sie als Tigersandsteine ausgebildet. Nach oben treten häufig rote Tone, sog. Rötelschiefer auf, über denen dann der Mittlere Buntsandstein folgt.

In dem Komplex der Kreuznacher Schichten über dem Grobmaterial der Waderner Schichten der Basis fallen vor allem die Dolomite, die Tigersandsteine und Rötelschiefer auf. WEHRLI sieht in ihnen Vertreter des Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins, sodaß diese Ablagerungen den Zeitraum bis zum Mittleren Buntsandstein umfassen würden. Da scharfe Grenzen nicht zu beobachten sind, nimmt er eine kontinuierliche Sedimentation vom Oberrotliegenden bis zum Mittleren Buntsandstein an.

Eine gleichartige Auffassung wird auch von KOPP (1951 u. 1955) für die Wittlicher Senke vertreten. Im oberen Teil der Rötelschiefer, die den Abschluß der Kreuznacher Schichten bilden, werden karbonatische Krusten (Evaporite) beschrieben, über denen Tigersandsteine folgen, die er als Unteren Buntsandstein ansieht, eine Auffassung, die von MARTIN (1955) nicht geteilt wird. Der sm beginnt darüber mit Kristallsandsteinen.

Bemerkenswert ist auch dort die Ausbildung von Krusten, die KOPP „den Karneol-Dolomiten des Schwarzwaldes“ gleichsetzt (s. WILSER 1913).

Dolomitische Sedimente unmittelbar unter dem Vogesensandstein wurden im Oberrotliegenden bei Mondorf, Luxembourg (Neubohrung der Kindquelle, LUCIUS 1951) nachgewiesen. Vergleichbare Bildungen im linksrheinischen Gebiet werden auch aus weiten Bereichen der Vogesen schon von VAN WERVEKE (1890) beschrieben. Er erwähnt fast überall im Grenzbereich Oberrotliegendes/Buntsandstein Dolomit, „bald in wenig aushaltenden Bänken, bald in unregelmäßigen Knollen oder auch nur als Cement zwischen den Sandsteinkörnern. Mit dem Dolomit erscheint Karneol . . .“. So wurde auch hier den Karbonat-Kieselsäure-Gesteinen, die im obersten Rotliegenden die Grenze gegen die Trias markieren, besondere Bedeutung zugemessen.

Vergleicht man die von WEHRLI angegebene Ausbildung mit dem Schachtprofil von Besseringen, so ist die rein sandige Entwicklung der Thailener Schichten festzustellen, während die Dolomite, Tigersandsteine und Rötelschiefer zu fehlen scheinen. Nur die häufigen Nester und Schnüre aus Manganmulm deuten noch den ehemaligen Dolomitgehalt an. An anderen Stellen sind aber außer den oberen Dolomiten solche in tieferen Lagen der Thailener Schichten erhalten.

III. Die Überlagerung der Quarzschwelle Mettlach-Orscholz

Aus dem Bereich der Mulde greifen die Sedimente des Oberrotliegenden nach Norden teilweise auf den Südrand des Hunsrücks über. Sie keilen in dieser Richtung aber sehr rasch aus, wobei die Waderner Schichten weiter nach Norden reichen als die Kreuznacher. Über beide hinweg greift der Mittlere Buntsandstein vor; im Raum Orscholz wird die Schwelle erst von dem Oberen Buntsandstein und dem Unteren Muschelkalk überdeckt.

Im Gebiet Besseringen-Mettlach beobachtet man ein stetiges Ansteigen der Grenzfläche ro/sm von S nach N. Das gleiche stellt WEHRLI im Bereich Kahren-Trassem von N nach S fest. In gleichem Sinne steigt auch die Grenze Buntsandstein/Muschelkalk (WEHRLI 1933). Daraus lassen sich zumindest zwei Bewegungsphasen ableiten, deren erste durch die diskordante Auflagerung der Trias über dem auskeilenden Oberrotliegenden gekennzeichnet wird. Die zweite Bewegung bedingt bei der Muldenbildung die Aufbiegungen zur Schwelle hin.

Im Oberrotliegenden war der Hunsrück Liefergebiet, denn der Schutt der Waderner Schichten entstammt vorwiegend der unmittelbaren Nähe. Aber auch im Mittleren Buntsandstein machen sich noch die Einflüsse des nahen Randes, wenn auch geringfügiger, bemerkbar. Im Bereich des Quarzitzuges bei Mettlach ist den Sandsteinen des sm Quarzitschutt beigemischt, wogegen bei schiefrigen Gesteinen des Untergrundes fast ausschließlich kleine Schieferfragmente in der sandigen Grundmasse des sm vor-

kommen (Zerf-Greimerath). So läßt sich aus diesen Einlagerungen eine teilweise Herkunft der Sedimente aus der unmittelbaren Nähe ableiten, die sich in ihrer Verbreitung in etwa an das Auftreten der entsprechenden Gesteine im Untergrund halten. Der Sandanteil scheint von weiter her zu kommen.

Die aus der Mulde erkannte Abfolge im tieferen sm mit Kristallsandsteinen und anschließender dünn-ebenschichtiger Partie läßt sich z. B. im Raum Kastell-Serrig (bei Saarburg) nicht mehr feststellen. Hier, zwischen dem Taunusquarzitzug im S und den Zerfer Schichten im N, ist im Bereich der schiefrigen Kauber Schichten der Mittlere Buntsandstein von der Basis bis zur Obergrenze (VG) konglomeratisch bis stark geröllführend. Demgegenüber zeigt der Obere Buntsandstein eine normale Ausbildung. Im sm sind diese oft raschen Faziesänderungen vermutlich auf das Relief des Untergrundes zurückzuführen, das im Bereich der Quarzitschwelle Mettlach-Sierck bis weit in die Trias wirksam war und erst im Mittleren Muschelkalk ganz eingedeckt wurde. Aus diesem Raum, der noch im Oberrotliegenden den Schutt der Waderner Schichten lieferte, gelangen im Mittleren Buntsandstein nur noch geringfügig Abtragungsprodukte des denudierten randlichen Hochgebietes in die Sedimente des sm. Seit dem Oberen Buntsandstein war des Paläozoikum als Liefergebiet weitgehend ausgeschaltet, wie alle Beobachtungen im Bereich der Auflagerung andeuten.

Die oben erwähnten Bewegungen vor Beginn des Mittleren Buntsandstein (Senkungen im Schwellenbereich) haben das weite Übergreifen des Buntsandsteins nach N ermöglicht. Sie sind auch durch die Konglomeratschüttung an der Basis des sm belegt. Zwischen Oberrotliegendem und Trias liegt hier somit eine echte Diskordanz. Etwas anders finden wir die Verhältnisse an der Südflanke, wo ja weit größere Teile der Mulde durch Erosion entfernt sind, sodaß ihre ursprüngliche Begrenzung nicht mehr genau bestimmt werden kann.

IV. Südflügel der Merziger Grabenmulde

A. Bisherige Auffassung

1. Kreuznacher Schichten

Auf dem SE-Flügel der Merziger Grabenmulde greift eine Folge lockerer, schwach toniger, violettroter, teilweise auch gelber Sandsteine im Bereich der Düppenweiler Schwelle auf die unterrotliegenden Sedimente des Gischberges und Friedwaldes über. Zum Teil ist diese Sandsteinfolge von Schichten unterlagert, die als Waderner betrachtet werden, da ihre braunrote bis braunviolette Grundmasse aus schluffigem Sand neben Geröllen von Gangquarz und Quarzit öfter auch solche von permischen Erup-tivgesteinen enthält.

Die violettroten Sandsteine unterscheiden sich neben ihrem etwas höheren Ton-gehalt vor allem durch ihren höheren Anteil an kleinen, kaolinisierten Feldspatpartikeln recht gut vom Mittleren Buntsandstein des Gebietes, gegen den sie im NW längs einer streichenden Störung (äußere Randverwerfung der als Doppelsprung ausgebildeten sog. Metzger Verwerfung am SE-Flügel der Mulde) absetzen. Auch treten in der etwa 40 m mächtigen Folge dolomitische Sandsteine auf. So verzeichnet die Geologische Karte von Preußen auf Blatt Reimsbach, mehr noch auf Blatt Lebach, an

einigen Stellen rasch aussetzende Dolomitflöze (Sandsteine mit dolomitischem Bindemittel, Anm. Verf.) und Dolomitknauer.

Die erwähnten gelben Sandsteine — wie die violettroten sind sie meist ungebant, oft ohne erkennbare Schichtung, zuweilen aber äußerst feingeschichtet und ebenfalls mit höheren Gehalten an Feldspat — treten auf Blatt Reimsbach unter den violettroten Sandsteinen auf. Da ihr Liegendes Waderner Schichten sind, wurde diese Serie gelber und violettroter Sandsteine von den ersten Bearbeitern als Kreuznacher Schichten bezeichnet. Ihr Hangendes ist unbekannt, da das Profil nach oben durch Erosion unvollständig ist.

Die stratigraphischen Verhältnisse auf dem SE-Flügel der Grabenmulde sind also nicht ohne weiteres mit denen des NW-Flügels zu vergleichen. Vor allem fehlt in dem ganzen als Kreuznacher Schichten ausgeschiedenen Areal von etwa $6,6 \times 1,5$ km Ausdehnung die Überdeckung durch den Hauptbuntsandstein.

2. Der sog. Buntsandstein der Blätter Reimsbach und Lebach

Auf Blatt Reimsbach und mehr noch auf Blatt Lebach sind weite Teile als Mittlerer Buntsandstein auskartiert, in denen ebenfalls gelbe Sandsteine mit höheren Feldspatgehalten auftreten, die sich durch kein Merkmal von den gelben Sandsteinen der Kreuznacher Schichten unterscheiden lassen. Bemerkenswert erscheint, daß in keinem Fall Waderner Schichten als das Liegende dieser Sandsteine bekannt waren (stellenweise wird es von Unterrotliegendem gebildet). Dies mag wohl dazu geführt haben, jene Sandsteine dem Buntsandstein zuzurechnen. Daraus ergab sich zwangsläufig die Ansicht, daß der Buntsandstein weit über Waderner und Kreuznacher Schichten ausgreifend, über die Düppenweiler Schwelle hinweg ältere Schichten überlagerte.

Erschwert wird der stratigraphische Vergleich der einzelnen aufgeschlossenen Ablagerungen durch die Sprungtektonik des Gebietes. Da charakteristische Bezugshorizonte bislang fehlten, ist der Verlauf der in der geologischen Karte verzeichneten Randstörungen der Mulde (Metzer Verwerfung) problematisch. GREBE weist in den Erläuterungen zu Blatt Wahlen = Reimsbach ausdrücklich auf den hypothetischen Verlauf der äußeren Randstörung hin, die er nur an zwei Stellen sicher erfassen konnte.

B. Die neuen Ergebnisse

1. Die stratigraphische Stellung der gelben Sandsteine auf den Blättern Reimsbach und Lebach

Zunächst ergaben die Untersuchungen, daß die Folge der gelben Sandsteine an der Basis der Kreuznacher Schichten auf Blatt Reimsbach, wie die zum Mittleren Buntsandstein gerechneten gelben Sandsteine auf Blatt Lebach (diese zumindest teilweise) eindeutig durch Ausbleichung aus Kreuznacher Schichten hervorgingen. Solche ausgebleichten Sandsteine können in beliebiger Lage im Profil der Kreuznacher Schichten auftreten und haben somit keine stratigraphische Bedeutung.

Merkwürdig erschien die Tatsache, daß in der Folge der gelben Sandsteine keine Dolomitflöze auftreten sollten; sie konnten inzwischen in Bänken bis zu 40 cm Mächtigkeit nachgewiesen werden. Sie können aber seitlich über eine Distanz von

Zehnermetern sehr rasch verschwinden. Ausgehend von Kluftflächen wandeln sich nämlich die Polyeder der zerklüfteten Bänke unter steter Verrundung ihrer Form in Knollen aus Manganmulm und Brauneisenstein um, die sich teilweise auch als solche erhalten haben. Die Auskartierung dieser Lesesteine ergab ihre Horizontbeständigkeit und damit die ehemalige weitflächige Verbreitung der Dolomitbänke. Die Mangan-Eisen-Knauer sind aber häufig aufgelöst und Mn und Fe haben sich in Form von Flecken und Schlieren über eine bis mehrere Meter mächtige Zone ausgebreitet, sodaß die ursprünglichen Verhältnisse nicht mehr zu erkennen sind. Die Entstehung dieser manganfleckigen Zonen konnte aber dank einiger günstiger Aufschlüsse erkannt werden. Zum Teil findet auch eine Sonderung der Metalle statt, bei der das Mangan verschwindet und nur Eisen zurückbleibt, das sich in Form von Schwarten auf Klüften und Schichtfugen ansammelt. Brauneisenschwarten sind in den gelben Sandsteinen in manchen Horizonten reichlich vorhanden.

Die ursprünglichen Zweifel an der richtigen Zuordnung dieser Sandsteine zum Buntsandstein fanden sich somit bestätigt und die kartenmäßige Darstellung der neuen Erkenntnisse lieferte ein befriedigenderes Bild, als es die geologische Karte bisher bot. Nunmehr ist das Mißverhältnis beseitigt, das sich daraus ergab, daß in größeren Arealen Buntsandstein auf Unterrotliegendem lagern sollte, während in unmittelbarer Nachbarschaft ohne trennende Störungen über dem Unterrotliegenden noch wenigstens 40 m Kreuznacher und weit mächtigere Waderner Schichten folgen. Somit sind die kleinen Eruptivstöcke östlich von Reimsbach von Kreuznacher Schichten eingedeckt und nicht wie die Karte angibt, von höherem Mittlerem Buntsandstein.

2. Oppener Schichten

Bei der Neuaufnahme der SE-Flanke der Merziger Grabenmulde wurden zunächst in der Umgebung von Oppen Sandsteine, die im Habitus vom Hauptbuntsandstein abweichen, von diesem abgetrennt. Sie konnten weiter nach Norden bis zum Blatt- rand und darüber hinaus bis in die nördliche Grabenspitze und bis zum südlichen Rand des Blattes verfolgt werden. Da sie ebenfalls höhere Feldspatgehalte aufweisen, etwas toniger sind und sich in der Färbung und der Art der Bodenbildung nur unwesentlich von den Kreuznacher Schichten östlich der Randverwerfung unterscheiden, scheinen diese Oppener Sandsteine, wie wir sie zunächst genannt haben, diesen Schichten näher zu stehen als dem Buntsandstein. In der Tat gelang es, mit einer Bank dolomitischen Sandsteins einen Grenzhorizont zu finden, über dem ein ganz anderer Sedimenttyp beginnt. In dieser Bank wurden an drei Stellen sogar, allerdings nicht im Anstehenden, verkieselte Sandsteine, wie sie am NW-Flügel der Mulde bekannt wurden, gefunden. Somit ist auch hier als Abschluß des Oberrotliegenden eine Karbonat-Kieselkruste vorhanden.

Bei den Kieselkrusten handelt es sich um entweder farblose, fleischfarbene oder zartrosa Gesteine mit muscheligen Bruch. Auf dem Bruch sind noch die Körner des Sandsteins zu erkennen. Die ehemaligen Porenräume sind aber in einheitlicher Weise von Kieselsäure erfüllt, die das ursprünglich karbonatische Bindemittel verdrängt hat (Metasomatose), womit sich diese Bildungen mit den verkieselten Sandsteinen der Violetten Grenzzone am Abschluß des sm (MÜLLER 1954) vergleichen lassen. Es

liegt hiermit ein ganz anderer Vorgang als beim Basisglied des Mittleren Buntsandsteins vor, bei dem man ebenfalls eine gewisse Verkieselung feststellen kann. Wir werden hierauf zurückkommen.

Der Grenzdolomit kann, wie bei den Dolomiten der tiefen Kreuznacher Schichten schon beschrieben, seitlich rasch in Lagen mit wadartigen Knauern übergehen, oder sich in eine unter Umständen mehrere Meter mächtige Zone mit schwarzer Fleckung und Schlierung durch Mn-Fe-Mulm auflösen. Eine gleichzeitige gelb- und weißfleckige Ausbleichung des rosavioletten Sandsteins gibt dieser Zone ein tigersandsteinartiges Aussehen.

Diese Grenze, entweder der Dolomit oder die ‚Tigersandstein‘-Zone, ist längs der SE-Flanke der Mulde vom Südrand des Blattes Reimsbach bis zum Nordrand, der Talau des Losheimer Baches, gut zu verfolgen. Jenseits des Tales stehen bis zur äußersten Grabenspitze nur noch Kreuznacher Schichten an. Es besteht jedoch die Möglichkeit, daß auf den Höhen des Gebietes unter den ausgedehnten Schotterterrassen noch etwas Buntsandstein verborgen ist.

3. Mittlerer Buntsandstein

In der nordöstlichen Ecke des Blattes Reimsbach sind im Bereich des Mittleren Buntsandsteins an verschiedenen Stellen und in verschiedener Höhenlage einige isolierte Konglomeratvorkommen verzeichnet. Sie wurden bisher als linsenförmige Einschaltungen ohne stratigraphische Bedeutung betrachtet. Neuere Aufschlüsse ergaben jedoch, daß sie stets von der oben beschriebenen Grenzzone unterlagert sind. Gleiche Verhältnisse liegen bei einem Konglomerat am Südrand des Blattes, am Dasselter Stein, vor.

Die untersten Lagen dieser 3—4 m mächtigen Konglomerate sind durch Brauneisenstein fest verbacken und enthalten Windkanter, die gelegentlich kleine Windschliffpflaster bilden. Die Grundmasse der Konglomerate besteht aus Kristallsandsteinen, deren fazettierte Körner leicht aneinander gebunden sind. Hier wuchs also die Kieselsäure von der Kornoberfläche, vielleicht in entsprechender kristallographischer Orientierung, in den freien Porenraum hinein (Imprägnation). Die rauhe Bruchfläche des Gesteins blitzt daher bei entsprechendem Einfall der Sonnenstrahlen hell auf.

Es besteht kein Zweifel, daß in diesen isolierten Konglomeraten Reste des sm-Basis-konglomerates vorliegen. Merkwürdig war aber die Tatsache, daß in den mittleren Blattbereichen diese Konglomerate nicht vorhanden sein sollten. Nun fanden sich aber in der Verebnung über dem Grenzdolomit auf den Feldern stets Gerölle, deren Herkunft schon immer zweifelhaft war und die meist als diluviale Reste betrachtet wurden. Wir stellten nun fest, daß das Konglomerat seitlich sehr schnell in geröllarme bis geröllfreie Kristallsandsteine übergehen kann, die ihrerseits auch durch dunkle Porensandsteine vertreten werden können. Wie die Zone auch ausgebildet sein mag, entspricht ihr doch meist ein deutlicher Hangknick. Dadurch konnte noch an einigen Stellen das Basiskonglomerat nachgewiesen werden, zumal ein Teil der Gerölle Windkantenflächen aufweist.

Über dem Basiskonglomerat liegt eine Folge lockerer, dünn- und ebenschichtiger Sandsteine mit schichtweise wechselnder Färbung. Sie erreichen etwa 30 m

Mächtigkeit und sind durch eine härtere Bank zweigeteilt. In diesem Bereich sind auch noch etwas höhere Feldspatgehalte vorhanden, doch gewinnt man den Eindruck, daß hier im Gegensatz zu den Kreuznacher Schichten die Kaolinisierung nicht so weit fortgeschritten ist.

Dank der gut zu verfolgenden Grenzzone konnte nunmehr die Tektonik unseres Gebietes geklärt werden. Es gelang, den Verlauf der Randstörungen genau festzulegen und daneben eine Reihe Diagonal- und einige Querstörungen zu finden, die den Muldenrand in ein schmales Bruchfeld zerlegen. Sie erklären auch, warum die stratigraphischen Verhältnisse bisher so unklar blieben. Es wurde ferner möglich, die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins zu bestimmen, über die man sich bisher nur in Vermutungen ergehen konnte. Im Bereich des Stufenrandes beträgt sie 120 m. Das ist bedeutend weniger, als bisher z. B. noch bei HENRICH (1961) angenommen wurde, der generell 200—250 m allein für den sog. sm_2 und 75—90 m für den sog. sm_1 angibt.

Durch eine vom Geologischen Landesamt des Saarlandes bei Oppen angesetzte Untersuchungsbohrung konnten hier allerdings noch rund 115 m Kreuznacher Schichten (neuer Abgrenzung) nachgewiesen werden.

Wie sich die Schichtmächtigkeiten des sm im Muldeninnern verhalten, kann noch nicht beurteilt werden; am Nordrand der Mulde stellt man jedoch beachtliche Reduktionen fest, die dort ein gänzlich neues Bild ergeben.

V. Die Verhältnisse auf der NW-Abdachung des Karbonsattels

A. Südwestlicher Bereich

1. Raum Saarwellingen—Schwarzenholz—Elm

Südwestlich einer quer zum Karbonsattel verlaufenden Störung befindet sich ein größeres Buntsandsteinvorkommen, das diskordant über verschiedenaltige Schichten des Karbons greift. Im nördlichen Teil des Vorkommens wurden Kreuznacher Schichten einschließlich der hier kräftig verkieselten Karbonatkruste nachgewiesen. Diese Schichten konnten östlich von Saarwellingen bis nach Schwarzenholz und von dort nach Süden bis nach Elm verfolgt werden. Weiter südlich treten dann aber wieder gelbe, ausgebleichte Sandsteine auf, in denen bisher keine Dolomite oder deren Vertreter beobachtet werden konnten. Wir vermuten jedoch, daß sich hier z. T. auch Kreuznacher Schichten verbergen. Die Untersuchungen über die weitere Verbreitung dieser Stufe zunächst auf der NW-Flanke des Karbonsattels sind noch nicht abgeschlossen, doch besteht die Hoffnung, die Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein über den Karbonsattel hinweg auf dessen Ostflanke aufzufinden, um bis in den Raum Jägersburg und von dort nach Otterbach zu gelangen. Hier wurden von SPÜHLER (1957) Profile beschrieben, die, wie auch orientierende Begehungen ergaben, gleiche Verhältnisse wie im nordwestlichen Saarland zeigen. Schwierigkeiten ergeben sich dadurch, daß ein nicht zusammenhängendes Vorkommen untersucht werden muß und offenbar einschneidende fazielle Veränderungen in der unmittelbaren Nähe des Karbonsattels auftreten, wie aus folgendem Kapitel zu entnehmen ist.

2. Der Raum südlich der Saar

Nach älterer Auffassung wird die NW-Flanke des Karbonsattels von Mittlerem Buntsandstein überlagert. Zweifelhaftes Oberrotliegendes wurde nur an einigen Stellen ausgeschieden (Schleifmühle, Klarenthal, Werbeln). Anders liegen die Verhältnisse weiter westlich.

a) Warndt. Im Warndt wurde Oberrotliegendes in zahlreichen Bohrungen bekannt. Waderner Schichten füllen hier ein unregelmäßiges Relief aus, das dann vom Buntsandstein vollständig eingedeckt wird (M. GLAES, 1952). Über Tage wurde Oberrotliegendes nirgends aufgefunden. Im Verlauf späterer Untersuchungen erhoben sich Zweifel an der richtigen Einstufung mancher Vorkommen; so sah N. THEOBALD (1953) die tieferen sm-Partien von Differten als Oberrotliegendes an.

Sein Kriterium, das Auftreten von Geröllen permischer Eruptiva, ist jedoch kein sicheres Merkmal, da der Mittlere Buntsandstein sehr wohl aufgearbeitete Waderner Schichten enthalten kann. Geröllform und Gerölleinregelung, Farbe, Dolomit- und Mangengehalt sind zwar Hinweise, die sich vom ro zum sm ändern, eine exakte Grenzziehung war aber bisher nach ihnen nicht möglich.

Ferner wurden in keinem der Bohrprofile bislang Kreuznacher Schichten erwähnt. Es besteht die Möglichkeit, daß sie zumindest in einer Reihe von Bohrungen unerkannt blieben und zum Buntsandstein gezogen wurden. Diese Annahme ist umso mehr berechtigt, als neuere Bohrungen der Saarbergwerke Kernmaterial lieferten, das eine Folge von Sandsteinen enthält, die als Kreuznacher Schichten betrachtet werden können. Eine genauere Bearbeitung dieser Bohrungen steht noch aus.

b) Velsen. Bei der Grube Velsen wurde im vergangenen Jahr ein Hang angeschnitten, dessen unterer Teil (etwa 10 m) nach den verwertbaren Faziesmerkmalen eindeutig als Waderner Schichten anzusprechen war. Darauf wiesen vor allem neben der Farbe die Geröllform und die starke Dolomitführung hin. Nach oben wurden die geröllführenden Sandsteine immer heller und frei von Dolomit und erlangten den Habitus des typischen sm₁ über dem Karbonsattel. Da die erwähnten Unterscheidungsmerkmale sich nicht sprunghaft ändern, sucht man vergebens nach einer scharfen Grenze. Als trennendes Element, etwa im Niveau der Faziesänderung, ist lediglich eine rote Tonsteinlage von etwa 40 cm Mächtigkeit vorhanden, die im Aufschluß zwar aushält, deren Bedeutung aber noch zu untersuchen ist. Sie ist auch von anderen Stellen in gleicher stratigraphischer Lage bekannt. Vorläufig bleibt aber offen, ob es sich nur um eine Einlagerung oder aber um eine echte Grenzschicht handelt.

c) Bohrung Siersburg. Wurden im Warndt bei Abteufen neuer Schächte (Velsen-West und Warndtschacht) sowie in den Bohrungen Bisten, Neuforweiler, Friedrichweiler der Saarbergwerke zwischen Trias und Karbon überall ein verschieden mächtiges Oberrotliegendes angetroffen, so scheint dieses dagegen im nördlich sich anschließenden Gebiet zu fehlen. So lagert im Raum Saarlouis der Mittlere Buntsandstein direkt auf Karbon (Bohrung Picard, Bohrungen bei Wallerfangen).

5 km weiter nördlich wurden aber in der vermutlichen Verlängerung der Düppenweiler Schwelle bei Siersburg unter dem Buntsandstein schon wieder Waderner Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 20 m erbohrt. Unter ihnen liegt von 87—115 m Teufe Melaphyrmandelstein. Darunter folgen feste, stark verkieselte Grobkonglo-

merate, die wahrscheinlich in die Ottweiler Schichten zu stellen sind (Abb. 3). Die Kreuznacher Schichten fehlen in diesem Profil, in dem der Buntsandstein rd. 200 m Mächtigkeit erreicht, davon der Mittlere 155 m.

Wenn auch in den zuletzt besprochenen Räumen verschiedene Merkmale zur Unterscheidung des Oberrotliegenden herangezogen werden können, so bleibt doch bislang eine Abgrenzung unsicher. Die Karbonat-Kieselsäure-Kruste sowie die Kristallsandsteine der sm-Basis konnten hier noch nicht nachgewiesen werden. Eine umfassende Bearbeitung aller neueren Aufschlüsse und Bohrungen in diesem Bereich der NW-Flanke des Karbonsattels sollte auch diese Frage klären.

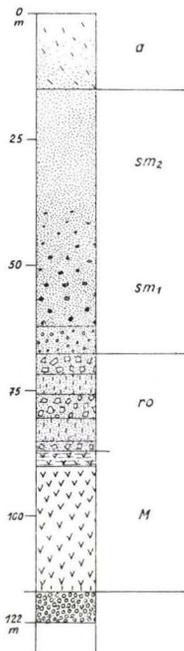


Abb. 3. Bohrung Siersburg

B. Nordöstlicher Bereich

I. Lebacher Graben

Mehrfach wurde schon auf Blatt Lebach verwiesen. Die hier verbreiteten postsaalischen Sedimente gehören nicht mehr zur Merziger Grabenmulde, doch bestand zwischen beiden Gebieten zur Kreuznacher Zeit eine Verbindung, da auf den höchsten Teilen der sie trennenden Düppenweiler Schwelle noch Reste von Kreuznacher Sandsteinen nachgewiesen werden konnten (B. F. KLINKHAMMER 1959). Der Graben selbst entwickelt sich aus einem ausgedehnteren Verbreitungsgebiet postsaalscher Sedimente zwischen Hüttersdorf und Schmelz-Außen, wo an mehreren Stellen die Verwerfungen nachweisbar sind. Sie ziehen leicht konvergierend in SE-Richtung und bilden so einen dreieckigen, etwa 10 km langen Graben. Die Sprunghöhen sind unbekannt.

Die geologische Karte verzeichnet hier nur Buntsandstein, bis auf ein ganz kleines Areal am NW-Ende des Grabens, das aber schon auf der stehengebliebenen Scholle liegt. Hier sind blaßviolette, z. T. auch ganz oder fleckig weißlich ausgebleichte, einige Dolomitlinsen führende Sandsteine vorhanden, die auf Unterrotliegendem lagern. In unmittelbarer Nachbarschaft permischer Eruptivstöcke führen sie Bruchstücke dieser Gesteine. Sie wurden als Kreuznacher Schichten bezeichnet.

Durchaus gleiche Sandsteine, aber ohne Eruptivschutt und Sandsteine vom Typus der Oppener treten auch im östlichen Teil des Grabens auf; hier wurden sie aber als Buntsandstein bezeichnet. Auch gelbe Sandsteine am NW-Rand des Grabens sind als solcher betrachtet worden, obwohl an einigen Stellen Dolomitknauer nachgewiesen worden waren. Durch weitere Funde kann nunmehr ihre Abkunft aus ehemals weit aushaltenden Dolomitflözen als gesichert gelten.

Der Grenzdolomit konnte bisher innerhalb des Grabens nirgends nachgewiesen werden. Erwähnt werden muß hier eine etwa 5–10 cm mächtige, durch Brauneisenstein fest verbackene Geröllage, die von K. KRAMES am Hoxberg entdeckt wurde. Sie stellt ein ausgedehntes Windschliffpflaster dar und legt den Gedanken nahe, daß sie etwa das Basiskonglomerat des sm vertritt. Doch fehlt hier die Unterlagerung durch den Grenzdolomit. Erst weit im Liegenden tritt eine Dolomitbank auf, die

wenige Meter oberhalb der Auflagerungsfläche der Sandsteinfolge (auf Kuseler Schichten) liegt. Im Hangenden des Pflasters fehlt ferner die typische Ausbildung des Mittleren Buntsandsteins. Vorläufig muß man also annehmen, daß der Graben nur von Oberrotliegendem erfüllt ist. Waderner Schichten sind bisher nicht nachgewiesen, könnten aber die tieferen Teile des eventuell schon morphologisch vorgebildeten Grabens einnehmen.

2. St. Wendeler Graben

In weiterer Entfernung von der Merziger Mulde und einem größeren Verbreitungsgebiet postsaaler Sedimente überhaupt findet sich nördlich St. Wendel ein isoliertes Vorkommen von angeblichem Buntsandstein. Die Blätterläuterungen (GREBE und ROLLE 1894) geben an, daß es sich trotz der Auskartierung als sm mit größter Wahrscheinlichkeit um Kreuznacher Schichten handelt.

Für diese Einstufung sprechen die auf der Ostseite des Halbgrabens (die Randstörung konnten wir bislang nur auf der Westseite des Grabens nachweisen, während eine Störung auf der Ostseite am Süzipfel offenbar nicht als Randstörung auftritt, sondern nach wenigen Zehnermetern in die Umrahmung des Halbgrabens ausstreicht) heraustauchenden Waderner Schichten, die zahlreichen Fundstellen von Dolomiten, die ebenfalls auf ausgedehnte Dolomitbänke zurückgeführt werden konnten und die völlig gleichartige Ausbildung der Sedimente wie auf den Blättern Reimsbach, Lebach, Merzig usw. Der endgültige Nachweis des Oberrotliegenden Alters wurde durch das Auffinden eines isolierten Konglomeratvorkommens erbracht, das alle Merkmale des sm-Basiskonglomerates aus der Merziger Mulde zeigt.

Wie auf dem SE-Flügel der Merziger Grabenmulde und im Lebacher Graben tritt in den tieferen Kreuznacher Schichten eine Doppelbank Dolomit auf. Trotz der beachtlichen Entfernung zwischen beiden Gräben und den übrigen Verbreitungsgebieten der Kreuznacher Schichten stellt man eine erstaunliche Gleichartigkeit in der Ausbildung der Sedimente fest, sodaß man wohl in diesen Vorkommen die Reste einer ursprünglich zusammenhängenden Sedimentdecke sehen muß.

VI. Schlußbetrachtung

Im Vorhergehenden haben wir, ohne bisher näher darauf einzugehen, von Kreuznacher Schichten gesprochen. Es geschah nicht nur in Anlehnung an die Bezeichnung der älteren Autoren, sondern aus besonderen Erwägungen. Zu dieser Bezeichnung berechtigt eigentlich nur die Tatsache, daß die Kreuznacher Schichten s. str. und die hier ausgeschiedenen Sedimente als Liegendes die Waderner Schichten haben. Am locus typicus ist aber das Profil unvollständig und große Teile der hier ausgeschiedenen Schichten sind dort sicher nicht oder nicht mehr vorhanden. Es erhebt sich aber die Frage, ob in den Kreuznacher Schichten unseres Gebietes nicht noch Unterer Buntsandstein enthalten ist. Hierfür sind nur negative Anzeichen vorhanden. Sie entwickeln sich ganz allmählich aus den Waderner Schichten durch Verschwinden der Gerölle, wobei auch Verzahnungen auftreten. Nach oben ist innerhalb der Kreuznacher Schichten bis zum Grenzdolomit keine Grenze vorhanden, die die Abtrennung einer weiteren Stufe rechtfertigte. Man könnte nun die höchsten Teile, die Zone der

‚Tigersandsteine‘, als Unteren Buntsandstein abtrennen. Dagegen sprechen aber gute Gründe: Einmal ist, wie gerade ausgeführt, keine Grenze vorhanden, zweitens tritt diese Ausbildung dort nicht auf, wo die Dolomite noch vorhanden sind und drittens kann diese Ausbildung schon in den Unteren Dolomitbänken, unmittelbar über den Waderner Schichten, vorhanden sein.

Ein weiteres Problem bildet der Mittlere Buntsandstein. Er beginnt mit einem Konglomerat über einer Dolomitbank. Die Entstehung dieser Bank setzt wohl eine gewisse Zeit der Sedimentationsruhe voraus, denn man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß es sich um einen Evaporit handelt. Der neue Sedimentationszyklus beginnt dann wieder mit einer Grobschüttung, die hier als Basiskonglomerat des Mittleren Buntsandsteins betrachtet wurde. Es bleibt jedoch unbekannt, ob dieses Konglomerat tatsächlich den tiefsten Teil des Mittleren Buntsandsteins darstellt, bzw. in welchem stratigraphischen Niveau es liegt. Im Falle einer höheren Einstufung wäre die Lücke entsprechend größer. Daß aber wirklich ein Schnitt zwischen Oberrotliegendem und Buntsandstein vorliegt, geht aus der Tatsache hervor, daß am Nordrand der Merziger Mulde die Waderner Schichten weiter auf den Hunsrück reichen als die Kreuznacher, während der Buntsandstein wieder weiter nach Norden vorstieß als die Waderner. Das setzt eine Abwärtsbewegung des Hunsrücks voraus. Die Düppenweiler Schwelle wird aber nur in ihren tieferen Teilen von Wadernern bedeckt, während die Kreuznacher sie vollständig eindecken. Das folgt nicht nur aus den Resten dieser Ablagerungen auf den höchsten Teilen dieser Schwelle, sondern auch daraus, daß im Basiskonglomerat des sm nicht ein einziges Geröll permischer Eruptivgesteine auftritt. Diese Gegebenheit zwingt zu der Annahme, daß die unmittelbar benachbarte Primsmulde, die sich ja weitgehend aus Geröllen dieser Gesteine aufbaut, ebenfalls von Kreuznacher Schichten bedeckt war. Auch ist zwischen Basiskonglomerat und Zwischenschichten im Mittleren Buntsandstein kein Geröll zu finden, obwohl im Bereich der Düppenweiler Schwelle genügend Konglomerate vorhanden sind, deren Komponenten noch in der Grabenmulde zu finden sein müßten. Die gleiche Überlegung gilt für den Nordrand der Mulde. Über die Verhältnisse am Karbonsattel kann noch nichts ausgesagt werden. Allein aus der Tatsache, daß in verschiedenen Schichten des Karbonsattels und im sog. sm₁ am Rand des Karbonsattels eckige Turmaline auftreten nun zu schließen, daß der Karbonsattel Liefergebiet war (H. W. HENRICH) dürfte zu weit gehen, da auch im sm₂, sowohl in der Nähe des Sattels, als auch in der Merziger Mulde, eckige Turmaline auftreten. Hier wies sie HENRICH sogar schon in den Kreuznacher Schichten nach, die er allerdings noch als Buntsandstein ansprach. Es bleibt also abzuwarten, ob durch die weiteren Untersuchungen diese Frage geklärt werden kann.

VII. Zusammenfassung

1. Am Aufbau der Merziger Grabenmulde sind Kreuznacher Schichten in ungleich höherem Maße beteiligt, als bisher angenommen wurde. Insbesondere sind die nördliche und südliche Randstaffel zum größten Teil und die Grabenspitze ganz von ihnen aufgebaut.
2. Die Abtrennung der Kreuznacher Schichten vom Mittleren Buntsandstein wurde ermöglicht durch das Auffinden einer Karbonat-Kiesel-Kruste als Abschluß des

- Oberrotliegenden und die Erkenntnis, daß der Mittlere Buntsandstein mit einem Konglomerat beginnt, das seitlich durch geröllfreie Kristallsandsteine ersetzt sein kann.
3. Eine scharfe Grenze zwischen Waderner und Kreuznacher Schichten konnte bisher nicht aufgefunden werden.
 4. Zwischen Oberrotliegendem und Mittlerem Buntsandstein besteht eine Diskordanz. Die Waderner Schichten reichen nach Norden weiter als die Kreuznacher, über beide hinweg greift der Mittlere Buntsandstein weit nach Norden auf das Devon des Hunsrücks vor. Im Innern der Grabenmulde wird die Schichtlücke durch eine Karbonat-Kiesel-Kruste markiert.
 5. Die Duppenweiler Schwelle wird schon von den Kreuznacher Schichten überwunden und völlig eingedeckt.

VIII. Schriftenverzeichnis

- BENECKE, & v. WERVEKE: Über das Rotliegende der Vogesen. — Mitt. geol. L.-A. Els.-Lothr., III/L, Straßburg 1890.
- BRITZ, K. M.: Kartierung des Anteils der Rotliegendformation auf den Blättern Reimsbach und Lebach. — Archiv Oberbergamt Saarbrücken, 1954.
- GLAES, M.: Kontaktfläche des Karbons und die Deckgebirgsverhältnisse in Lothringen im Bereich des Steinkohlenbergwerks Geislaunern. — Geol. Meldearb., T. H. Aachen 1952.
- HENRICH, H. W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. — Diss. Univ. Saarland, 1961.
- KLINKHAMMER, B. F.: Stratigraphisch-Tektonische Untersuchungen auf dem SE-Flügel der Merziger Mulde. — Archiv Geol. L.-A. d. Saarlandes, 1959.
- KOPP, K. O.: Die Wittlicher Rotliegendesenke. — Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 1951. — Die Wittlicher Rotliegendesenke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. — Geol. Rdsch., 1955.
- LEPPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.-A., 45, Berlin 1924.
- LUCIUS, M.: Übersicht über die Geologie Luxemburgs. — Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 1951.
- MÜLLER, E. M.: Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. — Ann. Univ. Sar., III/3, 1954. — Schachtprofil am Tunnel Besseringen. — Archiv Geol. L.-A. Saarland, 1957. — & B. F. KLINKHAMMER: Ergebnisse von Untersuchungsbohrungen in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde. — Ann. Univ. Sar., VIII 3/4, 1959.
- RÖSSLE, P.: Anlagerung und Bildungsweise des Buntsandsteins bei Mettlach an der Saar. — Decheniana, 1937.
- SCHRÖDER, E.: Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1951, 103, Hannover 1952.
- SEIFERT, A.: Schrägschüttung im mittleren Buntsandstein des Saarlandes und angrenzender Gebiete. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1942, 94, 1942.
- SELZER, G.: Das postsaalische Relief im Saarland. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1958, Hannover 1959.
- THEOBALD, N. & K. Britz: La surface infra-triasique dans la domaine du Bassin houiller sairo-lorrain. — C. R. Acad. Scienc., 233, 1951.
- THEOBALD, N.: Aperçu géologique de la Sarre. — Schr. Univ. Saarland, Saarbrücken 1952. — Contribution à la tectonique du Bassin houiller de la Sarre. — Geol. Rdsch., 41, 1953.

- WEHRLI, H.: Das Oberrotliegende am Westrand des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach. — Ber. naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., Bonn 1933.
- WILSER, J. L.: Die Rheintalflexur nordöstlich von Basel zwischen Lörrach und Kandern und ihr Hinterland. — Diss. Freiburg, Heidelberg 1914.
- Die Perm-Triasgrenze im südwestlichen Baden. — Ber. naturforsch. Ges. Freiburg, 1913.
- YAPAUDJIAN, L.: Essai de caractérisation des sédiments permien et triasiques dans le Bassin de Paris. — Coll. Trias Montpellier, 1961.
- GREBE, H. & L. v. WERVEKE: Erläuterungen Blatt Merzig 1889.
- & A. LEPLA: Erläuterungen Blatt Buhlenberg 1889.
- & WEISS: Erläuterungen Blatt Lebach 1889.
- & ROLLE: Erläuterungen Blatt Ottweiler 1894.
- Erläuterungen Blatt Wadern 1889.
- Erläuterungen Blatt Losheim 1889.
- Erläuterungen Blatt Wahlen 1889.
- WERVEKE, L. v.: Erl. Blatt Saarbrücken 1:200000, 1906.

Manuskript eingegangen am 21. 3. 1963

Zur Verbreitung unteroligozäner Schichten (Sannois) im westlichen Mainzer Becken

Von VOLKER SONNE, Mainz

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Neuere Bohrungen im westlichen Mainzer Becken haben Mittlere Pechelbronner Schichten (Sannois), die paläontologisch sicher belegbar sind, erschlossen.

W. WAGNER hat bereits 1938 (S. 28, 29) auf Schichten im Mainzer Becken aufmerksam gemacht, die älter als Mitteloligozän sind (vgl. Abb. 1). Sie waren bei Bingen – Kempten und Horrweiler erbohrt worden (s. Abb. 2). Der Fossilinhalt wies diese Folge als eine Brackwasserbildung aus. Es handelte sich um bunte (braune bis rotbraune) Mergel in einer Mächtigkeit von 8–10 m. Eine genaue Einstufung hat WAGNER 1938 nicht vorgenommen.

1955 jedoch konnte W. WAGNER in der Bohrung Zotzenheim (Abb. 2) erstmalig im westlichen Mainzer Becken sicheres Unteroligozän nachweisen. Es handelt sich um eine 10,5 m mächtige brackische Schichtenfolge mit marinem Einschlag (1955, S. 231–233). Sie liegt unter sicherem Rupel. An Hand vergleichender Untersuchungen parallelisiert er diese Folge mit der Versteinerungsreichen Zone der Pechelbronner Schichten (= Mittlere Pechelbronner Schichten) (S. 234, 235).

Hierfür waren Erkenntnisse, die WIRTH 1954 veröffentlichte, von Bedeutung. Dieser konnte bis in den Raum Darmstadt Schichten des Sannois nachweisen, die in einigen Erdölbohrungen durchfahren worden waren. WIRTH beschreibt (1954, S. 174, 175) von der Bohrung Wolfskehlen 2 unter dem Rupelton zwischen 1622 und 1638 m eine Folge von grüngrauen bis rotbraunen Mergelsteinen bis Tonmergelsteinen und grünlichgrauem Kalksandstein. An Fauna brachten diese Schichten nur wenige Ostrakoden und einen Muschelrest. Die Bohrung Stockstadt 1 (WIRTH 1954, S. 178–181) durchteufte unter dem Rupelton eine 64 m mächtige Serie (zwischen 1552 m und 1616 m) von Kalksteinen mit verschieden hohem Sandanteil bis zu reinem Sandstein mit weißgrauer bis grüngrauer Farbe, von grünen bis braunroten Mergelsteinen und von grüngrauem Dolomit. Die Fauna setzt sich aus Mytiliden und einer nicht näher bezeichneten Mikrofauna (WIRTH 1954, S. 182) zusammen, die eine Einstufung in die Versteinerungsreiche Zone ermöglichte.

Außerdem wurden in den weiteren Bohrungen im Ölfeld Stockstadt unteroligozäne Schichten angetroffen, die auf Grund von Zweischaler- und Bryozoenfunden (Bohrung Stockstadt 3) (WIRTH 1954, S. 182) ebenfalls sicher den Mittleren Pechelbronner Schichten zugeordnet werden konnten.

Auch die Bohrung Grünstadt 1 (WIRTH 1954, S. 188) brachte aus Schichten petrographisch ähnlicher Ausbildung eine unteroligozäne Bryozoen- und Ostrakodenfauna. Das Sannois liegt hier zwischen 920/25 und 934 m, ist also maximal 14 m mächtig.

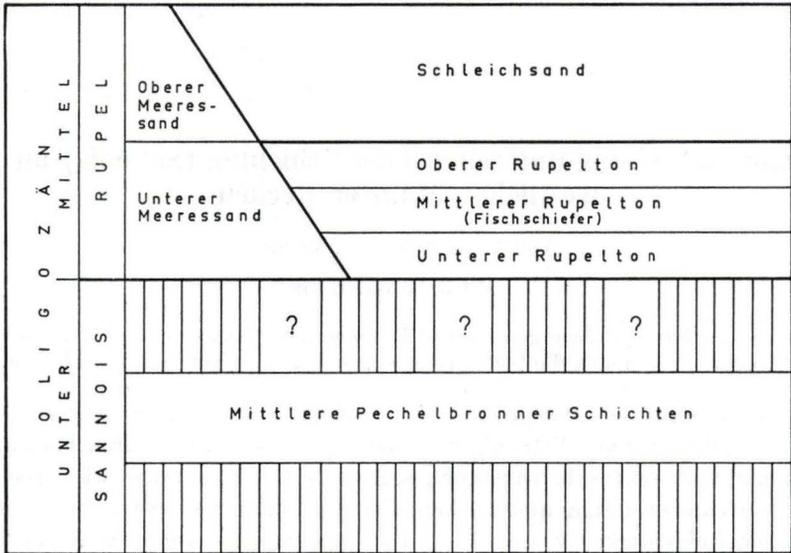


Abb. 1. Unter- und mitteloligozäne Schichtenfolge im westlichen Mainzer Becken.

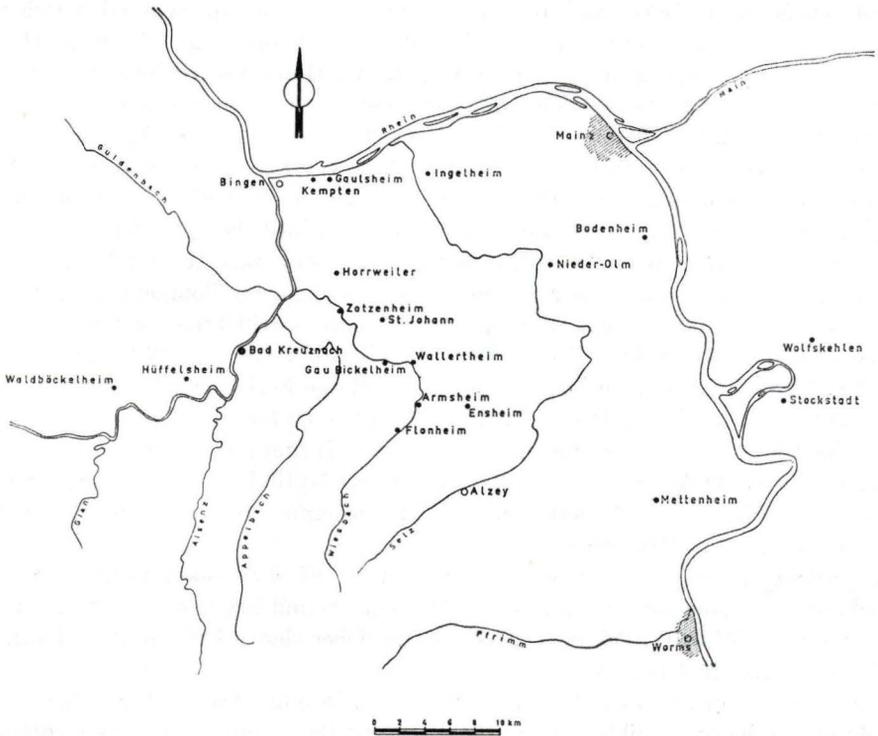


Abb. 2. Topographische Übersichtskarte.

20 m unter der Rupeltonbasis wurden in der Bohrung Mettenheim 3 Schneckenreste gefunden (WIRTH 1954, S. 188). Mit diesen zitierten Vorkommen war eindeutig der Beweis erbracht, daß unteroligozäne Schichten bis weit über die bis dahin bekannte nördliche Verbreitungsgrenze hinaus in ähnlicher Ausbildung abgelagert worden sind.

Nun konnte W. WAGNER (1955, S. 231—233) zeigen, daß die petrographische Ausbildung der unteroligozänen Schichten in der Bohrung Zotzenheim starke Ähnlichkeiten mit den gleichaltrigen Schichten im Grabenbereich hat. Auch die Fauna läßt unmittelbare Zusammenhänge erkennen (vgl. auch DOEBL 1958, S. 374).

Überraschend kam der Nachweis von zutage anstehenden Pechelbronner Schichten in der Ziegeleigrube des Werkes „Rheinessen“ bei Bodenheim südlich Mainz — Blatt Mainz 6015, r 51700, h 31740 — (FALKE 1960, S. 17 und 98) (Abb. 2), die bereits STEUER 1910 (S. 43) kurz beschrieben hat.

Hier konnte Verfasser in den letzten Monaten eine wohl mehrere Meter mächtige Abfolge von rötlichgrauen bis ziegelroten, weißlichgrüngrauen bis olivgrauen Mergeln und Mergelsteinen beobachten. Außerdem sind noch hellgraue Mergel und Fein- bis Mittelsande unteroligozänen Alters an der Sohle der Grube aufgeschlossen. Der Schichtenverband ist infolge intensiver Rutschbewegungen sehr stark gestört, so daß nur teilweise eine geschlossene Abfolge zu sehen ist.

Die Fauna dieser Schichten entspricht in ihrem Gesamtcharakter und auch in vielen Einzelformen völlig der der übrigen Sannois-Vorkommen, die weiter unten besprochen werden sollen. Es tritt hier eine sehr reiche Ostrakodenfauna auf, in einzelnen Lagen mit Foraminiferen und Bryozoen. An Makrofossilien wurden bisher „Abdrücke eines kleinen Zweischalers“ gefunden (STEUER 1910, S. 43). Mit diesem Nachweis war eine Brücke geschlagen zwischen dem Sannois im Rheintalgraben und den von W. WAGNER erkannten und bekanntgemachten unteroligozänen Schichten im Westteil des Mainzer Beckens.

Eine Bohrung im Herbst 1960 bei Nieder-Olm (Blatt Mainz 6015, r 42200, h 30370) (Abb. 2) traf unter der mitteloligozänen Schichtenfolge (Schleichsand und Rupelton) in 83,5 m Teufe unteroligozäne Schichten an, die folgendes Profil zeigen:

- Bis 86 m grüngrauer Mergel
- 87 m weißgrauer bis grünlichgrauer und schwach rötlicher Mergel
- 89 m weißgrauer und schwach rötlichgrauer Mergel, ziegelrot geflammt
- 90 m schwach grünlich-grauer Mergel
- 91 m ziegelroter Mergel mit ockerfarbenen Flecken
- 92 m schwach grünlich-grauer, schwach rötlich-grauer und ockerfarbener Mergel
- 94 m hellgrauer Sandstein, kalkhaltig
- 95 m ziegelroter Mergel mit grünlich-grauen Flecken
- 96 m hellgrauer, sehr schwach bläulicher Mergel
- 97 m hellgrauer, sehr schwach bläulicher und ziegelroter Mergel
- 98 m gelbbraungrünlicher Mergel
- 100 m schwach grünlicher und schwach rötlicher Mergel
- 101,5 m schwach grünlicher und ziegelroter Mergel
- ab 101,5 m folgen Schiefertone des Oberrotliegenden

(Die Proben befinden sich in der Sammlung des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz in Mainz unter der Sammlungs-Nr. MM 63 bis MM 75.)

Diese Serie unterscheidet sich in auffälliger Weise durch ihre bunten Farbtöne von den hangenden einfarbig grauen Mergeln des Mitteloligozäns. Die einzelnen Proben enthalten eine außerordentlich individuenreiche Ostrakodenfauna, die freundlicherweise Herr Dr. TRIEBEL, Frankfurt/Main, bestimmt hat.

Eine Zusammenstellung der Ostrakodenfauna soll hier nicht erfolgen, da Herr Dr. TRIEBEL diese Fauna, zusammen mit der anderer Sannois-Vorkommen, bearbeitet und veröffentlicht wird. Für die Bestimmungen der Ostrakoden danke ich Herrn Dr. TRIEBEL auch an dieser Stelle herzlich. Diese Fauna zeigt große Ähnlichkeiten mit der von STCHEPINSKY 1960 beschriebenen aus den Pechelbronner Schichten im Elsaß.

Außer den Ostrakoden fanden sich noch folgende Fossilien:

Bei 98 m einige *Chara*-Oogonien, relativ häufig unbestimmbare Steinkerne von Gastropoden, außerdem Bryozoen und fragliche Phryganeengehäuse. Bei 100 m treten wenige Foraminiferen auf.

Diese Fauna weist die etwa 18 m mächtige Schichtenfolge eindeutig als Pechelbronner Schichten aus. Mit größter Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Schichten der Versteinerungsreichen Zone (Mittlere Pechelbronner Schichten).

Ihr Gesamtcharakter ist als brackisch mit stellenweise schwach marinem Einschlag zu kennzeichnen. (Einzelne Proben sind durch Nachfall schwach verunreinigt und enthalten eine Foraminiferenfauna, die dem oberen Rupelton angehört.)

Auffallend ist, daß das Auftreten von Glaukonit auf die unteroligozäne Schichtenfolge beschränkt ist. Ebenfalls finden sich ausschließlich in diesen Schichten Eisenpatkristalle.

Von der Tiefbohrung Ingelheim (Bohrung der Chemischen Fabrik C. H. Boehringer Sohn; Blatt Ingelheim 6014; r 31390, h 37680) (Abb. 2) wurde von THURSCH 1956 die Schichtenfolge zwischen prätertiärem Untergrund und Fischeschiefer (Mittlerer Rupelton) mikrofaunistisch bearbeitet und gegliedert, nachdem bereits 1954 die Grenzregion Rupelton/Schleichsand von DOEBL — im Vergleich mit anderen Profilen aus dem Mainzer Becken — auf ihre Mikrofauna untersucht worden war. (Die Proben dieser Bohrung hat inzwischen das Geologische Landesamt Rheinland-Pfalz in Mainz vom Institut für Geologie und Technische Gesteinskunde der Technischen Hochschule Darmstadt übernommen. Sie werden unter der Bezeichnung B₀ 1950/51 in der Sammlung des Geologischen Landesamtes weitergeführt.)

Die Proben der tertiären Basisschichten, die in diesem Zusammenhang interessieren, haben folgendes Aussehen:

- Bei 200 m hellgrauer Mergel
- 201 m hellgrauer Mergel
- 202 m hellgrauer, schwach grünlicher Mergel
- 203 m hellgrüner Mergel
- 204 m grüngrauer Mergel
- 205 m rötlicher und grauer Mergel
- 206 m ziegelroter und grauer Mergel
- 207 m grüngrauer Mergel und Mergelstein
- 208 m sandig/kiesiges Bohrgut (vorwiegend Quarzitgerölle und weißgraues Binde-
- 209 m mittel)
- 210 m vorwiegend Quarzitgerölle, selten scharfkantiges Material

Die Basisschichten wurden von THURSCH (1956, S. 217) als zum Teil gelblich-rötlich geflammte Mergel bezeichnet, unter denen bis 210 m „Meeressand“ folgt, der aus scharfkantigem Kies und bis faustgroßen Geröllen besteht, verkittet durch „kaum verfestigten weißen Mergel“ (THURSCH 1956, S. 218). Als Liegendes wird „vermutlich Devon“ angegeben (S. 216).

Zur Fauna bemerkt THURSCH (1956, S. 218, 221), daß von 188 bis 201 m eine reiche Foraminiferenfauna vorliegt, und daß in einer foraminiferenarmen Schicht zwischen 205 und 207 m Teufe „eine sehr zahlreiche, aber artenarme Ostrakoden-Fauna zu finden ist. Der Meeressand ist . . . fossilleer“.

Nach Bekanntwerden der neuen unteroligozänen Vorkommen im Mainzer Becken lag es nahe, die fraglichen ostrakodenreichen bunten Mergel ebenfalls als Schichten des Sannois aufzufassen. Die vorhandenen Ostrakoden stimmen tatsächlich vollständig mit denen aus den unteroligozänen Schichten von Nieder-Olm überein (nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. TRIEBEL, Frankfurt/Main). Andere Fossilien sind — bis auf einen unbestimmbaren Steinkern einer Schnecke aus 207 m Teufe — nicht gefunden worden. Damit sind diese Schichten eindeutig als Pechelbronner Schichten bestimmt. Auch hier handelt es sich, wie bei den entsprechenden Schichten der Bohrung Nieder-Olm, mit großer Sicherheit um Mittlere Pechelbronner Schichten.

Ungeklärt erscheint die Einstufung der Proben bei 202, 203 und 204 m Teufe. Im Schlämmrückstand dieser Proben finden sich noch einzelne Foraminiferen, die in den höher gelegenen Schichten sehr reichlich auftreten (THURSCH 1956, S. 220). Ungeklärt deshalb, weil sich ab 202 m die Färbung auffallend von den hangenden grauen Mergeln unterscheidet, wie es auch in der Bohrung Nieder-Olm zu beobachten ist, nur daß dort die höchsten Proben mit einer grünlichen Färbung eindeutig Sannois-Ostrakoden aufweisen. Die Möglichkeit einer Verunreinigung in der Bohrung Ingelheim ist besonders gegeben, da es sich um eine Meißelbohrung handelt. Deshalb könnte man die in den Proben aus 202 bis 204 m Teufe gefundene Fauna als Nachfall erklären. Auch in den unteroligozänen Proben von 205—207 m finden sich Foraminiferen, die aus dem Unteren Rupelton stammen. Für das unter dem mergeligen Sannois als „Meeressand“ (Transgressionsfazies des mitteloligozänen Meereseinbruches) angesprochene kiesig-sandige Bohrgut zwischen 207 und 210 m Teufe ist damit diese Deutung hinfällig geworden. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit auch nicht um eine Transgressionsfazies aus dem Unteroligozän, wie im folgenden gezeigt werden soll:

Das Bohrgut besteht überwiegend aus Quarzit, dessen Kanten oft abgerundet sind. Seltener treten scharfkantige Brocken auf. Außerdem findet sich Milchquarz, z. T. noch im Verband mit Quarzit. Daneben kommen, vorwiegend in den Proben 208 und 209 m, durch Eisenverbindungen verkittete Quarzitbrocken vor, ebenso durch ein weiß verwittertes Bindemittel verbackene kleine, meist scharfkantige Quarzit- und Quarzstücke. Schließlich gesellen sich (in Probe 209 m) noch kleine hellgraue Kalksteinbruchstücke hinzu, die wohl als mitteldevonischer Massenkalk anzusprechen sind.

Aus der Korrespondenz, die im Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz, vorliegt (Archiv), zwischen dem damaligen Geologischen Landesdienst in Mainz und dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden geht hervor, daß der Bohrmeister den die Bohrung besuchenden Geologen (Prof. Dr. W. WAGNER, Darm-

stadt, und Dr. KUTSCHER, Wiesbaden) einmal Quarzite, zum anderen einwandfrei Massenkalk aus der Teufe 210 m ausgehändigt hat. Professor MICHELS hatte schon damals (1951) die Vermutung ausgesprochen (Korrespondenz im Geologischen Landesamt in Mainz), daß der prätertiäre Untergrund möglicherweise von Konglomeraten der Waderner Schichten (Oberrotliegendes) gebildet wird. Diese Meinung kann Verfasser durch zwei weitere kleine Beobachtungen erhärten:

Einzelne Quarzitgerölle zeigen randlich eine etwa 5 mm dicke Entfärbungsrinde, wie sie auch in Fanglomeraten des Oberrotliegendes an anderen Stellen gefunden werden; den zweiten Hinweis gibt das Bindemittel von eingebetteten Schuttbrocken. Es besteht entweder aus Eisenverbindungen oder aus einer durch Verwitterung weitgehend umgewandelten Substanz. Da dies auch an den Proben aus 208 m und 209 m Teufe (aus der Zone des „Meeressandes“) beobachtet werden konnte, ist wahrscheinlich der gesamte Schichtkomplex unterhalb der unteroligozänen Mergel anstehendes Oberrotliegendes (Waderner Schichten), dessen obere 2 bis 3 m infolge einer vermutlich alttertiären Verwitterung (vgl. W. WAGNER und F. MICHELS 1930, S. 38, und KUTSCHER 1954) verändert worden sind. Danach hat die Bohrung Ingelheim in ihrem unteren Teil das folgende berichtigte Profil:

- Bis 188 m Fischschiefer (Mitteloligozän)
- 201 m Unterer Rupelton (Mitteloligozän)
- 204 m ? Unterer Rupelton oder ? (Mittlere) Pechelbronner Schichten
- 207 m Mittlere Pechelbronner Schichten (Unteroligozän)
- ab 207 m Waderner Schichten (Oberrotliegendes) mit einer 2—3 m dicken Verwitterungszone

THURSCH (1956, S. 222, 223) führt das Profil einer Bohrung in Bingen-Gaulsheim (Fa. Richtberg, Blatt Bingen 6013, r 24845, h 36985) (Abb. 2) an, in der nach W. WAGNER von 75 m bis 80 m unteroligozäne Schichten (vorwiegend bunte Mergel) angetroffen wurden. Sie haben jedoch keine Fossilien enthalten. Die benachbarte Bohrung bei Bingen-Kempton (s. S. 197) (Blatt Bingen 6013, r 24360, h 37360) hat nach W. WAGNER (1938, S. 28, und Protokoll im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes in Mainz) zwischen 41 und 49 m unteroligozäne Schichten mit Ostrakoden und Characeen durchfahren, die hier offensichtlich auf einem alttertiären Verwitterungsschutt liegen. Auch hier handelt es sich um bunte Mergel. Schließlich sei noch auf eine Bohrung in der Nähe der eingangs angeführten Bohrung Zotzenheim hingewiesen, eine Bohrung bei St. Johann (Abb. 2), die bei 152 m unter Flur nach W. WAGNER (Protokoll im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes in Mainz) das Rotliegende erreichte. Darüber liegen bis etwa 132 m Teufe grünlich gefärbte Mergel und auch Kalksteine. Bei 117 m befindet sich die Grenze Unterer Rupelton/Fischschiefer. Es wäre denkbar, daß auch diese Bohrung zwischen 132 und 152 m unter Flur Sannois in mergeliger und kalkiger Ausbildung angetroffen hat.

Aus dem westlichen Mainzer Becken sind damit schon einige Vorkommen von unteroligozänen Schichten bekannt geworden, die sich auf den ganzen Bereich zwischen Rhein und Nahe verteilen. Diese Ablagerungen aus dem Sannois liegen meist unmittelbar auf dem prätertiären Untergrund (Rotliegendes und Devon) auf. Vereinzelt bilden auch terrestrische Schuttmassen das Liegende der Pechelbronner Schichten, vor allem im westlichen Teil. Man darf wohl annehmen, daß die

beschriebenen Bohrungen, die das Tertiär des Mainzer Beckens durchteuft haben, nicht zufällig nur mehr oder weniger eng begrenzte Vorkommen unteroligozäner Schichten angetroffen haben, sondern daß diese Vorkommen eine allgemeine Verbreitung der — sehr wahrscheinlich — Mittleren Pechelbronner Schichten im Nordteil des westlichen Mainzer Beckens bezeugen (Abb. 3). Das bedeutet, daß bereits im Sannois das westliche Mainzer Becken zu einem Großteil den Senkungen des nördlichen Rhein-

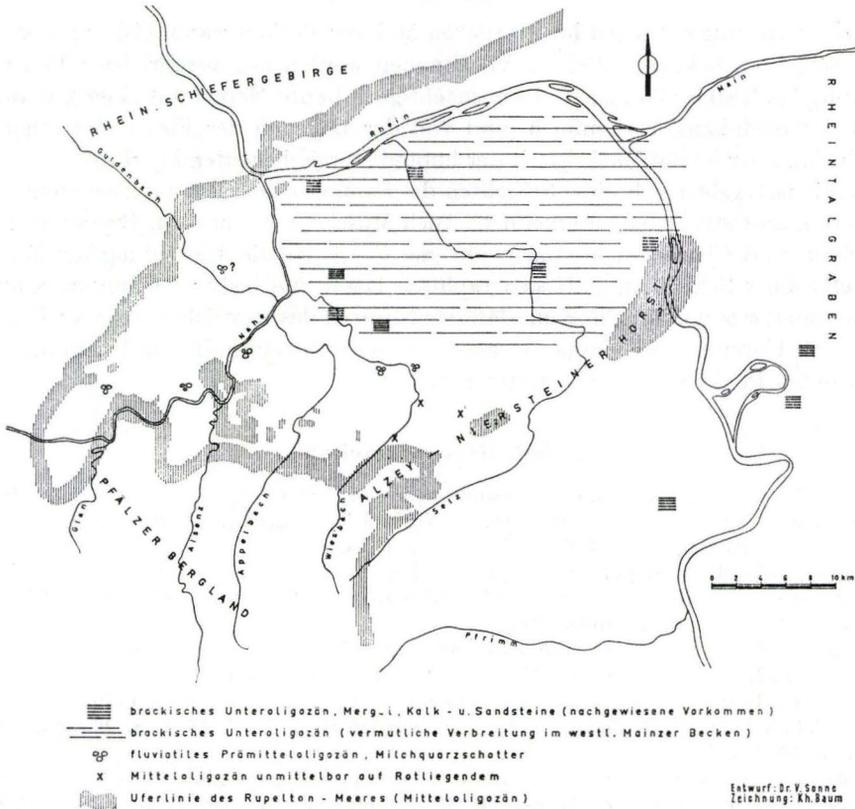


Abb. 3. Paläogeographische Karte des westlichen Mainzer Beckens für das Unteroligozän (Sannois) mit Eintragung der Uferlinie des Rupelton-Meeres (Unteres Mitteloligozän) (vereinfacht nach V. SONNE 1958 und K. W. GEIB 1961).

talgrabens angeschlossen war. Die von dort bisher bekanntgemachte größte Sannois-mächtigkeit beträgt 64 m (bei Stockstadt). Dagegen weisen die Pechelbronner Schichten in der Bohrung Wolfskehlen 2 nur eine Mächtigkeit von 16 m auf. Davon weichen die Schichtdicken des Sannois im Mainzer Becken kaum ab. Es lassen sich natürlich auf Grund dieser wenigen Punkte noch keine Aussagen über die Verbreitungsgrenzen des mergeligen Sannois machen. Gewisse Anhaltspunkte für die Grenze im Süden geben einige Bohrungen (z. B. bei Flonheim, Armsheim und Ennheim), die unter mitteloligozänen Schichten Gesteine des Rotliegenden erbohrt haben, sowie die von K. W. GEIB (1961) beschriebenen prämitteloligozänen fluviatilen Schottervorkom-

men, z. B. bei Bad Kreuznach, Gau-Bickelheim und Wallertheim, wo mit Sicherheit kein mergeliges Unteroligozän nachgewiesen werden konnte. Auch das in der Bohrung Gau-Bickelheim von GEIB (1961, S. 22) zitierte fragliche Unteroligozän ist so unsicher, daß eine genauere Einstufung als wahrscheinlich Unteroligozän, wie sie GEIB 1961 für diese Flußschotter vorgenommen hat, noch nicht möglich ist.

Zusammenfassung

Schon von einigen Stellen im westlichen Mainzer Becken waren bisher unteroligozäne Schichten bekannt. Weitere Vorkommen werden neu beschrieben: Von einer Bohrung bei Nieder-Olm, wo sie 18 m mächtig als bunte Mergel mit einer 2 m mächtigen Sandsteinbank vorkommen, und von der Bohrung der Firma Boehringer in Ingelheim. Hier ist die Mächtigkeit der bunten Mergel bedeutend geringer: 3 m.

Faunistisch geben sich diese Schichten des Sannois durch ihren außerordentlichen Reichtum an Ostrakoden zu erkennen. Auch Muscheln, Schnecken, Bryozoen, Foraminiferen und Characeen kommen vor. Sie gestatten die Einstufung als Mittlere Pechelbronner Schichten. Paläogeographisch lassen die bisher bekannten Sannois-Vorkommen schon den Schluß zu, daß der Nordteil des westlichen Mainzer Beckens bereits im Unteroligozän einmal Ablagerungsraum war und mit dem Rheintalgraben unmittelbar in Verbindung gestanden hat.

Schriftenverzeichnis

- DOEBL, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 57 bis 111, 10 Abb., 3 Taf., 1 Taf., Wiesbaden 1954.
- Stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse neuerer mikropaläontologischer Untersuchungen im Tertiär des Rheintal-Grabens. — Erdöl u. Kohle, 11, 6, S. 373 bis 376, 1 Abb., 2 Taf., Hamburg 1958.
- FALKE, H.: Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Samml. geol. Führer, 38, 156 S., 13 Ktn., 2 Tab., Berlin-Nikolassee (Bornträger) 1960.
- GEIB, K.W.: Prämitteloligozäne (unteroligozäne?) fluviatile Ablagerungen im Bereich des westlichen Mainzer Beckens. — Z. rhein. naturf. Ges., Jg. 1, H. 1, S. 20—25, 1 Abb. Mainz 1961.
- KUTSCHER, F.: Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 202—212, 1 Abb., Wiesbaden 1954.
- SONNE, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim/Rhh.). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 281—315, 9 Abb., Wiesbaden 1958.
- STCHEPINSKY, A.: Étude des Ostracodes du Sannoisien de l'Alsace. — Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 13, 1, S. 11—33, 3 Taf., Strasbourg 1960.
- STEUER, A.: Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. — Notizbl. Ver. Erdk. u. großherz. geol. L.-A. Darmstadt, (IV), 31, S. 34—62, 8 Taf., Darmstadt 1910.
- THURSCHE, H.: Die Gliederung des Unteren Rupeltons im Mainzer Becken auf Grund seiner Foraminiferen-Fauna. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S. 216—231, 5 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1956.
- WAGNER, W.: Das Mainzer Becken. Eine Zusammenstellung unter besonderer Berücksichtigung der Rheintaltektonik. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F. 27, S. 25—62, 4 Prof., 2 Ktn., Stuttgart 1938.

— Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 83, S. 228—236, Wiesbaden 1955.

— & F. MICHELS: Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Bingen-Rüdesheim, 167 S., Darmstadt 1930.

WIRTH, E.: Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 168 bis 189, 4 Abb., Wiesbaden 1954.

Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz: Bohrarchiv Bl. Bingen 6013, Bl. Ingelheim 6014, Bl. Wörrstadt 6114.

Schriftwechsel (betr. Bohrung Ingelheim).

Manuskript eingegangen am 11. 1. 1963

Einige neue fossilführende Tertiärvorkommen im Randgebiet des nordwestlichen Mainzer Beckens

Von

VOLKER SONNE und KARL WILHELM GEIB, Mainz

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Im Bereich der Top. Karten 1:25 000 Bl. Waldböckelheim 6112, Stromberg 6012 und Bingen 6013 wurden einige Tertiärvorkommen aufgefunden, deren stratigraphische Einstufung auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen möglich war. Besonders auf Blatt Stromberg, wo bisher faunistisch sicher belegbare Tertiärvorkommen unbekannt waren, konnten wichtige Funde gemacht werden.

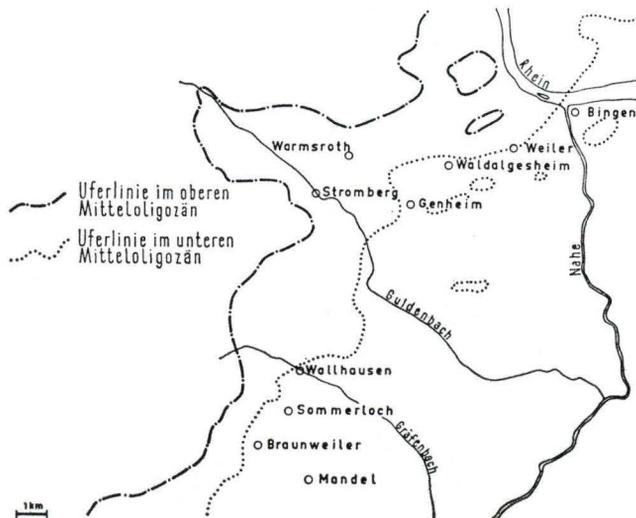


Abb. 1. Übersichtskarte der Fundorte und der paläogeographischen Verhältnisse.

1. Südwestlich von Mandel (Blatt Waldböckelheim 6112) liegt ein Mergelvorkommen von größerer Ausdehnung. Die Mergel sind hier meist durch Verwitterungsvorgänge in ihren oberen Lagen entkalkt. Da dabei auch die Fossilien aufgelöst wurden, ist eine stratigraphische Einordnung vielfach nicht möglich. Hier wurden 1957 von der Seismos GmbH im Auftrag der Wintershall AG Untersuchungsbohrungen niedergebracht. Eine dieser Bohrungen (r 11 340, h 24 600) hat graugelbe tertiäre

Mergel über roten Sandsteinen der Kreuznacher Schichten erschlossen. Der Bohr-ansatzpunkt liegt 232 m über NN; die Tertiärbasis bei 208 m über NN.

Zur mikropaläontologischen Untersuchung standen Proben aus 10, 18 und 24 m Teufe zur Verfügung. Sie enthielten im einzelnen folgende Faunen:

10 m (Sammlungs-Nr. MWB 10)

Foraminiferen:

Spiroplectammina carinata attenuata (REUSS)
Textularia sp.
Frondicularia sp.
Lagena hexagona (WILLIAMSON)
Lagena hystrix REUSS
Lagena semistriata (WILLIAMSON)
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Lagena tenuis (BORNEMANN)
Nodosaria ewaldi REUSS
Pseudoglandulina sp.
Robulus sp.
Guttulina problema D'ORBIGNY
Pyrulina sp.
Elphidium sp. (2 Arten)
Elphidium? *nonioninoides* (ANDREAE)
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Nodogenerina sp.
Bolivina beyrichi REUSS
Fissurina sp.
Turrilina alsatica ANDREAE
Cancris turgidus CUSHMAN & TODD
Eponides sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Cassidulina oblonga REUSS
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Anomalina weinkauffi (REUSS)
Cibicides sp.
Cibicides aknerianus (D'ORBIGNY)
Planorbulina sp.

Fischschuppen

18 m (Sammlungs-Nr. MWB 11)

Foraminiferen:

Ammodiscus sp.
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Textularia sp.
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Pseudoglandulina sp.
Guttulina sp.
Pyrulina sp.
Elphidium sp.
Elphidium? *nonioninoides* (ANDREAE)
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Bolivina sp.
Bolivina beyrichi REUSS

Fissurina sp.
Turrilina alsatica ANDREAE
Eponides sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Ceratobulimina sp.
Sphaeroidina variabilis REUSS
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Cibicides sp.
Cibicides aknerianus (D'ORBIGNY)

Fischschuppen

24 m (Sammlungs-Nr. MWB 12)

Foraminiferen:

Spiroplectammina carinata intermedia (SPANDEL)
Spiroplectammina carinata attenuata (REUSS)
Quinqueloculina impressa impressa REUSS
Dentalina soluta REUSS
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Lagena tenuis (BORNEMANN)
Nodosaria sp. juv.
Robulus sp.
Guttulina problema D'ORBIGNY
Pyrulina sp.
Elphidium sp.
Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Bolivina sp.
Bolivina beyrichi REUSS
Fissurina sp.
Turrilina alsatica ANDREAE
Eponides sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Cassidulina oblonga REUSS
Sphaeroidina variabilis REUSS
Pullenia quinqueloba (REUSS)
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Anomalina weinkauffi (REUSS)
Cibicides sp.

Die Fauna in den 3 untersuchten Proben ist außerordentlich arten- und individuenreich. Die Probe bei 10 m gehört dem höchsten Rupelton an. Bis zu 24 m, der Tertiärbasis, folgt Oberer Rupelton, der also hier über Oberrotliegendes transgrediert ist.

Auffallend ist das starke Auftreten von Gümbelinen. Diese Gattung, die uns auch von vielen anderen Stellen im Mainzer Becken aus Rupelton- und Schleichsandablagerungen bekannt ist, wird in der Literatur (C. A. WICHER 1954, S. 10, und zitiert in DOEBL 1954, S. 103) als typisch für die Oberkreide angeführt. In jüngere Schichten soll sie durch Umlagerung gelangt sein. Hier in Mandel jedoch stellt allein diese Form etwa ein Drittel der Gesamtfaua. Das massenhafte Vorkommen dieser „kretazischen“ Art ist ein Beweis dafür, daß sie auch noch im Mitteloligozän des Mainzer Beckens lebte. Ebenfalls dafür spricht auch der gleiche Erhaltungszustand, wie ihn die übrigen

Foraminiferen aufweisen. Auch Y. KIESEL (1962, S. 79) hält es für unwahrscheinlich, daß die Gümbelinen aus dem von ihr untersuchten Rupelton (Dobbertin/Mecklenburg) aus Kreideschichten stammen. In diesem Zusammenhang muß auch die Frage gestellt werden, aus welchem Grund die vor allem im Schleichsand (Oberes Mitteloligozän) des Mainzer Beckens vorkommenden Globotruncanen und Globorotalien ebenfalls als aus Kreidesedimenten umlagert gelten sollen (vgl. DOEBL 1954, S. 103). Es ist wohl schlecht möglich, aus dem Auftreten von nur drei Vertretern „kretazischer“ Foraminiferengattungen — alle anderen Kreideformen fehlen im Mainzer

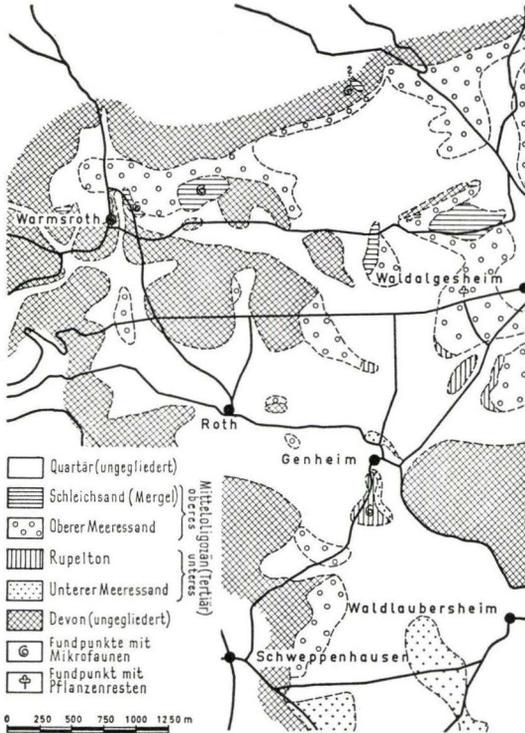


Abb. 2. Vereinfachte geologische Karte des Gebietes zwischen Waldalgesheim, Warmsroth und Schweppenhausen (Blatt Stromberg 6012)

Becken — zu folgern, daß zur Zeit des Mitteloligozäns in der Nähe des Mainzer Beckens Kreide angestanden hat. Dies ist auch nach den heutigen Kenntnissen über die Verbreitung der Kreide unwahrscheinlich (vgl. hierzu W. WAGNER 1953, S. 174, 190).

2. Auf Blatt Stromberg waren bisher nur sehr wenige Fundpunkte tertiärer Versteinerungen bekannt (vgl. V. SONNE 1958, S. 295, 296), die, wenn man von dem Mergelvorkommen bei Genheim absieht, keine eindeutigen Altersbestimmungen zuließen.

Das Vorkommen südwestlich Genheim liegt zwischen 250 und 265 m über NN. Eine Probe dieses Mergels aus etwa 260 m über NN (Blatt Stromberg 6012, r 14 960, h 33 780) (Sammlungs-Nr. MST 1) lieferte erstmals eine reiche Mikrofauna:

Foraminiferen:

Spiroplectammina carinata intermedia (SPANDEL)
Quinqueloculina impressa impressa REUSS
Quinqueloculina impressa subovalis ANDREAE
Dentalina retrorsa REUSS
Dentalina soluta REUSS
Frondicularia sp.
Lagena hystrix REUSS
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Nodosaria sp.
Nodosaria ewaldi REUSS
Robulus sp.
Guttulina problema D'ORBIGNY
Pyrulina sp.
Pyrulina lanceolata (REUSS)
Bolivina sp.
Bolivina beyrichi REUSS
Eponides sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Cassidulina oblonga REUSS
Pullenia quinqueloba (REUSS)
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Anomalina weinkauffi (REUSS)
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Planorbulina sp.

Ostrakoden:

Paracyprideis sp.

Seeigelstacheln

Fischreste

Demnach gehört dieser Mergel eindeutig in den unteren Teil des Oberen Rupeltons.

3. Bei Bohrungen für die Grube Doktor Geier, Waldalgesheim (Blatt Stromberg), wurden folgende Profile erschlossen (Aufnahme H. HENTSCHEL, Bentheim) (V. SONNE 1958, S. 298):

Bohrung Nr. 12 (r 15 010, h 35 220)

- bis 1,10 m hellbrauner bis schmutzig-beigefarbener, verlehmt, toniger Sand
 3,60 m oben mittelbrauner bis graugelber, stark toniger Feinsand mit weißen Knöllchen, kalkig; unten gelber, toniger Sand mit einzelnen Geröllen von Quarz und gelblichem, quarzitischem Sandstein
 7,30 m vorwiegend gelber, schlieriger, sandiger Ton
 9,60 m gelblichgrauer, gefleckter, schwach sandiger Ton
 20,40 m vorwiegend mittelgrauer, z. T. etwas sandiger \pm mergeliger Ton. 13,0 bis 16,4 m hellgraubraun-olivstichig, 19,6—20,4 m mit braunen Ton-Mergel-Knollen
 23,20 m graugrünlich-gelber, z. T. gefleckter, toniger Feinsand, unten kalkig
 26,20 m gelber bis gelblich-graugrüner, mergeliger Feinsand
 28,20 m schmutzig-gelber, schwach mergeliger, grober Sand
 ab 28,20 m Devon

Bohrung Nr. 26 (r 15 240, h 35 040)

- bis 0,20 m Boden
 2,75 m vorwiegend gelber bis beige-gelber, \pm toniger Sand mit einzelnen gröberen Komp. bis 0,4 cm \varnothing
 4,35 m hellgrünlichgrauer, gelbfleckiger, toniger Sand
 11,50 m gelbgrauer bis mittelgrauer, feinsandiger Ton, teils gelbschlierig, unten m. rötlichen Flecken
 13,50 m beige-grauer, sandiger Ton
 16,50 m gelbgrauer, leicht mergeliger, feinsandiger Ton, mit hellbraunen, feinsandigen Ton-Mergel-Knollen
 22,80 m gelbgrauer, \pm leicht grünstichiger, \pm toniger Feinsand, nach unten größer werdend
 27,70 m vorwiegend mittelgrauer, \pm grober Sand mit vereinzelt Kies-Komp. (grauer Quarzit und Quarz) bis 5 cm \varnothing
 28,70 m beigefarbener, leicht rosa-stichiger, grober Sand
 32,40 m rosafarbener, \pm grober Sand
 ab 32,40 m Devon

Bei der Bearbeitung der Proben dieser Kernbohrungen wurde trotz der Kalkarmut der Sedimente ein fossilführender Horizont gefunden, der hauptsächlich zwischen 244 und 249 m über NN liegt.

Die Fauna in der Bohrung Nr. 12 bei 13—14 m unter Flur liegt nur in Steinkern-erhaltung vor (Sammlungs-Nr. MST 6):

Foraminiferen:

- Spiroloculina* sp.
Quinqueloculina sp.
Lagena sp.
Guttulina sp.
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Pullenia quinqueloba (REUSS)

Seeigelplatten und -stacheln

Die Faunen der beiden anderen Proben aus 19,6—20,4 m unter Flur (Bohrung Nr. 12) und aus 13,0—13,5 m unter Flur (Bohrung Nr. 26) sind außerordentlich reich und enthalten folgende Mikroorganismen:

Bohrung Nr. 12 (Sammlungs-Nr. MST 7)

Foraminiferen:

- Textularia* sp.
Quinqueloculina impressa impressa REUSS
Quinqueloculina seminula (LINNÉ)
Dentalina obliquata REUSS
Lagena sp.
Lagena hystrix REUSS
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Lagena tenuis (BORNEMANN)
Nodosaria calomorpha REUSS
Nodosaria consobrina D'ORBIGNY
Nodosaria cf. *dacrydium* REUSS
Nodosaria grandis REUSS

Nodosaria stipitata REUSS
Robulus sp.
Guttulina sp.
Guttulina sororia (REUSS)
Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Fissurina sp.
Uvigerina sp.
Uvigerina tenuistriata REUSS
Eponides kiliani (ANDREAE)
Eponides sp.
Rotalia fallax STEUER
Cassidulina oblonga REUSS
Ceratobulimina contraria (REUSS)
Sphaeroidina variabilis REUSS
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Anomalina weinkauffi (REUSS)
Cibicides sp.
Cibicides aknerianus (D'ORBIGNY)

Ostrakoden (Bruchstücke):

Paracypris sp.

Bryozoen

Gastropodensteinkerne

Lamellibranchiatenreste

Seeigelplatten und -stacheln

Seesternreste

Fischreste

Hystriosphärideen

Bohrung Nr. 26 (Sammlungs-Nr. MST 11)

Foraminiferen:

Ammodiscus sp.
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Dentalina retrorsa REUSS
Lagena hexagona (WILLIAMSON)
Lagena tenuis (BORNEMANN)
Nodosaria sp.
Nodosaria exilis NEUGEBOREN
Nodosaria stipitata REUSS
Guttulina sp.
Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Bolivina sp.
Uvigerina tenuistriata REUSS
Eponides kiliani (ANDREAE)
Eponides sp.
Cassidulina oblonga REUSS
Sphaeroidina variabilis REUSS
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Anomalina weinkauffi (REUSS)
Cibicides sp.
Cibicides aknerianus (D'ORBIGNY)

Gastropodensteinkerne
 Lamellibranchiatenreste
 Pteropodenreste
 Seeigelplatten und -stacheln
 Fischreste
 Hystrichosphärideen

Demnach ist diese Fauna in den höchsten Rupelton zu stellen. Sie zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der Fauna aus der Bohrung Mandel. Allerdings fehlen hier die Gümbe-
 linnen. Dafür treten Uvigerinen stark hervor. Die Schichtenfolge der oben beschriebenen Bohrungen gibt deutlich die starken faziellen Unterschiede wider, wie sie allenthalben in Ufernähe des westlichen Mainzer Beckens anzutreffen sind. Es liegen nämlich die sandig-kiesigen und die tonig-mergeligen Sedimente im Wechsel unmittel-

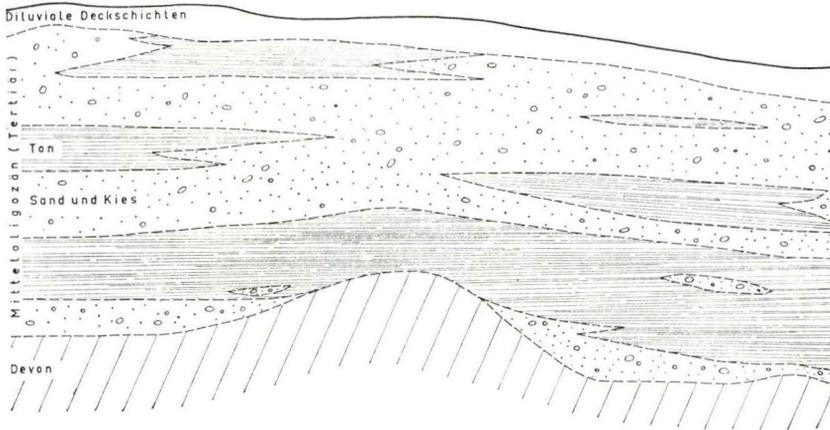


Abb. 3. Fazieswechsel mittelliozäner Sedimente im Küstenraum des westlichen Mainzer Beckens (vereinfacht).

bar neben- oder übereinander (s. Abb. 3). Bei der Ablagerung spielen auch die Küstengestaltung, der Küstenverlauf, die Wind- und Strömungsverhältnisse eine wichtige Rolle. So kam es, daß einerseits unmittelbar am Ufer Mergel, andererseits aber auch Kiese und Sande noch in etwas größerer Uferferne sedimentiert wurden. Diese Verhältnisse sind auch bei den küstennahen Tertiärvorkommen der Blätter Waldböckelheim und Stromberg zu erkennen (s. Abb. 2).

4. Besonders wichtig ist der erste Nachweis von zwei Mergelvorkommen in der Gemarkung Warmroth (Blatt Stromberg). Sie liegen heute zwischen 335 und 350 m über NN (s. Abb. 2).

Im Schlämmrückstand der einzelnen Proben (etwa bei r 13770, h 36430) fanden sich folgende Mikroorganismen (Sammlungs-Nr. MST 23—29):

Foraminiferen:

Quinqueloculina impressa subovalis ANDREAE
Quinqueloculina sp.
Pyrulina lanceolata (REUSS)

Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Nonionella klemmi (STEUER)
Gümbelina globulosa (EHRENBERG)
Bolivina sp.
Bulimina sp.
Entosolenia sp.
Cassidulina sp.
Globigerina sp.

Ostrakoden:

Cytherella gracilis LIENENKLAUS
Cytherelloidea praesulcata (LIENENKLAUS)
Cytheridea pernota OERTLI
Cytheridea sp.
Paracyprideis rarefistulosa (LIENENKLAUS)
Pterygocythereis fimbriata (MÜNSTER)
Loxoconcha favata KUIPER
Loxoconcha sp.

Es handelt sich also um Schleichsand (Oberes Mitteloligozän). Auf Grund der damit erstmalig in diesem Raum nachgewiesenen Schleichsandfauna wird auch die stratigraphische Stellung der sterilen Sande und Kiese im Raum Stromberg sicherer: es sind, wie SONNE bereits 1958 (S. 297) vermutete, küstennahe Ablagerungen des Schleichsandes, oberer Meeressand, mit örtlichen fluviomarinen Einschaltungen.

5. K. GEIB hat bereits 1914 (S. 24, 25) auf pflanzenführenden Schleichsand in der Umgebung von Waldalgesheim aufmerksam gemacht. Westlich Waldalgesheim, nahe dem alten Schacht (Blatt Stromberg 6012, r 15800, h 35300) konnten neuerdings Lesestücke von schwach verfestigten glimmerhaltigen Sandsteinen des Schleichsandes aufgefunden werden, die auf ihren Schichtflächen schlecht erhaltene und unbestimmbare Pflanzenabdrücke enthalten. Pflanzenreste im Schleichsand sind auch von anderen Stellen des Mainzer Beckens bekannt (vgl. LEPSIUS 1883, S. 96—98).

6. Westlich von Weiler (Blatt Bingen 6013) sind an zwei Stellen, zwischen 290 und 295 m über NN, schwach kalkhaltige Mergel in Baugruben freigelegt worden. Sie besitzen eine Mikrofauna, die dem Schleichsand angehört: 295 m über NN (r 18050, h 36480) (Sammlungs-Nr. MB 12)

Foraminiferen:

Quinqueloculina impressa subovalis ANDREAE
Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Sphaeroidina sp. juv.

Ostrakoden:

Cytherelloidea praesulcata (LIENENKLAUS)
Cytheridea? sp.

Cirripedier:

Balanus sp.

290 m über NN (r 18150, h 36480) (Sammlungs-Nr. MB 88)

Foraminiferen:

Elphidium? nonioninoides (ANDREAE)
Bolivina sp.
Eponides kiliani (ANDREAE)

Damit wurde die Fauna, die K. GEIB (1914, S. 25) von einer Baugrube westlich Weiler erwähnt, wieder aufgefunden.

7. Ungefähr 2 km nordwestlich von Waldalgesheim ist im Jagen 3 des Waldalgesheimer Waldes in einem Wasserriß ein weitgehend entkalkter Mergel angeschnitten (Höhenlage etwa 360 m über NN). In seinem Schlämmrückstand fanden sich nur zwei schlecht erhaltene rotaliide Foraminiferen. Deshalb konnte nicht geklärt werden, ob dieser Mergel dem höheren Schleichsand oder dem Cyrenenmergel angehört. Es ist in diesem Zusammenhang interessant, daß etwa 150 m südöstlich dieser Stelle das Kliff des Schleichsandmeeres morphologisch besonders gut ausgebildet ist. Hier stehen — in einer kleinen Kiesgrube gut aufgeschlossen — grobe Küstensedimente an. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus dem an Ort und Stelle aufgearbeiteten Taunusquarzit.

Zusammenfassung

Der erste faunistisch belegte Schleichsandnachweis (Oberes Mitteloligozän) nahe Stromberg ermöglicht im Zusammenhang mit weiteren neuen Fundpunkten des Rupeltons (Unteres Mitteloligozän) die Einstufung von bisher stratigraphisch nicht bestimmbar Tertiärsedimenten.

Die Faunen der einzelnen Fundpunkte wurden zusammengestellt.

Das massenhafte Vorkommen von Gumbelinen (Foraminiferen) im Oberen Rupelton bei Mandel läßt die Anschauung fragwürdig erscheinen, daß Gumbelinen, Globotruncanen und Globorotalien hier aus Kreideschichten stammen und in die mitteloligozänen Sedimente umlagert worden seien. Diese genannten Foraminiferengattungen dürften auch noch im Mitteloligozän des Mainzer Beckens gelebt haben.

Den Firmen Wintershall AG und Mannesmann AG danken wir auch an dieser Stelle für die Genehmigung, die Ergebnisse der Bohrungen bei Mandel bzw. bei Waldalgesheim zu veröffentlichen. Weiterhin gilt unser herzlicher Dank Herrn Dr. DOEBL, Landau, für die von ihm ausgeführten Nachbestimmungen.

Schriftenverzeichnis

- BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im östlichen Hunsrück. — Jb. preuß. geol. L.-A., 51, S. 417—461, Berlin 1930.
- DOEBL, F.: Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Sleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S. 57—111, 10 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1954.
- GEIB, K.: Beiträge zur Geologie von Stromberg und Umgebung. — Z. rhein. prov. Lehrerver. Naturk., 2, Kreuznach 1914.
- GEIB, K. W.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereich des Kartenblattes Waldböckelheim im Nahebergland und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-A., (V), 19, S. 71—119, 2 Abb., 1 Taf., Darmstadt 1938.
- Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI), 1, S. 101—111, 5 Abb., Wiesbaden 1950.
- Manuskriptkte. Bl. Waldböckelheim, Geol. L.-Amt Rhld.-Pf., Mainz.
- KIESEL, Y.: Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbartin (Mecklenburg). Ein Beitrag zur Feinstratigraphie des mitteldeutschen Rupel. — Freib. Forsch. H., C 122, 123 S., 1 Abb., 12 Taf., 3 Tab., Berlin 1962.

- LEPSIUS, R.: Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben. — 181 S., 1 Kte., Darmstadt (Bergsträsser) 1883.
- SONNE, V.: Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim/Rhh.). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, S. 289—315, 9 Abb., Wiesbaden 1958.
- WAGNER, W.: Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 164—194, 2 Tab., Wiesbaden 1953.
- WAGNER, W. & F. MICHELS: Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Bingen-Rüdesheim, 167 S., Darmstadt 1930.
- WICHER, C. A.: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide besonders im Maastricht. — Geol. Jb., 68, S. 1—26, 1 Abb., 5 Tab., Hannover 1954.

Manuskript eingegangen am 14. 3. 1963

Die Bedeutung der „Kinzigtalzone“ als Scharnierbereich zwischen der (Spessart-) Schwelle und dem nördlich vorgelagerten (Hessischen) Becken

Von

HANS MURAWSKI, Köln

Mit 4 Abbildungen und Tafel 21

Kurzfassung: Für den Raum südlich und nördlich der Kinzig, westlich von Gelnhausen, werden fazielle und paläogeographische Vergleiche vor allem der permischen Schichten durchgeführt. Dabei stellt sich heraus, daß sowohl für das Oberrotliegende, als auch für den Zechstein der Raum des heutigen Kinzigtales den Charakter einer ausgesprochenen Faziesscheide besessen hat. Das wird noch dadurch unterstrichen, daß die Paläo-Karst-Bildungen im Zechstein südlich der Kinzig im Bereich nördlich dieses Flusses nicht mehr auftreten, sondern daß dort — ganz im Gegensatz zur Verkarstung — offensichtlich im Zechstein eine fortlaufende Sedimentation stattgefunden hat. Das Gebiet des heutigen Kinzigtales stellte offenbar zu jener Zeit die Scharnierzone zwischen der, südlich von ihr liegenden, (Spessart-) Schwelle und dem nördlich an sie anschließenden (Hessischen) Beckenbereich dar.

Auch die tektonischen Befunde unterstreichen weitgehend diese Vermutung. So gabeln sich von SE heranreichende Brüche in der Nähe dieser Scharnierzone auf, um sich dann weiter beckenwärts zu vereinigen. An mehreren geologischen Profilen wird dieses tektonische Verhalten erläutert. — Die Beobachtung tektonischer Bilder dieser Art kann für die Deutung ähnlich gelagerter großräumiger Strukturen aufschlußreiches Vergleichsmaterial liefern.

Vor 2 Jahren haben wir in dieser Zeitschrift stratigraphische und tektonische Probleme behandelt, die sich am Nordabfall der Mitteldeutschen Schwelle im Raum südlich von Gelnhausen/Kinzig ergeben (H. MURAWSKI, 1961). Es konnten dabei für diesen Teil der Mitteldeutschen Schwelle spezifische Bewegungen erkannt werden, die sich aus der Sedimentationszusammensetzung, der Mächtigkeitsverteilung, der heutigen Höhenlage und den Lagerungsverhältnissen der Deckgebirgsschichten (ab Perm) ablesen lassen. Weitere Geländebegehungen unsererseits und vor allem auch Kartierungsarbeiten, die im Rahmen eines im Herbst 1962 mit Kölner Geologiestudenten durchgeführten Kartierungskursus im Raum nördlich der Kinzig durchgeführt wurden, haben neue Ergebnisse gezeitigt, die nicht nur für den oben erwähnten Problemkreis von Bedeutung sind, sondern auch interessante Hinweise auf das Verhältnis von Mitteldeutscher Schwelle und nördlich vorgelagertem Beckenbereich geben. Aufgabe der folgenden Studie soll es sein, diese neuen Probleme zu umreißen und die Bedeutung der in diesem Rahmen erzielten Ergebnisse für den speziellen Raum und für die Lösung allgemeiner Fragen aufzuzeigen.

Wie wir bereits 1961 betont haben, gestatten Untersuchungen der Zusammensetzung und faziellen Gliederung der Deckgebirgssedimente interessante Einblicke in die paläogeographischen Verhältnisse der einzelnen, durch diese Sedimente repräsentierten, Zeitabschnitte. Das uns vorliegende Material erlaubt wohl eine prinzipielle Abtastung dieser Verhältnisse, doch werden die 1962 begonnenen umfangreichen Kartierungsarbeiten und speziellen Untersuchungen zweier meiner Mitarbeiter nach ihrer Fertigstellung noch eingehendere Betrachtungen möglich machen.

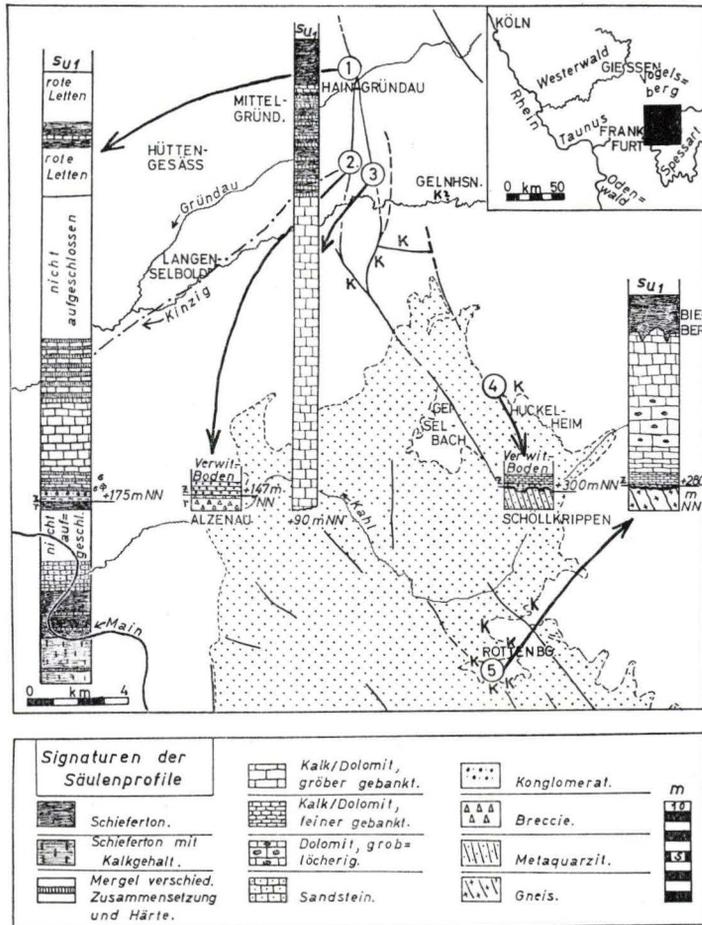


Abb. 1. Übersichtskarte des Spessart-Kinzigal-Raumes.

Punktiert: Grundgebirge. — Strich-punktierte Linie: Grenze zwischen (südlicher) grob- und (nördlicher) feinklastischer Fazies des Oberrotliegendes. — K: Vorkommen von Paläokarst im Zechstein. — r: Rotliegendes, z: Zechstein, su₁: „Bröckelschiefer“ des Unteren Buntsandsteins. — Profilsäulen 1, 2, 4 und 5: Aufschlußprofile. Profilsäule 3: Bohrprofil. Aufnahme des Profils 1: stud. geol. M. SCHMIDT und N. ZYGOJANNIS; Aufschürfung und Aufnahme des Profils 3: stud. geol. P. EVERTS, W. TOLL, B. ARJANG, U. MANZE.

Wir konnten 1959 für den Spessart zeigen, daß die kristallinen Serien dieses Gebirges — varistisch gefaltet und metamorphosiert — offenbar durch recht kräftige Hebungen in spätvaristischer Zeit in erheblichem Maße der Abtragung ausgesetzt wurden. Die an der Nordflanke des Spessarts aufgeschlossenen *Rotliegendensedimente* (Oberrotliegendes) sind ausschließlich von diesem Abtragungsschutt zusammengesetzt. Aus der Verteilung der Geröllkomponenten läßt sich erkennen, daß zu jener Zeit die kata- und mesozonal geprägten Kernzonen des Gebirges bereits angeschnitten waren, und daß, durch die unterschiedliche Verwitterungshärte bedingt, bereits bedeutende Reliefunterschiede entstanden waren. Die heute durch ein bemerkenswertes Relief gekennzeichneten nördlichen Metaquarzitserien des Vorspessarts traten auch zur Oberrotliegendzeit morphologisch kräftig heraus. Rotliegendensedimente finden sich nur nördlich dieser Metaquarzit-Züge. Daher fehlt in den Profilsäulen 4 und 5 der Abb. 1 das Rotliegende vollkommen. Hier transgrediert der Zechstein unmittelbar auf das Grundgebirge. Die einzige Ausnahme von dieser Regel stellt das Geiselbacher Becken dar (vgl. Abb. 1), das als tektonisch früh angelegtes Innenbecken eine „Sedimentfalle“ im Gebirge selbst gewesen ist. Schon frühere Autoren (z. B. H. BÜCKING, 1892; C. WEIDMANN, 1929 usw.) haben darauf hingewiesen, daß die Rotliegendensedimente in der unmittelbaren Nähe der Quarzitzüge als regelrechte Quarzitbreccien ausgebildet sind, während weiter nördlich eine stärkere Mischung der Komponenten und auch ein etwas besserer Abrollungsgrad beobachtet werden können. Damit sind also deutliche Hinweise für Herkunftsgebiet und Transportweg dieser Sedimente gegeben. Andererseits zeigt die horizontale (also zeitgleiche) Faziesverteilung des Oberrotliegenden eine überraschend plötzliche Ablösung der gröberklastischen von der feinerklastischen Fazies im Bereich des heutigen Kinzigtales. In der Abb. 1 ist der ungefähre Verlauf dieser Fazies-Scheide durch eine strich-punktierte Linie angedeutet worden, wobei südlich dieser Linie ein Vorherrschen der gröber- bis grobklastischen, nördlich derselben eine überwiegend feinklastische Sedimentfolge beobachtet werden kann. Die Linie schwingt zwischen Rothenbergen und Lieblos (westlich von Gelnhausen) nach Norden aus dem Kinzigtal heraus. Hier konnte anläßlich des erwähnten Kartierungskursus durch Anlage eines Schurfes unter dem Zechsteinkonglomerat grobklastisches Rotliegendes aufgefunden werden (Profilsäule 2 der Abb. 1)¹⁾. Diese Rotliegenkonglomerate zeigen einen schlechteren Abrollungsgrad als die darüber liegenden Zechsteinkonglomerate. Sie sind rot gefärbt und nur in den obersten 20 cm unterhalb des Zechsteinkonglomerates gebleicht. Nördlich, nordwestlich und westlich dieses Fundpunktes ist das Oberrotliegende in überwiegend pelitischer Ausbildung mit gelegentlichen Einschaltungen von Sandsteinbänken und auch Mergellagen anzutreffen. Diese pelitische Ausbildung des Oberrotliegenden ist z. B. in der Profilsäule 1 der Abb. 1 aus dem Gebiet des Ortes Haingründau gut zu erkennen. Hier konnte durch einen, von Angehörigen unseres Kartierungskursus ausgeführten Schurf in der untersten Sohle des Kalkbruches von Haingründau gezeigt werden, daß an dieser Stelle sogar das Zechsteinkonglomerat mit aufgearbeitetem und gebleichtem Rotliegend-Schieferton-Material einsetzt.

¹⁾ Auf ähnliche Verhältnisse für den Raum von Lieblos hatten schon A. v. REINACH (1899) und H. BÜCKING (1892) hingewiesen.

H. BÜCKING (1892) hatte sich bereits mit der Frage des schnellen Fazieswechsels des Oberrotliegenden im Bereich der Kinzig befaßt. Den zunächst in Erwägung gezogenen Gedanken einer längs des Kinzigtales verlaufenden Verwerfung hat er jedoch mangels Nachweis fallen lassen. Auch die von C. WEIDMANN (1929) und K. LEUCHS (1931) erwähnte Antiklinale von Lieblos-Kleiner Sand kann hier für die Deutung nicht herangezogen werden. Es handelt sich ohne Zweifel um ein primär anläßlich des Sedimentationsvorganges angelegtes Erscheinungsbild.

Charakteristisch ist neben dem generellen Wechsel von grob- zu feinklastischer Fazies eine wesentlich bessere Sortierung („Entmischung“) im Profilbild der Bereiche nördlich der strich-punktierten Linie. Während südlich der Kinzig eine generelle schichtmäßige Trennung von grob- und feinklastischem Material oder eine gute Schichtung höchst selten beobachtet werden kann, läßt sich nördlich der Kinzig in mehreren Aufschlüssen gute schichtmäßige Sortierung antreffen. Von mehreren von uns feinstratigraphisch aufgenommenen Profilen soll als Beispiel das Profil vom Bahnhofseinschnitt von Mittelgründau angeführt werden. Dieses Profil wurde von den beiden Kölner Geologiestudenten K. U. PIERINI und E. STOLTIDIS aufgenommen. Wegen der für diesen Einschnitt günstigen Schräglagerung der Schichten war es möglich, ein Profil von 22,50 m Vertikalsäule zu erfassen. Die genaue Lage dieses Abschnittes im Oberrotliegend-Profil soll hier nicht behandelt werden. Das bleibt den erwähnten Spezialarbeiten überlassen. Der Schichtenverband dürfte jedoch in die obere Hälfte des Oberrotliegenden gehören. Das Profil gliedert sich von unten nach oben in folgende Schichten auf.

- 41 cm: braune Kalkmergel mit olivfarbigen Zwischenlagen; leicht sandig, glimmerreich, plattig abgesondert.
- 85 cm: braune Schiefertone, wenig sandig, kalkhaltig, wenig Glimmer; bröckeliger Zerfall.
- 15 cm: rosafarbener sandiger Kalkmergel; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.
- 28 cm: rosafarbener sandiger Mergelkalk; Glimmer vorhanden; bankige Absonderung.
- 153 cm: braune feinsandige Schiefertone, kalkhaltig; mit großen hellgrünen Entfärbungshöfen; Glimmer vorhanden; bröckeliger bis blättriger Zerfall.
- 22 cm: blaßrosa-farbener mergeliger Kalk mit handgroßen olivfarbenen Entfärbungshöfen; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.
- 52 cm: rotbraune sandige Schiefertone, kalkhaltig; Glimmer vorhanden; bröckeliger Zerfall.
- 27 cm: graugrüner kalkiger Mergel; enthält viele kleine Glimmerschüppchen; bankige bis plattige Absonderung.
- 65 cm: rotbraune Tonschiefer; Glimmer vorhanden; schülfrig-blättrig zerfallend.
- 28 cm: graurote unreine Kalke; glimmerreich; hier finden sich Lebensspuren.
- 42 cm: rotbraune sandige Schiefertone; Glimmer vorhanden; schülfrig zerfallend.
- 17 cm: hellbrauner sandiger Kalkmergel; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.
- 40 cm: rotbraune sandige Schiefertone, kalkhaltig; Glimmer vorhanden; bröckelig zerfallend.
- (15—23 cm): grauer Kalk; bankige Absonderung; Mächtigkeit schwankt.
- 55 cm: rotbraune Schiefertone, sandig und kalkig; glimmerreich.
- 15 cm: hellbraune bis graugelbe Kalkmergelschiefer; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.
- 55 cm: hellbraune Schiefertone mit gelbgrünen Entfärbungsflächen, stark sandig und kalkig; Glimmer vorhanden.
- 11 cm: hellbraune (teilweise graue) Kalkmergelschiefer, sandig; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.

- 48 cm: braunrote Schiefertone, sandig und kalkig; Glimmer vorhanden; bröckeliger Zerfall.
- 43 cm: braune Kalkmergelschiefer mit grauen und olivgrünen Zwischenlagen; Glimmer vorhanden; plattige Absonderung.
- 36 cm: rotbraune Schiefertone, kalkig; Glimmer vorhanden; bröckeliger Zerfall.
- 17 cm: braune Tonschiefer, sandig und kalkig; glimmerreich; plattige Absonderung.
- 47 cm: dunkel-braunrote Schiefertone; Glimmer vorhanden; bröckelig zerfallend.
- 6 cm: gelb-grüngraue Kalkmergel; gut geschichtet.
- 40 cm: rotbraune Schiefertone, leicht sandig; Glimmer vorhanden.
- 16 cm: braunrote Schiefertone mit kleinen Kalkknollen, leicht sandig; plattige Absonderung.
- 86 cm: braune Schiefertone mit gelblich-grünen Entfärbungshöfen, kalkig und sandig; glimmerreich.
- 34 cm: dunkelbraune Schiefertone; Glimmer vorhanden; deutliche feine Schrägschichtung.
- 25 cm: braunrote Schiefertone, leicht sandig; Glimmer vorhanden.
- 16 cm: hell-graugelber Ton-haltiger Sandstein; feinkörnig; auf den Schichtflächen grau und mit großen Glimmerplättchen belegt.
- 220 cm: bräunlich-rosafarbene feinkörnige Sandsteine mit starker Schrägschichtung.
- 79 cm: fleischfarbener Sandschiefer, feinkörnig, Ton-haltig; sehr glimmerreich; starke Schrägschichtung.
- 11 cm: graue feinkörnige Sandsteine mit schwarzen (Mangan-) Flecken.
- 11 cm: dunkelbraune Sandschiefer, feinkörnig, Ton-haltig; sehr glimmerreich; starke Schrägschichtung.
- 87 cm: rotbraune Schiefertone mit graugrünen Entfärbungshöfen, starker feinschuppiger Glimmerbelag auf den Schichtflächen; feinschichtig.
- 84 cm: braunrote Schiefertone, sandig; glimmerhaltig; zerfallen mit muscheligen Bruch.
- 4 cm: olivgrüner Kalkmergel mit dünner Tonlage; Glimmer vorhanden.
- 127 cm: braunrote sandige Schiefertone; stark glimmerhaltig; nicht sehr fest; zerfallen mit muscheligen Bruch.
- 14 cm: grau-gelbgrüne bis braunrote Kalkmergel; sehr feinschuppiger Glimmerbelag.
- 74 cm: braunrote Tonschiefer mit gelblich grauen Zwischenlagen; Glimmer vorhanden; bröckelig zerfallend.
- 4 cm: grünlich-graue Kalkmergel; wenig Glimmer.
- 25 cm: braunrote Schiefertone mit graugrünen Entfärbungshöfen, sandig; glimmerhaltig.
- 14 cm: bunte (grau-braune) kalkige Mergelschiefer; glimmerreich; sehr feinschichtig.
- 102 cm: gelblich-braune Schiefertone, leicht sandig; wenig Glimmer; blättrig zerfallend.
- 69 cm: braunrote Schiefertone, kalkhaltig; wenig Glimmer; sehr feinschichtig.
- 59 cm: hellgraue bis blaßrote Kalkmergel, grobbankig; darin eine etwa 1 cm mächtige Schiefertone mit starkem Glimmerbelag und Lebensspuren (Fährten handartiger Extremitäten).
- 77 cm: braune Schiefertone, sandig; glimmerreich; plattige Absonderung.

Während hier also eine ausgezeichnete Schichtengliederung vorhanden ist, läßt sich an keiner Stelle südlich der Kinzig in irgendeinem Profil auch nur annähernd eine solche Sortierungsgüte nachweisen. Damit trennt die oben erwähnte (strichpunktierte) Grenzlinie im Kinzigtal (Abb. 1) nicht nur Gebiete mit zeitgleichen Sedimenten verschiedener Korngrößen, sondern auch solche der verschiedensten Sortierungsgüte. Da die erwähnten Eigenschaften dieser Sedimente zugleich auch Aussagen über den jeweiligen Sedimentationstyp beinhalten, kann man — vergrößernd — das Gebiet südlich der von uns angegebenen Grenzlinie als Randfazies-, dasjenige nördlich der Grenzlinie dagegen als Beckenfazies-Raum für das Oberrotliegende betrachten.

Beinahe noch aufschlußreicher als die regionale Aufgliederung des Rotliegenden ist die Betrachtung der Faziesausbildung und anderer regionaler Erscheinungen der Zechsteinsedimente. Diese Ablagerungen greifen weit in den Spessart hinein, womit sich eine Senkungstendenz dieser Schwellenzone für diesen Teil des Zechsteins andeutet (Einzelheiten vgl. H. MURAWSKI, 1961). H. L. F. MEYER (1913a) sprach daher von einem marinen „Archipel“ im Bereich des Spessarts. C. WEIDMANN (1929) wies auf das „Einfingern“ des Zechsteinmeeres in ein präexistentes Relief hin. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die Zechsteinsedimente hier verschiedentlich erhebliche Mächtigkeitsunterschiede aufweisen. Auch ist leicht verständlich, daß sich die Zusammensetzung des Zechsteinkonglomerates im Spessart selber — wo es fast ausschließlich aus z. T. sehr schlecht aufgearbeitetem Grundgebirgsmaterial besteht — von derjenigen des nördlichen Spessartabfalls stark unterscheidet. Die Säulendarstellungen 4 und 5 der Abb. 1 zeigen in einem Beispiel von Rottenberg/Spessart (5) an der Basis des Zechsteins schwach aufgearbeitetes gebleichtes Gneismaterial von geringer Mächtigkeit. Es stammt aus der unmittelbaren Umgebung, denn der Zechstein transgrediert hier über Gneisen. Das andere Beispiel, aus der Umgebung von Huckelheim (4), zeigt über steil gestellten Metaquarziten mit unregelmäßiger Oberfläche ein Basissediment des Zechsteins, das nur gelegentlich konglomeratisch bzw. brecciös ausgebildet ist. Vielfach sind die Taschen in der Grundgebirgsoberfläche nur mit einem dunklen feinkörnigen Gesteinsmull gefüllt, der auch sandig-dolomitisch werden kann. Unmittelbar darüber lagern dunkle feingeschichtete pelitische und bituminöse dolomitische Kalke, die, ausweislich der Malachit- und Kupferlasuranflüge, auch den Kupferschiefer einschließen. Ähnliche Sedimente finden sich auch in dem Profil von Rottenberg (5). Es läßt sich wohl aus der schwachen Entwicklung des Basiskonglomerates und dem weit verbreiteten Auftreten der basalen Stillwasser-Sedimente schließen, daß das Zechsteinmeer eine ruhige Ingression in den Schwellenbereich durchführte. In diese Feststellung sind jedoch zugleich Zweifel über die zeitliche Beziehbarkeit der im Spessart vorhandenen Zechsteinschichten zu denen des nördlichen Vorlandes eingeschlossen. Grundsätzlich könnte hier auch eine zeitschräge Faziesverschiebung eingetreten sein [vgl. hierzu auch einige Bemerkungen bei H. L. F. MEYER, 1915 (ab S. 118) und bei C. WEIDMANN, 1929]. Untersuchungen bezüglich dieser Fragestellung sind bereits in Angriff genommen worden. — Im Gegensatz zu den bisher geschilderten Verhältnissen ist das Zechsteinkonglomerat an der Spessartnordflanke (vgl. H. MURAWSKI, 1961) und nördlich der Kinzig (vgl. Profilsäulen 1 und 2 der Abb. 1) als helles sandig-konglomeratisches Gestein ausgebildet, dessen Komponenten gut abgerollt sind. Petrographisch unterscheiden sich seine Komponenten zumeist deutlich von denen des Rotliegenden, jedoch soll auf diese Frage nicht näher eingegangen werden, weil sie im einzelnen noch Grundlage von im Gange befindlichen Untersuchungen ist. Dagegen zeigt der Vergleich der Zechsteinsedimente des Spessarts und seiner Nordflanke mit dem Bereich nördlich der Kinzig auch hier, wie bei den Rotliegendensedimenten, deutliche Faziesunterschiede an. Das gilt für die Mächtigkeitsverhältnisse, vor allem aber für Zusammensetzung, Fossilführung und — namentlich im oberen Teil des Profils — Sortierung des Materials („Entmischung“). Schon der Vergleich der Profilsäulen der Abb. 1 läßt solche Unterschiede klar erkennen. Die Gesteine an der Nordflanke des Spessarts und im Spessart selber sind im allgemeinen

größer gebankt und vor allem wesentlich dolomitischer ausgebildet als diejenigen nördlich der Kinzig. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist südlich der Kinzig viel schlechter als nördlich derselben. Auch scheinen zwischen beiden Gebieten deutliche biofazielle Unterschiede aufzutreten, was nach Kenntnis der paläogeographischen Situation nicht verwunderlich ist. So ist mir aus dem Spessart und dessen Nordflanke (mit Ausnahme des Fundes eines einzigen *Productus horridus* bei Hailer, H. BÜCKING, 1892) kein Fund von Productiden bekannt, während diese bei Haingründau, vor allem auch bei Büdingen, häufiger auftreten. — Viele Dolomite sind im Spessart, vor allem aber auch im Bereich der drei Zeugenberge von Hailer-Meerholz, teilweise oder vollkommen zu Dolomitasche verwittert, eine Erscheinung, die wir in den Dolomit-ärmeren und Kalk- oder Mergel-reicheren Zechsteingebieten nördlich der Kinzig naturgemäß fast garnicht beobachten können. Die Grenze zwischen dem Dolomit-reicheren und dem Dolomit-ärmeren Gebiet liegt offenbar wiederum etwa im Bereich der strich-punktierter Linie der Abb. 1. Auch hier ist sogar das Übertreten dieser Linie nach Norden zwischen Rothenbergen und Lieblos zu beobachten, denn in Gräben, die für die Wasser- und Abwasserleitungen in der Umgebung des Friedhofes am Westende von Roth ausgehoben worden waren, konnte man weißlich-graue Dolomitaschen auffinden. Auch waren bei Straßenbauarbeiten an der Hauptstraße im Ostteil von Gelnhausen 1962 solche Dolomitaschen aufgeschlossen. H. BÜCKING (1891) erwähnt ebenfalls das Vorkommen von Dolomitaschen aus den verschiedensten künstlichen Aufschlüssen in Gelnhausen.

Die interessantesten Unterschiede zwischen Nord und Süd ergeben sich jedoch bei Betrachtung der obersten Teile des Zechsteinprofils. Im Spessart (Profilsäule 5 der Abb. 1) und in seiner Nordflanke läßt sich an vielen Stellen eine prätriadische Verkarstung des Zechsteins erkennen, die sich vor allem durch kräftige Schlottenbildungen anzeigt (vgl. H. MURAWSKI, 1961). Punkte, an denen heutzutage sichere Zeugen der prätriadischen Verkarstung beobachtbar sind, wurden auf Abb. 1 mit „K“ bezeichnet. Dabei können solche Karsttaschen („Geologische Orgeln“) mehrere Dezimeter bis mehrere Meter Tiefe besitzen. Charakteristische Bilder dieser Art sind in Fig. 1 und 2 der Tafel 21 wiedergegeben. Sie sind in der Umgebung von Rottenberg/Spessart aufgenommen worden und zeigen einen Vertikalschnitt (Fig. 1) und zum anderen einen Blick auf die durch den Abbau freigelegte Karstoberfläche (Fig. 2). Besonders tiefe Verschlottung zeigen die Ziegeleigruben von Hailer und Meerholz. Wir haben 1961 darauf hingewiesen, daß die Gewinnung besonders guten Ziegeleites an die Zechsteinletten dieser Schlotten gebunden ist, und daß das Auftreten von Mangankonkretionen und Manganton in diesen Schlotten ebenfalls auf die Zersetzungs Vorgänge bei den primär recht Mangan-reichen Zechsteindolomiten hinweist. Die genannten Schlotten enthalten somit also die Rückstände der Karstverwitterung. Als erster hat wohl H. UDLUFT (1923) einen ähnlichen prätriadischen Verwitterungsverlauf für dieses Gebiet vermutet. Die Mächtigkeit dieser Residualsedimente schwankt mit der Intensität der Verkarstung. Dieses Schichtenglied wird dann von den „Bröckelschiefern“ des Unteren Buntsandsteins überlagert. Eine gänzlich andere Ausbildung zeigen die oberen Abschnitte der Zechsteinprofile etwa von Roth (Profilsäule 3 der Abb. 1) oder Haingründau (Profilsäule 1 der Abb. 1). Hier ist von einer Verkarstung nichts zu erkennen. Der obere Teil des Profils zeigt lebhaft Schich-

ten-Wechselagerung von Mergeln, Mergelkalken, Tonmergeln und Schiefertönen. In den höchsten Abschnitten treten sogar splittrig brechende helle, z. T. oolithische, öfter fossilführende Kalkbänke auf, die in rote Schiefertöne eingelagert sind. Auch dieses Profil wird von den „Bröckelschiefern“ (su_1) überlagert. Das gesamte Profil ist bis zu den oberen hellen Kalken mehr oder weniger gut fossilführend und damit — nachgewiesenermaßen — marin. Man hat den Eindruck, daß hier eine mehr oder weniger ständige, jedenfalls niemals für lange Zeit unterbrochene Sedimentation stattgefunden hat. Das steht also vollkommen im Gegensatz zu den Beobachtungen südlich der Kinzig. Im letzteren Gebiet wird nach einiger Sedimentationszeit die Ablagerung unterbrochen, das Gebiet hebt sich über den Meeresspiegel hinaus, und es setzt eine intensive Verkarstung ein. Dabei bleiben, ähnlich wie bei den terra-rossa-Bildungen in Istrien und im Hochkarst, verwitterungsunempfindliche Residualien (Pelite) zurück, die nun, ebenfalls ähnlich den Verhältnissen in Istrien und dem Hochkarst, in die Karstschlotten und Dolinen eingeschwemmt werden. Eine solche abrupte Sedimentationsunterbrechung und Abtragung zeigt das Gebiet nördlich der Kinzig nicht. Es hat zudem viel Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die hangenden roten Schiefertöne unterhalb des su_1 dieses Bereiches viel pelitisches Material enthalten, das von der (Spessart-)Schwelle in den Beckenbereich eingeschwemmt worden ist. Es handelt sich hier möglicherweise um dieselben Verkarstungsrestbestände, die im Schwellenbereich Schlotten und Dolinen füllen, nur sind sie hier in den marinen Beckenbereich eingeschwemmt worden und damit ortsfremd. Man kann also wohl auch bei der Betrachtung der Zechsteinsedimente eine generelle Faziesseiche im Gebiet des heutigen Kinzigtales erkennen. Sie trennt eine südlich gelegene Randfazieszone, die sogar lange Zeit zu einer Zone terrestrer Verkarstung wird, von einem nördlich davon gelegenen Beckenfazies-Raum, der eine mehr oder minder fortlaufende Sedimentation aufweist.

Von besonderem Interesse wäre auch die Weiterverfolgung dieser Entwicklung im Buntsandstein. Wir haben 1961 bereits darauf hingewiesen, daß sich die (Spessart-)Schwelle auch hier durch eine Faziesdifferenzierung bemerkbar macht. Da jedoch über die Feinstratigraphie und den Aufbau des Unteren Buntsandsteins Untersuchungen von seiten des Geologischen Institutes der Universität Frankfurt/Main begonnen worden sind, haben wir keine weitere Forschung in dieser Richtung betrieben. Es scheint mir aber, als ob dem Auftreten von Kalkbänken im Verband des su_1 im Raum nördlich der Kinzig keine völlig adäquaten Bildungen südlich der Kinzig gegenüberstehen. Hier sind wohl stattdessen eher unregelmäßig geschichtete Kalkmergel-, sowie knollige und auch sandige Mergelbänkchen eingeschaltet. Die Frankfurter Arbeiten werden wohl auch für diese Fragestellung aufschlußreiche Einblicke bieten können.

Wenn sich im Raum des heutigen Kinzigtales immer wieder seit dem Rotliegenden eine generelle Faziesseiche ausbilden konnte, dann schließt dieser mehrfache Beweis Zufälligkeiten völlig aus. Offenbar handelt es sich hier um eine Scharnierzone zwischen der eigentlichen Schwelle und dem Beckenbereich. Es blieb jeweils dabei ganz gleichgültig, ob die Höhendifferenz zwischen Schwelle und Becken groß war oder sich verringerte; die Lage der Scharnierzone veränderte sich offenbar wenig. Wie sich die Verhältnisse im Unterrotliegenden verhalten haben, ist nicht so klar zu erkennen. Unterrotliegendes scheint südlich der Kinzig nicht vorhanden zu sein, während es weiter nördlich nachgewiesen worden ist.

Wenn es sich tatsächlich um eine Scharnier-ähnliche Zone zwischen dem eigentlichen Becken- und dem Beckenrandbereich handeln sollte, wie es sich aus den obigen paläogeographisch-faziellen Darlegungen vermuten läßt, dürfte eine solche markante Zone nicht ohne Einfluß auf das tektonische Bild geblieben sein. Eine Kontrolle in dieser Hinsicht gestatten die Ergebnisse zweier, jeweils mehrwöchentlicher, Kartierungskurse, die ich 1960 und 1962 mit Kölner Geologiestudenten in diesem Raum unternommen habe. Dabei wurde gerade auch der Bruchtektonik ein besonderes Augenmerk gewidmet. Schon 1961 konnte gezeigt werden, daß die 3 Zeugenberge südwestlich von Gelnhausen von tektonischen Brüchen umrahmt und voneinander getrennt werden. Die vertikalen Versetzungsbeträge an den einzelnen Verwerfungen sind relativ gering (20—50 m) und trotzdem beherrscht diese Tektonik das geologische wie das morphologische Bild in entscheidender Weise (vgl. Abb. 1 und 2). Eine, das Geiselbacher Becken im Spessart nach Osten abgrenzende Störung, streicht durch die nördliche Spessartflanke, gabelt sich im Bereich der drei Zeugenberge und schließt sich, jenseits der Kinzig fortlaufend, unmittelbar südlich von Haingründau wieder zusammen. Dabei tritt neben der SE-NW-Richtung ein deutliches Nord-Süd-Element in das tektonische Bild ein, das auch im Spessart selber, am Spessart-Westrand und weiter westlich im Gersprenz- und Oberrheingrabengebiet wieder in Erscheinung tritt. Parallel zu diesem Bruchbündel verläuft weiter östlich eine weitere Verwerfung im Spessart-Nordabhang, deren Verlauf jenseits der Kinzig nicht mehr genau verfolgbar ist. Hier sind erst nach feinstratigraphischer Unterteilung des Buntsandsteins weitere Aussagen möglich. Über den weiteren Verlauf der wiedervereinigten Bruchzone über Haingründau nach Norden hinaus kann im Augenblick nur für wenige km etwas ausgesagt werden, da unsere Kartierungen noch nicht über den Reffenkopf nach Norden weiter ausgedehnt worden sind. Es besteht jedoch eine gewisse Möglichkeit, daß das kleine Basaltvorkommen vom „Wilden Stein“ am Dohlberg, südlich von Büdingen, ebenfalls dieser Bruchzone aufsitzt. Ehe nicht unsere Kartierungsarbeiten bis nach Büdingen fortgeführt worden sind, muß allerdings diese Feststellung lediglich als eine Vermutung gewertet werden. Daß es sich beim „Wilden Stein“ wohl tatsächlich um einen örtlichen Eruptionspunkt und nicht um einen unbedeutenden Rest einer ehemals größeren Basaltdecke handelt, deuten schon die starke Durchspickung mit mehr oder weniger großen (und gefritteten) Nebengesteinseinschlüssen und auch die allgemeine Stellung der Basaltsäulen an. — In Abb. 2 ist eine abgedeckte Karte der erwähnten großen Gabelungszone dieser Verwerfung wiedergegeben. Nach den vorausgegangenen Erörterungen über Paläogeographie und Fazies dieses Raumes und der Feststellung der Bedeutung der Kinzigtalzone für diese Fragen, erscheint die Aufgabelung eines von SE herankommenden größeren Bruches mit Annäherung an diese Kinzigtalzone und das spätere Zusammenlaufen dieser Gabelbrüche nach Verlassen dieser Zone im Beckenbereich besonders bemerkenswert. Kaum eine andere Erscheinung könnte die Bedeutung der Kinzigtalzone stärker charakterisieren als dieses Bild. Um das Verhalten der Brüche noch näher kennenzulernen, wurden in Abb. 3 sechs Ost-West- und in Abb. 4 vier Süd-Nord-Profile für den Bereich dieser Gabelungszone gezeichnet. Es muß hier betont werden, daß alle Profile eine 5-fache Überhöhung besitzen. Diese unschöne, zu Verzerrungen neigende Darstellungsmethode, mußte zu Gunsten der guten Erkennbarkeit der uns interessierenden Ver-

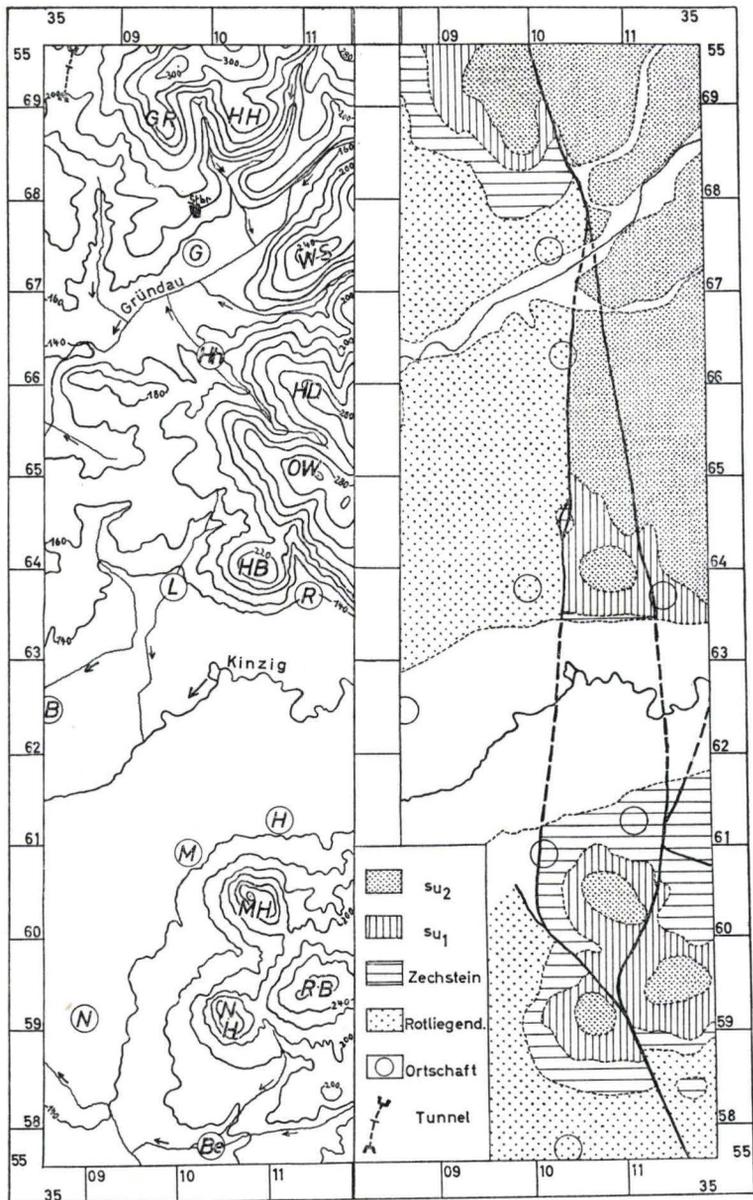


Abb. 2. Abgedeckte geologische Karte des Gebietes zwischen Bernbach und Haingründau. Zur besseren Orientierung wurden die größeren Fluß- und Bachtäler nicht abgedeckt.

Ortschaften (Buchstaben in Kreisen): B...Rothenbergen, Be...Bernbach, G...Haingründau, H...Hailer, Hh...Hühnerhof, L...Lieblos, M...Meerholz, N...Niedermittlau, R...Roth. Berge: GR...Großer Reffenkopf, HB...Herzberg, HD...Hardt, HH...Hohe Hart, MH...Meerholzer Heiligenkopf, NH...Niedermittlauer Heiligenkopf, OW...Oberwald, RB...Rauenberg, WS...Wetzstein.

setzungs- und Verbiegungsbeträge notgedrungen gewählt werden. Das Profil 6 der Abb. 3 zeigt uns die tektonischen Verhältnisse südlich der Gabelung, wobei an der erwähnten Verwerfung die westliche (Niedermittläurer Heiligenkopf) gegenüber der östlichen Scholle um etwa 50 m abgesunken ist. Mit den Profilen 5 und 4 erreichen wir dann die Gabelungszone, wobei sich nun eine Zwischenscholle mit ganz spezi-

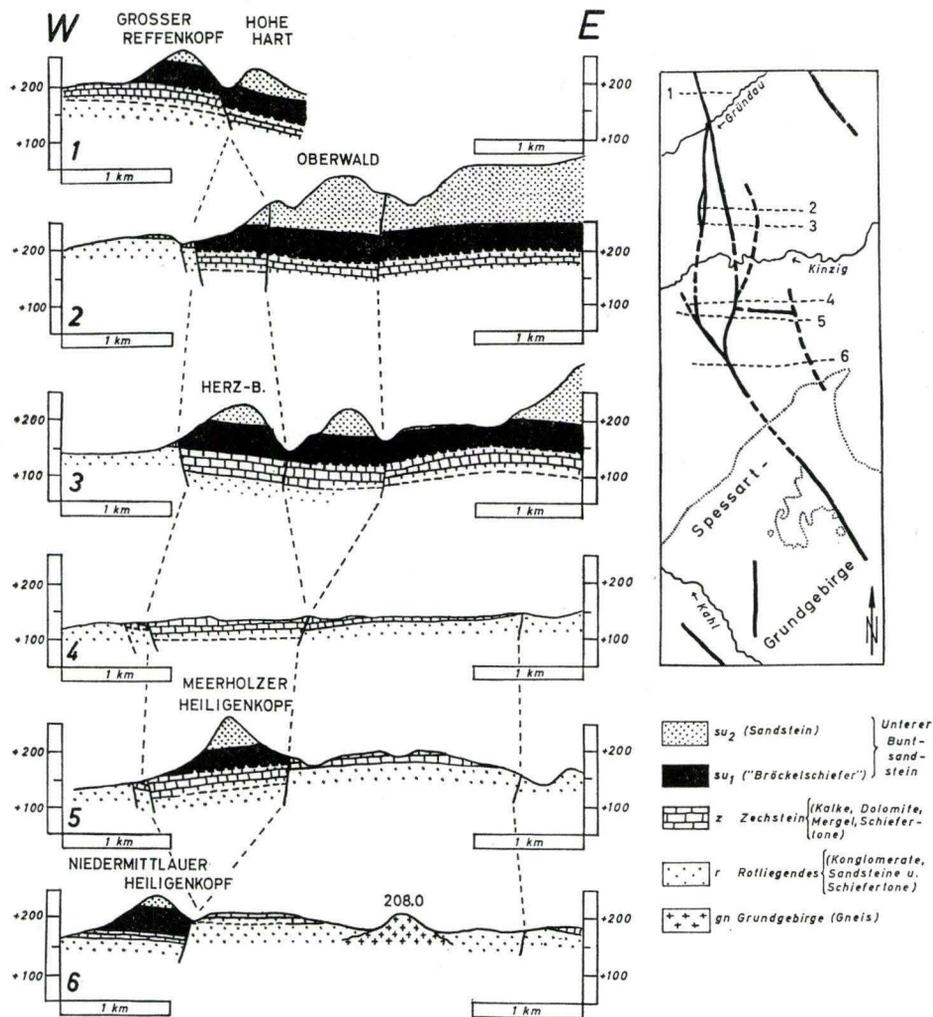


Abb. 3. Geologische Ost-Westprofile. — Die Profile wurden 5-fach überhöht!

fischen tektonischen Formen zwischen die Ost- und die Westscholle einschleibt. Es handelt sich hier, wie auch schon auf dem Kartenbild der Abb. 2 erkennbar, um einen regelrechten tektonischen Graben, der nördlich der Kinzig, allerdings noch einmal tektonisch aufgeteilt, weiterläuft (Profil 3 und 2 der Abb. 3). Das Profil 1 der Abb. 3 könnte im Vergleich zum erstgenannten Profil 6 zu der Anschauung veranlassen, daß

hier eine Umkehr des Verwerfungssinnes stattgefunden habe, indem bei Profil 1 der östliche, im Profil 6 der westliche Flügel der Verwerfung abgesunken ist. Leider konnte die östliche Oberwald-Verwerfung nicht weiter nach Norden weiterverfolgt werden, da eine feinstratigraphische Gliederung des Buntsandsteins noch aussteht. Daher konnte das Profil 1 nicht nach Osten weiter ergänzt werden. Offenbar stellt aber die Aufgabelung der Verwerfung mit der damit verbundenen Aufteilung in einzelne Bruchstaffeln und den spezifischen Kippungen innerhalb dieser Staffeln eine Fortführung der außerhalb der Gabelungszone konkreten Bruchtektonik mit etwas anderen Mitteln dar. Offensichtlich beruhigt sich diese Aufgabelungstendenz außerhalb der Kinzigtalzone wieder. Leider verfügen wir im Augenblick für das Gebiet weiter nördlich noch nicht über genügende eigene Kartierungsergebnisse. Auch gibt die, von A. v. REINACH (1892—1896) aufgenommene geologische Karte 1:25000 (Bl. Hüttengesäß; 1899) auch nicht in befriedigender Weise Auskunft über die Bruchtektonik im Raum südlich von Büdingen. Daher muß vorläufig die Frage nach der Gestaltung der nördlichen Fortsetzung des besprochenen Bruchbündels offen bleiben.

Wenn wir weiter oben davon gesprochen haben, daß durch die Aufgabelung der konkreten Verwerfungszone in eine Anzahl von Bruchstaffeln eine besondere Art des Ausgleichs der tektonischen Spannungen durch Verteilung der Spannungsauslösung auf mehrere Bahnen erzeugt worden sei, so gibt uns die Abb. 4 einige reelle Werte für diese Anschauung. Hier werden 4 Nord-Süd-Profile so gelegt, daß Profil 1 die westliche, die Profile 3 und 4 die östliche und Profil 2 die mittlere Scholle erfassen. Vergleicht man diese Profile, so ist zu erkennen, daß die Schichten des südlichen Teils des Profiles 4, zudem unterstützt durch eine Bruchstaffel im Gebiet des Hohen Weislers, wesentlich stärkere Neigungswinkel nach Norden aufweisen, als die des Profiles 1. Das Profil 3 nimmt eine Zwischenstellung dazu ein. Man könnte — vergrößernd — sagen, daß der, durch den Nordabfall der (Spessart-)Schwelle bedingte „Durchhang“ der Schichten in den östlichen Schollen auf kürzerem Raum erfolgt, als in den westlichen¹⁾. Dieser unterschiedliche Grad des tektonischen „Durchhanges“ wird in einer zwischengeschalteten Grenzzone durch Aufreißen verschiedener Gabelbrüche und Versenkung der eingegabelten Zwischenscholle (Profil 2 der Abb. 4) ausgeglichen. Erst mit weiterer Entfernung vom Spessart-Nordabhang gleichen sich nördlich der Kinzigtal-Scharnierzone die tektonischen Spannungsverhältnisse weitgehend aus, und es kommt daher zur Vereinigung und zum Ausklingen der Gabelbrüche. Es sei hier noch erwähnt, daß auch weiter nach Osten, über das Profil 4 der Abb. 4 hinaus, der starke Nordabfall des (Spessart-)Schwellennordhanges bestehen bleibt. In Bieber tritt das Grundgebirge des Spessarts noch einmal zu Tage, diskordant von Zechsteinschichten überlagert. Diese Diskordanz liegt in Bieber bei einer Höhe von etwa +230 m NN. Die Oberfläche des Grundgebirges sinkt dann aber offenbar recht schnell nach Norden hin ab. Schon 9 km weiter nördlich, bei Wirtheim/Kinzig, liegt dann das Kristallin tiefer als —150 m NN, denn nach F. NÖRING (1951) ist hier das Rotliegende (das ja bei Bieber fehlt!) durch eine Bohrung in 283 m Teufe erfaßt worden.

Wenn hier versucht wurde, für einen relativ kleinen Bereich (etwa 70 km²) an der Grenze einer mobilen Schwellen- und Beckenregion spezielle Aussagen über Konstanz

¹⁾ Vgl. dazu den jeweiligen Abstand des Kinzigtales vom nördlichsten „Quarzitzug“ des Spessarts (= QZ am Südtail der Profile der Abb. 4).

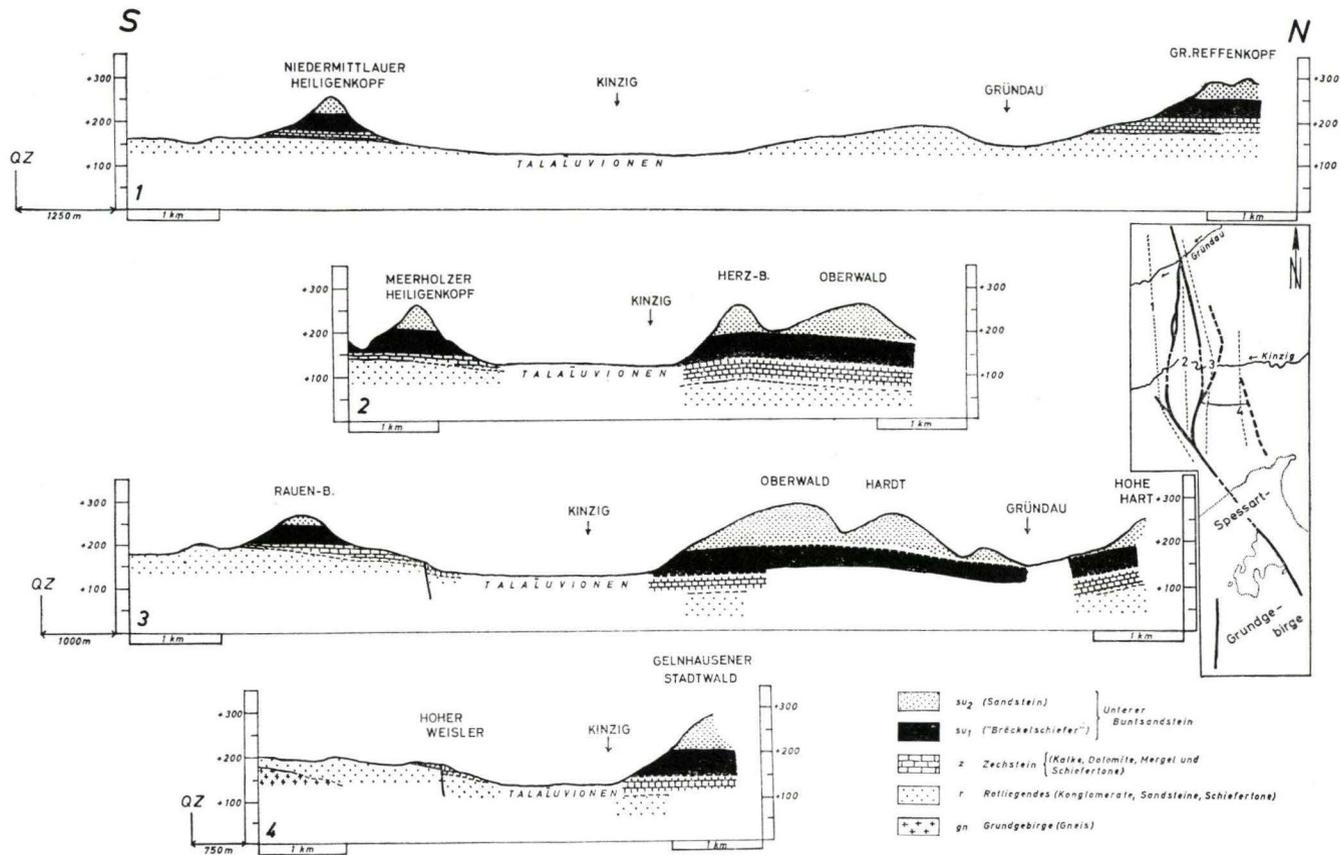


Abb. 4. Geologische Nord-Südprofile. — Die Profile wurden 5-fach überhöht!

und Wandel von Paläogeographie, Fazies und Tektonik zu machen, so geschah dies in erster Linie wegen der regionalen Bedeutung dieser Erscheinungen. Andererseits vermögen aber solche kleinräumige und einigermaßen gut überschaubare Beispiele manches zur Klärung oder Erklärung großräumiger Phänomene beitragen. Hier sei nur das nach Norden gerichtete Aufgabeln der mesozoisch-tertiären Brüche der Hessischen Senke nach Verlassen der Mitteldeutschen- und Kellerwaldschwelle erwähnt. Auch das Aufspießen des Oberrheingraben-Systems beim Durchlaufen der Mitteldeutschen Schwelle (eigentlicher Oberrheingraben und Otzberg-Gersprenz-System) unter gleichzeitiger Verengung des Oberrheingrabens selbst gehört hierher. — Im großen gesehen lassen sich auch manche Parallelen zum Gesamtgebilde der Mittelmeer-Mjösenzone finden, wenn man die Aufteilung dieser großen Zone in mehrere subparallele Bruchabschnitte (Schleswig-Holstein-Norddeutschland, Hessische Senke, Oberrheingraben; Niederrhein-Ems-Senke, Nord-Südzone der Eifel, Lothringer Furche, Rhône-Saône-System) aus einer einzigen, eng-gescharten Bruchzone (= westliche Grenzstufe Fennosarmatiens) anerkennen will (vgl. H. MURAWSKI, 1963). Vielfach sind in solchen Großbruchzonen die tektonischen Bilder infolge Auftretens sekundärer Phänomene und anderer Einflüsse nicht mehr im einzelnen überschaubar, Anklänge an Bilder des kleineren Raumes sind aber fast immer vorhanden.

Schriftenverzeichnis

- BÜCKING, H.: Geologische Karte 1:25 000, Bl. Gelnhausen, mit Erläuterungen. Berlin 1891.
 — Der Nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., 12, Berlin 1892.
- LEUCHS, K.: Abhängigkeit junger Tektonik von variscischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. — Geol. Rdsch., 22, S. 281—292, Berlin 1931.
- MEYER, H. L. F.: Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Fazies. — Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde, Gießen, N.F., naturwiss. Abt., 5, S. 49 bis 106, Gießen 1913.
 — Über den Zechstein im Spessart und Odenwald. — Cbl. Mineral. etc., S. 742—751, Stuttgart 1913. [1913a.]
 — Die Gliederung des Zechsteins. — Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N.F., naturwiss. Abt., 6, S. 109—138, Gießen 1915.
- MURAWSKI, H.: Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. — Z. deutsch. geol. Ges., 110, S. 360—388, Hannover 1958.
 — Zur Geologie des Nordabfalls der Mitteldeutschen Schwelle im Raum von Gelnhausen/Kinzig. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 114—133, Wiesbaden 1961.
 — Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung. — Im Druck. Erscheint in der „LUCIUS-Gedenkschrift“ in den Publ. Serv. Géol. Luxembourg, 1963.
- NÖRING, F.: Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) 2, S. 22—40, Wiesbaden 1951.
- REINACH, A. v.: Geologische Karte 1:25 000, Bl. Hüttengesäß; mit Erläuterungen. Berlin 1899.
- UDLUF, H.: Zur Entstehung der Eisen-Mangan-Erze des Oberen Zechsteins im Spessart und Odenwald. — Senckenbergiana, 5, S. 184—207, Frankfurt/Main 1923.
- WEIDMANN, C.: Zur Geologie des Vorspessarts. — Rhein-Main. Forschg., 3, Frankfurt/Main 1929.

Das besprochene Gebiet befindet sich auf den Topographischen Blättern 1:25 000 Bl. Büdingen (Nr. 5720), Bl. Gelnhausen (Nr. 5721), Bl. Langenselbold (Nr. 5820), Bl. Bieber (Nr. 5821).

Manuskript eingegangen am 12. März 1963

Der Abflußzuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassererschließungsmöglichkeiten

Von

GEORG MATTHES und JOE-DIETRICH THEWS, Wiesbaden

Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung: An zwei Beispielen wird gezeigt, daß die Bestimmung des Abflußzuwachses die Feststellung von wasserwegsamem, grundwasserführenden Gebieten ermöglicht.

1. Einleitung

Das Aufsuchen von klutfreien, wasserführenden Zonen im Felsgestein, welche die günstigsten Voraussetzungen für das Ansetzen von Wasserbohrungen bieten, stößt in Gebieten mit einförmigem, geologisch nicht zu gliederndem Gesteinsaufbau noch immer auf Schwierigkeiten. In diesen Gebieten können neben geologischen Merkmalen auch die Abflußverhältnisse in Bächen Hinweise auf das Auftreten klutfreier Zonen geben. An den Stellen, wo klutfreie, wasserführende Zonen von Vorflutern angeschnitten werden, sind nämlich besonders starke Wasserzutritte in den Vorfluter aus Quellen oder Grundquellen zu erwarten. Die Wasserzutritte können zwischen zwei Abflußmeßstellen als Abflußzuwachs festgestellt werden.

Abflußmessungen zur Feststellung des Abflußzuwachses geben das klarste Bild, wenn man sie während des Trockenwetterabflusses ausführt. Der gesamte oberirdische Abfluß wird dann aus dem langfristigen Grundwasser gespeist.

Auch Abflußmessungen bei höherem als Trockenwetterabfluß können noch deutbare Ergebnisse bringen, jedoch werden die Zusammenhänge zwischen Grundwasserzutritten und Abflußzuwachs bei zunehmender Wasserführung mehr und mehr verschleiert: Bei höheren Abflüssen ist ein unbekannter Anteil von Oberflächenabfluß im Abflußzuwachs enthalten; außerdem wird der Gesamtabfluß im Verhältnis zum Zuwachs aus dem Grundwasser so groß, daß dieser aus meßtechnischen Gründen nicht mehr festgestellt werden kann.

Bei der Untersuchung eines größeren, noch wenig bekannten Gebietes, sind Messungen mit relativ weitem Meßnetz geeignet, die Gebietsteile zu finden, in denen größere Grundwassermengen in die Vorfluter übertreten. Weitere Verdichtung des Meßnetzes in Gebieten mit hohen Spenden führt zum Auffinden der Gewässerstrecken mit sprunghaft steigendem Abfluß. Dort können dann unter Zuhilfenahme anderer geologischer und physikalischer Methoden geeignete Bohransatzpunkte gesucht werden.

2.1 Beispiel für großräumige Untersuchungen

Das Gebiet der mittleren und oberen Nidda (Abb. 1) wird von vulkanischen Gesteinen des Vogelsberges aufgebaut. Die vulkanischen Gesteine bestehen aus verschiedenen Basaltvarietäten und zwischengeschalteten Basalttuffen in Wechsellagerung. Örtlich kommen auch Intrusivbasalte vor. Einzelne Basaltdecken lassen sich über viele Kilometer verfolgen. In einem schmalen Streifen südlich und nördlich der Ulfa ist durch ein System nord-südlicher Verwerfungen, die sogenannte Seentallinie, das vulkanische Gestein grabenartig abgesenkt. Hier sind überlagernde jungtertiäre Sande und Tone örtlich erhalten.

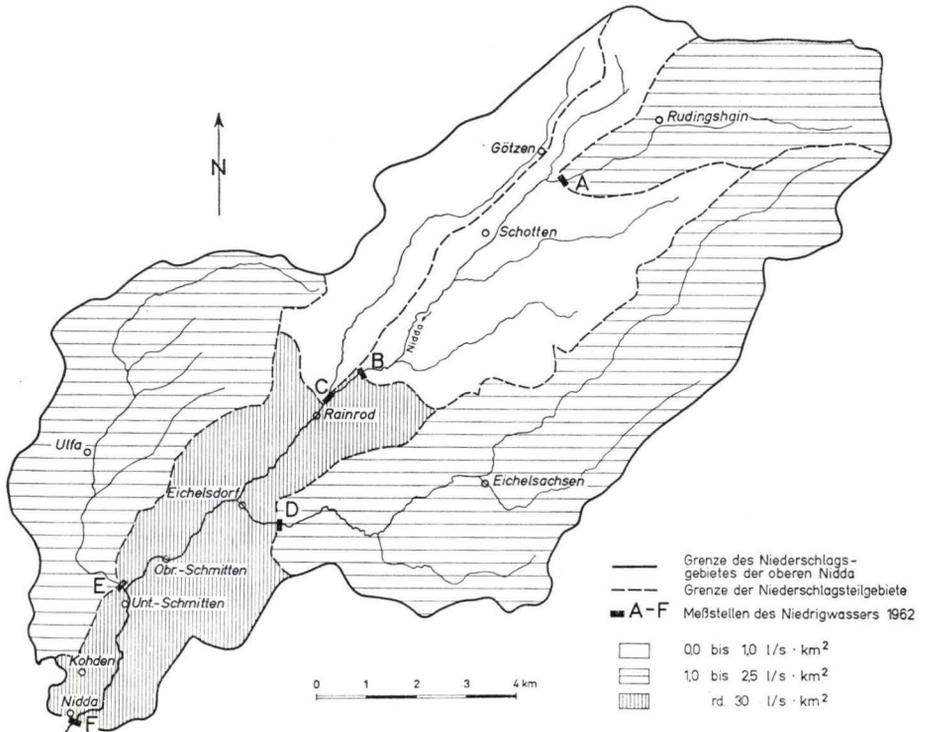


Abb. 1. Zuwachsspenden der Niederschlagsteilgebiete an der mittleren und oberen Nidda.

Die Lagerung der Gesteine ist primär nicht immer horizontal und an vielen Stellen sekundär durch tektonische Bewegungen verändert. Im allgemeinen ist ein Einfallen nach Westen, örtlich nach Südwesten, festzustellen. Das Einfallen der Schichten ist zuweilen stärker als das Gefälle der Nidda. Einzelheiten über den geologischen Aufbau dieses Gebietes finden sich bei SCHOTTLER (1924).

Die unverwitterten, geklüfteten Basalte sind gute, die Tuffe und die stark verwitterten Basalte schlechte Grundwasserleiter. Wegen des schichtigen Aufbaus und der horizontal oft weiten Verbreitung von Grundwasserleitern und -nichtleitern sind

häufig mehrere Grundwasserstockwerke mit verschiedenem hydrostatischem Druck übereinander entwickelt.

Den folgenden Betrachtungen wurden Trockenwetterabfluß-Messungen aus dem Herbst 1962 zugrunde gelegt, die vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung ausgeführt wurden. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß 1962 nicht der niedrigste bekannte Abfluß gemessen wurde. Dies war auch nicht erforderlich, da hier keine Aussagen über die gewinnbaren Wassermengen gemacht werden sollen. Die Trockenwetterabflüsse waren im Herbst 1959 niedriger als 1962. (Siehe Untersuchung von G. MATTHESS & K. REUL im Wasserwirtschaftlichen Sonderplan „Wasserversorgung Mittelhessen“ [in Druckvorbereitung]).

In Tab. 1 und 2 bedeutet

ΔF_N den Zuwachs des Niederschlagsgebietes in km^2 gegenüber der nächsten oberhalb gelegenen Meßstelle (= Niederschlagsteilgebiet);

ΔQ den Zuwachs des gemessenen Abflusses in l/s gegenüber der nächsten oberhalb gelegenen Meßstelle (= Abflußzuwachs);

q Abflußspende im Niederschlagsteilgebiet = $\frac{\Delta Q}{\Delta F_N}$ (= Zuwachsspende).

Tabelle 1. Abflußzuwachs und Zuwachsspenden
der mittleren und oberen Nidda

Niederschlagsteilgebiet	ΔF_N km^2	ΔQ l/s	q l/skm ²
A. Gebiet um Rudinghain (Nidda-Quellgebiet)	12,0	28	2,33
B. Gebiet Schotten-Michelbach	22,6	19,5	0,86
C. Gebiet des Gierbaches	12,5	1,5	0,12
D. Gebiet des Eichelbaches oberhalb Eichelsdorf	36,6	66	1,83
E. Gebiet der Ulfa	25,0	49	1,96
F. Gebiet zwischen Nidda und Rainrod	23,05	694	30,5

Tab. 1 und Abb. 1 zeigen, daß die Zuwachsspenden der einzelnen Teilgebiete sehr unterschiedliche Werte aufweisen, obwohl die Gebietsaufteilung weitmaschig ist.

Die Niederschlagsteilgebiete A, B und C oberhalb Rainrod fallen durch geringe Zuwachsspenden auf. Hier tritt nur ein geringer Teil des dort neugebildeten Grundwassers aus den höheren Grundwasserstockwerken in den Vorfluter Nidda über. Der größte Teil fließt unterirdisch in tiefere Grundwasserstockwerke ab. Deshalb stellte sich in den nördlich und östlich von Rainrod durchgeführten Wasserbohrungen der Ruhewasserspiegel weit unter dem dortigen oberirdischen Vorflutniveau ein. Ähnlich, wenn auch nicht so deutlich, werden die Niederschlagsgebiete des Eichelbaches und der Ulfa überwiegend unterirdisch entwässert.

Das Gebiet zwischen Nidda und Rainrod hat eine besonders große Zuwachsspende (30,5 l/skm²). In diesem Gebiet sind günstige Voraussetzungen für weitere Arbeiten zur Wassererschließung gegeben. Südlich Rainrod wird das Hauptgrundwasserstockwerk von der Nidda angeschnitten, so daß hier Grundwasser in größeren Mengen austritt. Von Eichelsdorf ab nach Süden enthält das tiefere Grundwasserstockwerk gespanntes Wasser, das zwischen Kohden und Unter-Schmitten aufsteigt und in starken Quellen ausfließt. Ursache hierfür sind die gut wasserwegsam Verwerfungen

der Seentallinie, die zwischen Kohden und Unter-Schmitten die undurchlässigen Deckschichten durchbrechen. Aus den tieferen Wasserbohrungen im Niddatal zwischen Eichelsdorf und Kohden tritt das Wasser stets artesisch aus.

2.2 Beispiel für örtlich begrenzte Untersuchungen

Im oberen Wispertal und seinen Seitentälern wird der Untergrund von unterdevonischen Hunsrücksschiefern aufgebaut, die hier als feinkörnige Tonschiefer mit Zwischenlagen von Grauwackenschiefern ausgebildet sind. Diese Gesteine sind tektonisch stark beansprucht. Sie enthalten zwar zahlreiche Klüfte, die aber meist so eng sind, daß eine nennenswerte Wasserbewegung auf ihnen nicht stattfindet. Größere und weit reichende Kluftsysteme sind selten und allein auf Grund geologischer Kartierung schwer aufzufinden. Nähere Angaben über die geologische Ausbildung dieses Gebietes findet man bei FUCHS & LEPPLA (1930) und HOLZAPFEL & LEPPLA (1904).

Da die Gemeinde Springen ihre Wassergewinnungsanlagen erweitern will, wurden im Juni 1960 in der Umgebung von Springen Abflußmessungen durchgeführt, um Bachstrecken mit hohem Abflußzuwachs festzustellen. Die Ergebnisse sind auf Tab. 2 und Karte 2 dargestellt.

Tabelle 2. Abflußzuwachs und Zuwachsspenden in der Umgebung von Springen, Untertaunuskreis

Niederschlagsgebiet	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/skm ²
A	1,90	6,76	3,56
B	1,55	5,34	3,44
C	0,86	1,86	2,17
D	0,58	1,18	2,04
E	0,32	0,45	1,41
F	0,58	0,87	1,50
G	0,19	0,44	2,32
H	0,49	1,28	2,6
I	0,16	0,24	1,5
J	0,84	2,4	2,86
K	0,22	-1,16	0 (Wasserverlust)
L	0,54	2,2	4,07
M	0,62	0,4	0,65
N	4,12	6,9	1,68
O	2,33	5,0	2,06
P	1,15	1,1	0,96
Q	5,09	13,3	2,61
R	0,76	1,04	1,36
S	1,15	2,26	1,97
T	1,90	2,2	1,16
U	1,9	3,0	1,57
V	0,88	0,94	1,07

Da aus technischen Gründen die Wassererschließung für die Gemeinde Springen am besten im Dornbachtal vorgenommen werden sollte, beschränkt sich die folgende Betrachtung auf dieses Tal.

Im Niederschlagsgebiet des Dornbachs fallen die Gebiete G, H, J und L durch hohe Zuwachsspenden auf. Im Gebiet G wurde bereits 1955 eine erfolgreiche Bohrung für die Gemeinde Watzelhain niedergebracht. Die Tiefbohrung liegt rund 250 m westlich von Watzelhain bei R 34 28 76, H 55 56 57, ca. 425 m über NN. Die Bohrung hat bis zu 3 m Teufe Hanglehm und darunter bis zur Endteufe Tonschiefer, zum Teil mit Quarz, angetroffen. Sie ist 42,20 m tief und bis 10 m unter Flur abgedichtet.

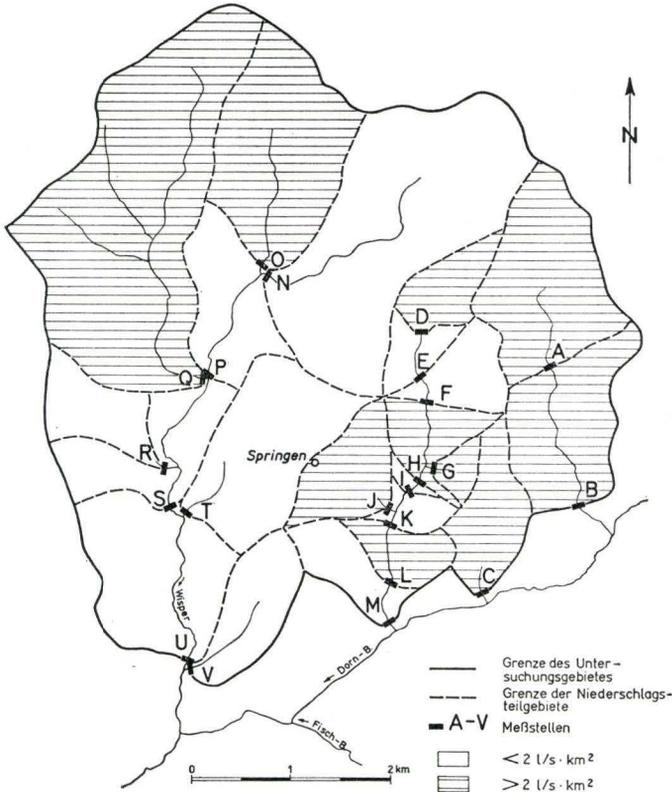


Abb. 2 Zuwachsspenden der Niederschlagsteilgebiete in der Umgebung von Springen, Untertaunuskreis.

Das Grundwasser wurde 10 m unter Flur angetroffen und stieg danach bis 0,50 m unter Flur an. Beim Pumpversuch im Jahre 1955 wurden 2,05 l/s bei einer Absenkung auf 20 m bis 21 m unter Flur gefördert.

Das Gebiet L ist zur Wassererschließung nicht geeignet, da dort Säuerlinge auftreten. Dies deutet ebenso wie die Zuwachsspende auf weitreichende, wasserwegsame Klüfte in diesem Talstück hin. Weitere Untersuchungen über den Ansatz von Bohrpunkten werden in den Teilgebieten I und H vorgenommen werden müssen.

Da die Abflüsse nicht zu Trockenwetterzeiten gemessen wurden, geben sie keinen Hinweis über die Grundwasserneubildung und die insgesamt aus den einzelnen Gebieten gewinnbaren Wassermengen.

Schriftenverzeichnis

- FUCHS, A. & A. LEPPLA: Geol. Kte. Preußen 1 : 25000, Erl. Bl. Bad Schwalbach, 70 S., Berlin 1930.
- HOLZAPFEL, E. & A. LEPPLA: Geol. Kte. Preußen 1 : 25000, Erl. Bl. Algenroth, 21 S., Berlin 1904.
- SCHOTTLER, W.: Geol. Kte. Hessen 1 : 25000, Erl. Bl. Nidda und Schotten, 131 S., Darmstadt 1924.

Manuskript eingegangen am 20. 5. 1963

Ein Sporenriftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen

Von

BERNWARD HÖLTING und **GEORG MATTHESS**, Wiesbaden

Mit 9 Abbildungen und 5 Tabellen

Kurzfassung: Die Grundwasserfließrichtungen und unterirdischen Wasserscheiden in verkarsteten Kalken und Dolomiten des Zechstein von Korbach/Hessen wurden durch einen Sporenriftversuch festgestellt.

Zur Aufbereitung von stark verschmutzten Filterproben wurde eine Trennung der Schmutzstoffe vom sporenhöflichen Rest durch Schwerelösung (Kadmiumjodid-Kaliumjodid) angewandt.

Abstract: Sporules were used as tracers for the determination of the direction of groundwater flow and the groundwater divides in carst-like limestones and dolomites of the Upper-Permian of Korbach/Hessen.

The very slushed filter samples were treated for separation of the mud and the spores containing rest, by using a heavy solution (KJ-CdJ).

Résumé: Les directions de mouvement des eaux souterraines et les lignes de partage des eaux souterraines dans des calcaires et dolomites carstifiées du permian supérieur de Korbach/Hessen ont été déterminées par tracer de spores.

A cause d'un traitement du matériel pris par filtre, étant très sale, il a été appliquée une séparation du saleté au restant de spore par une solution lourde de KJ-CdJ.

Inhalt

I. Einleitung	237
II. Morphologie und Hydrologie des Untersuchungsgebietes	238
III. Geologie des Untersuchungsgebietes	239
IV. Die Durchführung des Versuchs	243
V. Die Versuchsergebnisse	245
VI. Deutung der Versuchsergebnisse	252
VII. Zusammenfassung.	254

I. Einleitung

Die topographische Karte 1:25000 Korbach wurde in den Jahren 1959/61 von KULICK geologisch neu aufgenommen. Im Zusammenhang damit folgte im Jahre 1961 eine hydrogeologische Spezialkartierung durch MATTHESS, deren Ergebnisse vermuten ließen, daß in der Umgebung von Korbach das Einzugsgebiet der Twiste

nach Süden in das Niederschlagsgebiet der Itter hineinreicht. Dasselbe nahm NÖRING in einem unveröffentlichten Kartierbericht an (FABIAN, GRUPE, NÖRING & SEIFERT 1939). Als daher im September 1961 die Stadt Korbach für Planungen eine Untersuchung der Grundwasserbewegungsrichtungen im Untergrund von Korbach benötigte, wurde durch das Hessische Landesamt für Bodenforschung ein Sporentrieffversuch mit Unterstützung der Stadt im Mai und Juni 1962 durchgeführt.

Für die Hilfe bei den Geländearbeiten danken wir den Herren BEHRENS, BINGEMANN und NITZE vom Stadtbauamt Korbach und den Herren LAUE und ZIMMERMANN vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung, für die geologischen Hinweise Herrn Regierungsgeologen Dr. KULICK, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, für Laborarbeiten, Herrn Dipl.-Chem. THIELICKE und Herrn BUSCHNER Hessisches Landesamt für Bodenforschung, und für Hinweise bei der Aufbereitung der Sporen Herrn Dipl. Geologen Dr. HOLTZ, Hessisches Landesamt für Bodenforschung. Der Berufsfeuerwehr der Stadt Korbach, die durch Einleitung von Wasser in Karstklüfte aus ihrem Tankwagen zum Gelingen des Versuches beitrug, wird ebenfalls gedankt.

II. Morphologie und Hydrologie des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt auf den Blättern 4619 Mengerlinghausen und 4719 Korbach. Es wird im Westen vom Blattrand der genannten Blätter, im Osten von der Koordinatenschnittlinie R. 359800, im Norden von der Koordinatenschnittlinie H. 568600 und im Süden von der Koordinatenschnittlinie H. 567600 begrenzt.

Im Westen des Untersuchungsgebietes zieht sich das Rheinische Schiefergebirge in einem weiten Bogen von Immighausen im Süden, über Nordenbeck, Lengefeld, Gut Dingerlinghausen nach Helmscheid und Mühlhausen. In seinem Vorland erstreckt sich die „Korbacher Hochfläche“ in einem schmalen, etwa 5 km breiten Streifen von Marienhagen/Thalitter im Süden nach Nordnordwesten über Korbach hinaus und schließt weiter nordwestlich bei Gut Dingerlinghausen an das Schiefergebirge an. Die Höhenlage der Korbacher Hochfläche wechselt zwischen 360 m und 380 m NN und steigt östlich Korbach und im Gebiet Obernburg-Marienhagen auf über 400 m NN an.

Westlich der Korbacher Hochfläche, zwischen dem Schiefergebirge und der Hochfläche, liegt die 1 bis 2 km breite Ense-Niederung. Sie läuft nach Norden (unmittelbar südwestlich Korbach) und Süden (Immighausen) spitz aus und ist im Dreieck Nordenbeck-Oberense-Niederense am breitesten. Ihre Höhenlage schwankt zwischen 340 m und 360 m NN.

Der Übergang zwischen der Korbacher Hochfläche und der Ense-Niederung ist verhältnismäßig sanft, dagegen ist ein sehr steiler Geländeabfall nach Osten entlang der Linie Vöhl-Hof Lauterbach-Eisenbahntunnel (westlich Meininghausen)-Gehölz Streitholz (westlich Strothe) ausgeprägt. Die östlich anschließende Meininghausener Niederung ist 4 bis 5 km breit und erstreckt sich bis zur Linie Höringhausen-Niederwerbe. Östlich dieser Linie schließt wiederum ein Höhenzug an, der aber bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt. Die Höhenlage der Meininghausener Niederung beträgt 320 bis 340 m NN. Im Norden verläuft der ost-west-gerichtete Kippe-Marke-Korbacher Höhenzug, der von Höringhausen, nördlich Strothe bis nach Korbach zu verfolgen ist.

Nordöstlich Korbach, wenig östlich der Bundesstraße 252 nach Berndorf, fällt das Gelände ziemlich schnell zur Twiste-Niederung ab, die bei Berndorf Höhen von 300 m bis 320 m NN aufweist.

Entsprechend der morphologischen Gliederung erfolgt die Oberflächenentwässerung südlich des Kippe-Marke-Korbacher Höhenzuges nach Süden zur Eder. Nur ein schmaler Streifen im Norden des Untersuchungsgebietes, die Twiste-Niederung, gehört zum Niederschlagsgebiet der Diemel. Die Korbacher Hochfläche wird durch die Itter und deren Nebenfluß, den Kuhbach, die Ense-Niederung von der Itter entwässert, deren starke Quellen in der Gemarkung Niederense liegen. Die Itter nimmt unterhalb Dorffitter den Kuhbach auf und fließt nach Süden zur Eder ab. Der Kuhbach entspringt bei dem ehemaligen Freiluftbad nordwestlich Korbach und fließt durch Korbach.

In der Meininghausener Niederung bildet die an ihrem Ostrand liegende, tief eingeschnittene Werbe den Vorfluter. Sie fließt ebenfalls nach Süden zur Eder ab. Die Twiste-Niederung wird durch die nach Norden zur Diemel fließende Twiste entwässert.

Bei der im Herbst 1961 im Bereich des Blattes Korbach ausgeführten hydrogeologischen Spezialkartierung wurden die Abflüsse in den Bächen und Flüssen des Untersuchungsgebietes gemessen. Da zu dieser Zeit Trockenwetterabfluß herrschte, entsprechen die gemessenen Abflüsse der Summe der Quellschüttungen. Sie stellen damit ein Maß für die Grundwasserneubildung dar.

Durch die Meßstellen an der Twiste (3 km nordöstlich Berndorf bei der Hammermühle), am Kuhbach (Mündung in die Itter), an der Itter (unmittelbar östlich der Einmündung der Marbeck) und an der Werbe (unterhalb der Höhe Hochstein nordöstlich von Basdorf) wurde eine Fläche von ca. 100,5 km² erfaßt, aus der 685 l/s abflossen.

Daraus ergibt sich für das untersuchte Gebiet eine Niedrigwasserspende von $6,8 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2 = 225 \text{ mm/Jahr}$. Dieser Wert ist kleiner als die Grundwasserneubildung. Da das langjährige Niederschlagsmittel für dieses Gebiet etwa 700 mm/Jahr und die Verdunstung 410 mm/Jahr beträgt (HAUSCHULZ 1959), ist mit einem mittleren Gesamtabfluß von 290 mm zu rechnen. Wie die ermittelte hohe Grundwasserneubildung zeigt, verbleibt für den sofortigen oberflächenhaften Abfluß nur ein kleiner Teil. Der weit- aus größere Teil des Niederschlagswassers versickert zunächst und kommt dem Grundwasser zugute.

III. Geologie des Untersuchungsgebietes

Für die Untersuchung wurde eine vereinfachte geologische Karte entworfen (Abb. 1), wobei die Neuaufnahmen auf Blatt Korbach und Teile des Blattes Mengeringhausen von KULICK (1959—1961) und die älteren Aufnahmen von Korbach von FABIAN, GRUPE, NÖRING & SEIFERT (1939) und von Blatt Mengeringhausen von BEHREND & STAESCHE (1931) berücksichtigt wurden. Unter Zusammenfassung der Gliederung des Zechstein nach RICHTER-BERNBURG (1954) wurde für das Untersuchungsgebiet folgende stratigraphische Gliederung (vom Liegenden zum Hangenden) aufgestellt, bei der die hydrogeologischen Gesichtspunkte im Vordergrund stehen.

	Serie	Mächtigkeit
3.1 Unterkarbon (Kulm) Tonschiefer und Grauwacken	I. Unterkarbon (Kulm)	mehr als 100 m
3.2 Zechstein		
3.2.1 Stinkkalk und Schaumkalk (z1)	II. Kalkserie	
a) Productus-Kalk gelber Kalksandstein	„	0 — 5 m
b) Stinkkalk grauer, bituminöser Kalkstein mit Kupfermergeln	„	0 — 16 m
c) Schaumkalk heller Kalkstein, z. T. porös	„	12 — 60 m
3.2.2 Hauptdolomit (z2)	III. Dolomitserie	
a) rotbrauner Tonstein (z1/2) rötlicher Tonstein mit Kalk- einlagerungen	„	5 — 12 m
b) Hauptdolomit („kavernöser Kalk“) (z2) Kalk- u. Dolomitstein	„	0 — 5 m
3.2.3 Plattendolomit (z3)	„	
a) „Bunte Letten“ (z2/3) braunroter Kalksand- u. Tonstein	„	4 — 9 m
b) Plattendolomit (z3) Dolomitstein, gelb bis grau, z. T. kalkig-oolithisch	„	6 — 18 m
3.2.4 Obere Letten („roter Salzton“) (z4)	IV. Sandsteinserie	0 — 7 m
3.3 Unterer Buntsandstein		
3.3.1 Grenzsande Konglomerate und Sande, Übergang von den Zechstein- zu den Buntsandsteinschichten	„	0 — 14 m
3.3.2 Unterer Buntsandstein Sandstein, z. T. tonig	„	mehr als 100 m
3.4 Quartär	V. Quartär	
Löß und Lößlehm, Gehängeschutt, Talfüllungen		

Die Grundwasserbewegungen im Untersuchungsgebiet erfolgen vornehmlich in den Schichten des Zechstein, deren sehr klüftige, jedoch vermutlich nicht stark verkarstete Kalk- und Dolomitsteine sehr durchlässige Grundwasserleiter darstellen.

Die unter dem Zechstein anstehenden Kulmschichten sind ebenso wie die über ihm folgenden Buntsandsteinschichten im Verhältnis zu den Zechsteinschichten geringer wasserdurchlässig.

Die Zechsteinschichten in der Umgebung von Korbach waren im Mesozoikum und im größten Teil des Tertiär von mesozoischen Schichten bedeckt und wurden erst

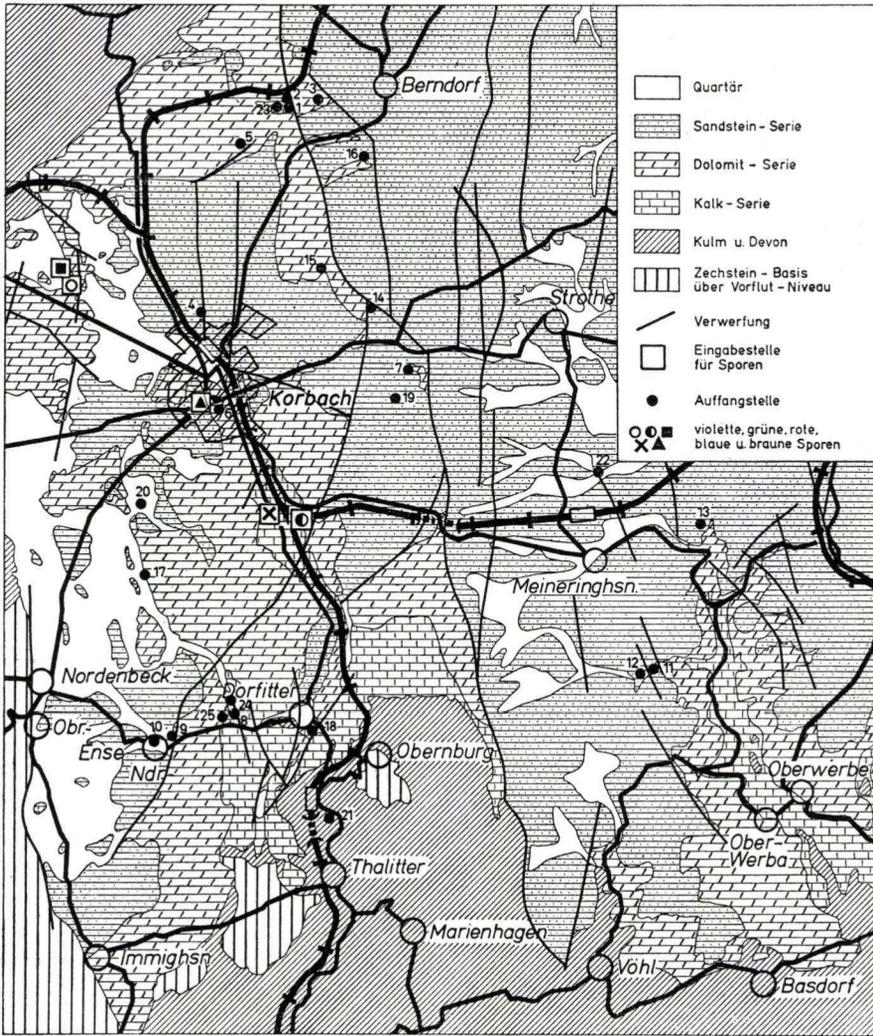


Abb. 1 Geologische Übersicht über das Untersuchungsgebiet sowie Lage der Eingabe- und Auffangstellen für die Sporen (M 1:100 000).

sehr spät von der Erosion freigelegt. Da die Karstspalten kein tertiäres Material enthalten, dürfte die Verkarstung jung, hauptsächlich quartären Alters, sein.

Die zentrale tektonische Einheit im Untersuchungsgebiet ist der Itter-Horst, der sich im Vorland des Schiefergebirges von Oberburg/Dorfitter bis zum Schiefergebirgsrand nordwestlich Korbach erstreckt und morphologisch als Korbacher Hochfläche in Erscheinung tritt. Die zweite wichtige tektonische Einheit ist die Meiningersn. Scholle; sie ist von dem westlich liegenden Itter-Horst durch eine große

Störung, den Westheimer Abbruch, getrennt. Das Streichen dieser tektonischen Einheiten ist Nord-Süd (eggisch und rheinisch) gerichtet.

Das Rheinische Schiefergebirge umrahmt mit seinen Kulmschichten das Untersuchungsgebiet im Nordwesten, Westen und Süden. Die Kulmschichten treten im Süden des eggisch-streichenden Itter-Horstes bis Obernburg/Dorfitter zutage. Nach Nordnordwesten tauchen sie und mit ihnen die überlagernden Zechsteinschichten flach ab, so daß am südsüdöstlichen Ortsrand von Korbach die Kalk-Serie ansteht. Nördlich und nordwestlich Korbach, vor dem Schiefergebirgsrand, ist das Abtauchen des Itter-Horstes nicht mehr so deutlich wie im Süden zu erkennen, da durch Abtragung im Niederschlagsgebiet der Twiste und deren tiefe Erosionsbasis die Sandstein-Serie nicht mehr zutage tritt und wieder die darunterlagernde Dolomit-Serie, an der Teichmühle sogar die Kalk-Serie, oberflächlich verbreitet ist.

Die Westflanke des Itter-Horstes fällt flach nach Westen, also antithetisch, gegen das Schiefergebirge ein, so daß in der Ense-Niederung die vollständige Zechsteinfolge (Kalk- und Dolomit-Serie) und sogar Sandsteine des Unteren Buntsandstein anstehen. Vom Schiefergebirge sind diese Folgen durch eine eggisch-streichende Verwerfung mit großer Sprunghöhe getrennt.

Der eggisch streichende Itter-Horst wird von einem vom Korbach-Berndorfer Stadtwald her zu verfolgenden Graben mit rheinischem Streichen etwa 1 km nördlich Dorfitter spießwinklig durchbrochen, so daß hier an der Oberfläche im Grabenbereich jüngere Serien (Dolomit- und z. T. auch die Sandstein-Serie) anstehen. Der Grabeneinbruch ist bis Immighausen zu verfolgen.

Westlich Korbach, zwischen Lengefeld und dem ehemaligen Freiluftbad von Korbach (westlich Ziegelhütte) sind in einer schmalen, etwa 0,8 km breiten Scholle mit rheinischem Streichen und synthetischem (östlichen) Einfallen die Schichten gekippt. Nördlich ist diese Lengefelder Scholle durch den abtauchenden Itter-Horst begrenzt. In ihrem Westteil stehen oberflächennah die rotbunten Tonsteine (z1/2) und im Ostteil die jüngere Sandsteinserie (z2/3), dazwischen in einem schmalen Streifen der Hauptdolomit des Zechstein an.

Die östliche Begrenzung des Itter-Horstes bildet eine durch das ganze Untersuchungsgebiet mit eggischem Streichen zu verfolgende Störung mit einem Verwerfungsbetrag von teilweise mehr als 100 m. Diese Störung konnte von KULICK weit nach Norden bis Marsberg verfolgt und als Fortsetzung der hier als „Westheimer Abbruch“ bekannten Störung erkannt werden. Der Westheimer Abbruch verläuft in unserem Gebiet von Vöhl aus nach Nordnordwesten über Hof Lauterbach — unmittelbar östlich der 1,5 km nordöstlich von Korbach gelegenen Eidinghäuser Teiche — bis zum Twistetal nordöstlich Berndorf. Er bildet die morphologische Ostbegrenzung der Korbacher Hochfläche gegen die Meininghausener Scholle.

In der Meininghausener Scholle stehen bis zum Werbetal hin die untergeordnet tonigen Sandsteine des Buntsandstein an. Die Schichten fallen auch hier antithetisch nach Westen ein. Auf Grund der tektonischen Verhältnisse streichen im Werbetal die Dolomit- und sogar die Kalk-Serie des Zechstein aus. Im Südteil des Werbetales stoßen örtlich Kulmschichten durch. Kleinere Störungen mit vorwiegend eggischem, nur untergeordnet rheinischem Streichen versetzen die Schichtfolgen in der Meininghausener Scholle geringfügig.

IV. Die Durchführung des Versuchs

Zur Feststellung der Grundwasserbewegung wurde das von MAYR (1953) und von MAURIN & ZÖTL (1960) beschriebene Sporenriftverfahren angewandt. Für die mikroskopische Bearbeitung wurden Festpräparate nach EISSELE (1961) hergestellt. Der Trübstoffanteil war jedoch zum Teil so hoch, daß von einer Probe zunächst mehrere Präparate gefertigt werden mußten. Daraufhin wurde eine bei der Aufbereitung von Pollenproben angewandte Abtrennung der Schmutzstoffe mit Schwerelösung (wässrige Lösung von Kadmiumjodid und Kaliumjodid; Dichte ca. 2,0) ausgeführt (HALLIK 1957 nach E. A. DOBOGANIEWSKAJA, J. E. SCHENFINKEL und W. P. GRITSCHUK). Die Aufschlammung wurde zentrifugiert. Die Sporen bleiben dabei schwebend in der Lösung und konnten auf die Filter dekantiert werden.

Die 5 Eingabestellen wurden jeweils mit andersgefärbten Sporen beschickt. Dabei wurden als Sporenfarben rot (Safranin), violett (Fuchsin), grün (Malachitgrün), blau (Nilblau) und braun (Bismarckbraun) verwandt.

Die Probenentnahme erfolgte in den meisten Auffangstellen (= ST) zwischen dem 16. Mai und 31. Mai 1962. Nur ST 1, 5, 6, 19, 20, 24 und 25 wurden bis zum 10. Juni 1962, teilweise in zweitägigem Rhythmus, verfolgt. Insgesamt fielen 1059 Proben an. Davon wurden von ST 1 und 13 alle Proben, ST 18 und 21 alle Proben bis zum 31. Mai, von den übrigen Auffangstellen die Proben vom 20. 5., 22. 5., 25. 5., 28. 5., 30. 5. und 5. 6. 1962 ausgewertet.

Während und nach der Eingabe der Sporen fielen fast täglich Niederschläge, besonders am 17., 20., 22., 25., 28. und 29. 5. 1962. Vom 14. 5. bis 31. 5. 1962 fielen an den Klima-Beobachtungs-Stationen Korbach (368 m NN) 43,1 mm, Alraft (293 m NN) 37,2 mm und Thalitter (400 m NN) 37,4 mm Niederschläge. Vor der Untersuchungszeit waren die Niederschlagshöhen größer als im langjährigen Mittel: in den Monaten Februar bis April 1962 fielen in Korbach 254,0 mm (Mittel 1891—1930: 185 mm), in Alraft 203,2 mm (Mittel 1891—1930: 164 mm) und in Thalitter 235,6 mm (Mittel 1891—1930: 171 mm). Im Monat Mai entsprachen die Niederschlagshöhen etwa dem langjährigen Mittel (Korbach 56,4 mm gegenüber 55 mm; Alraft 54,3 mm gegenüber 56 mm; Thalitter 59,3 mm gegenüber 56 mm); der Monat Juni war trockener als im langjährigen Mittel (Korbach 36,9 mm gegenüber 54 mm; Alraft 26,5 mm gegenüber 53 mm, Thalitter 20,7 mm gegenüber 56 mm) und der Juli nasser als das langjährige Mittel (Korbach 102,1 mm gegenüber 71 mm; Alraft 94,3 mm gegenüber 73 mm; Thalitter 78,0 mm gegenüber 72 mm).

In den verkarsteten Zechsteinschichten des Untersuchungsgebietes ist keine Grundwassermeßstelle eingerichtet. Die nächstgelegene Meßstelle (384/4) des Landesgrundwasserdienstes auf dem Gelände des Bahnhofs Berndorf steht in feinkörnigen, schwach tonigen Sandsteinen des Unteren Buntsandstein. In der Tabelle 1 sind die Monatsmittel der Grundwasserstände im Abflußjahr 1962 den langjährigen Mittelwerten zum Vergleich gegenübergestellt.

Die Grundwasserstände lagen im Abflußjahr 1962, besonders während der Monate April—Juli, beträchtlich höher als im langjährigen Mittel.

Die folgende Tabelle 2 enthält Angaben über Lage und Art der Eingabestellen und den Zeitpunkt der Eingabe.

Tab. 1. Monatsmittel der Grundwasserstände in der Grundwassermeßstelle Berndorf (383/4): (cm unter Meßpunkt = 0,26 m ü. Fl. = 300,3 m NN)

	Monatsmittel im Abflußjahr 1962	Langjähriges Monatsmittel der Jahre 1951/1960		Monatsmittel im Abflußjahr 1962	Langjähriges Monatsmittel der Jahre 1951/1960
November	338	432	Mai	271	363
Dezember	308	417	Juni	318	396
Januar	286	347	Juli	326	421
Februar	266	325	August	369	426
März	241	300	September	444	433
April	234	336	Oktober	502	434

Tab. 2. Eingabestellen

Farbe der Sporen		Rechts	Hoch	Höhe ü. NN	Geologische Situation	Eingabedatum	Art der Eingabestelle
Blau	A	349 196	568 052	350	Kalkserie (Schaumkalk)	16. 5. 62 9. ²⁰	Karstspalte im Steinbruch
Rot	B	348 912	568 370	393	„	16. 5. 62 10. ³⁰	Schwinde
Violett	C	348 922	568 354	391	„	16. 5. 62 11. ³⁰	Schwinde
Braun	D	349 094	568 195	380	Dolomit-Serie (Plattendolomit)	16. 5. 62 14. ⁰⁰	11 m tiefer Schacht- brunnen
Grün	E	349 226	568 067	370	Kalk-Serie (Schaumkalk)	22. 5. 62	Karstspalte im Steinbruch

Die folgende Tabelle 3 enthält Angaben über die Lage und geologische Position der Auffangstellen.

Tab. 3. Auffangstellen

Lfd. Nr.	Rechts	Hoch	Höhe ü. NN	Geologische Situation	Art der Auffangstelle
1	349 220	568 580	315	Kalk-Serie	Quellfassung Teichmühle
2	349 218	568 582	315	Kalk-Serie	Quelle
3	349 263	568 580	310	Dolomit-Serie	Quelle
4	349 106	568 322	385	Dolomit-Serie	Tiefbrunnen der Conti-Werke
5	349 156	568 530	345	Dolomit-Serie	Quellfassung der Conti-Werke
6	349 130	568 190	305	Dolomit-Serie	Quelle
7	349 380	568 248	370	Dolomit-Serie	Quelle
8	349 148	567 796	330	Kalk-Serie	Quelle
9	349 062	567 771	335	Dolomit-Serie	Quelle
10	349 044	567 761	335	Dolomit-Serie	Quelle
11	349 705	567 855	308	Dolomit-Serie	Quelle
12	349 686	567 850	310	Dolomit-Serie	Quelle
13	349 768	568 038	303	Dolomit-Serie	Quelle
14	349 327	568 330	380	Dolomit- und Sandstein-Serie	Quelle
15	349 269	568 377	360	Dolomit-Serie	Quelle
16	349 318	568 510	305	Dolomit-Serie	Quellfassung Berndorf
17	349 026	567 980	355	Dolomit-Serie	Quelle
18	349 246	567 777	335	Kalk-Serie	Quelle
19	349 358	568 207	375	Dolomit- und Sandstein-Serie	Quelle

Tab. 3. Auffangstellen (Fortsetzung)

Lfd. Nr.	Rechts	Hoch	Höhe ü. NN	Geologische Situation	Art der Auffangstelle
20	349 021	568 070	365	Dolomit-Serie und Lößlehm	Quelle
21	349 272	567 666	320	Kalk-Serie	Entwässerungsstollen
22	349 630	568 107	320	Wasser aus Dolomit-Serie	Bach
23	349 208	568 582	315	Kalk-Serie	Quelle
24	349 140	567 816	330	Wasser aus Dolomit-Serie	Bach
25	349 138	567 790	330	Wasser aus Dolomit-Serie	Bach

In den Kulmschichten des Itter-Horstes wurden keine Filter aufgestellt, da nennenswerte Quellen fehlen.

V. Die Versuchsergebnisse

Das quantitative Vorkommen der Sporen an den einzelnen Beobachtungsstellen am 20., 25., 28. und 30. Mai und am 5. Juni 1962 ist in der folgenden Tabelle 4 zusammengefaßt. Eine kartenmäßige Darstellung aller gefundenen Sporen ohne quantitative Angaben ergibt Abbildung 2.

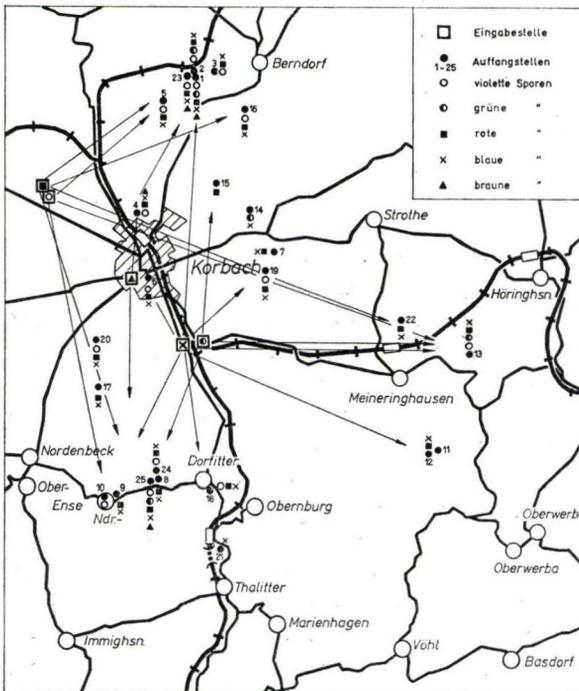


Abb. 2 Verfrüchtungsrichtungen der Sporen (M. 1:150000).

Tabelle 4. Anzahl der an den Auffangstellen 1—25 gefundenen Sporen

Auffangstelle	blau	grün	braun	rot	violett
1	24	—	18	5	2
2	25	3	—	80	4
3	6	—	—	1	2
4	3	—	4	2	3
5	2	—	—	2	6
6	6	—	—	2	1
7	10	—	—	5	—
8	2	—	—	3	—
9	1	—	—	1	—
10	—	—	—	—	5
11	—	—	—	—	—
12	1	—	—	1	—
13	7	1	—	7	—
14	6	1	—	—	—
15	—	—	—	1	—
16	1	—	—	4	2
17	8	—	—	1	—
18	—	—	—	1	—
19	13	—	—	3	4
20	5	—	—	9	1
21	2	—	—	—	—
22	3	—	—	1	—
23	8	—	1	—	5
24	2	—	—	2	1
25	11	1	1	1	4
	146	6	24	132	40

In der Mehrzahl der Auffangstellen überwogen zahlenmäßig die blauen Sporen. Sehr häufig waren sie in den ST 1, 2, 7, 19 und 25. Die roten Sporen traten an den ST 2, 13, 20 häufig auf; sie überwogen an ST 2, 8, 16, 18 und 20. Violette Sporen waren häufig in den ST 5, 10 und 23, im geringen Maße auch in ST 19 und 25; sie überwogen in ST 5 und 10. Die braunen Sporen traten etwas häufiger in ST 1 und 4 auf.

In der Reihenfolge der quantitativen Verbreitung der einzelnen Farben ergibt sich die Abfolge: blau – rot – violett – braun – grün.

Da die eingegebenen Sporenmengen bei allen Eingabestellen gleich waren (2 kg), ihr mengenmäßiges Auftreten in den Auffangstellen jedoch sehr verschieden war, muß geschlossen werden, daß die Sporen von den Eingabeorten in unterschiedlicher Menge zu den Auffangstellen verfrachtet wurden. Das Zahlenverhältnis der Sporen verschiedener Farben an einer Auffangsstelle ermöglicht Rückschlüsse über die Wassermengen, die aus den Richtungen der Eingabestellen zulaufen. Diese Zuläufe sind abhängig von der Wasserwegsamkeit des Untergrundes, die von der Ausbildung des Kluftsystems, dem Alter des Karstes, von petrographischen Verhältnissen (Ton- bzw. Tonsteinschichtenlagen etc.), bestimmt wird. Auch anthropogene Einflüsse (Wasserentnahme, Kanalisation) können z. T. bei der Verteilung der Sporen mitgewirkt haben.

Die regionale Streuung der Sporen im Untersuchungsgebiet ist in den Abb. 3 a—e dargestellt. Sie geben, wie die Tabelle 4, allerdings nur die am 20., 25., 28. und 30. Mai und am 5. Juni 1962 gefundenen Sporen wieder, im Gegensatz zu Abb. 2, die die Ergebnisse aller ausgewerteten Proben darstellt.

a) Blaue Sporen (Abb. 3a)

Die in die Schaumkalke im Steinbruch Fieseler am südlichen Ortsausgang von Korbach eingespülten, blau gefärbten Sporen streuten vom Eingabeort über einen Winkel von etwa 300°. Die Winkelhalbierende verläuft Nordwest–Südost. Eine derartig auffallende Streuung wird auch von ZÖTL (1961) aus dem Karstgebiet des Dachstein beschrieben.

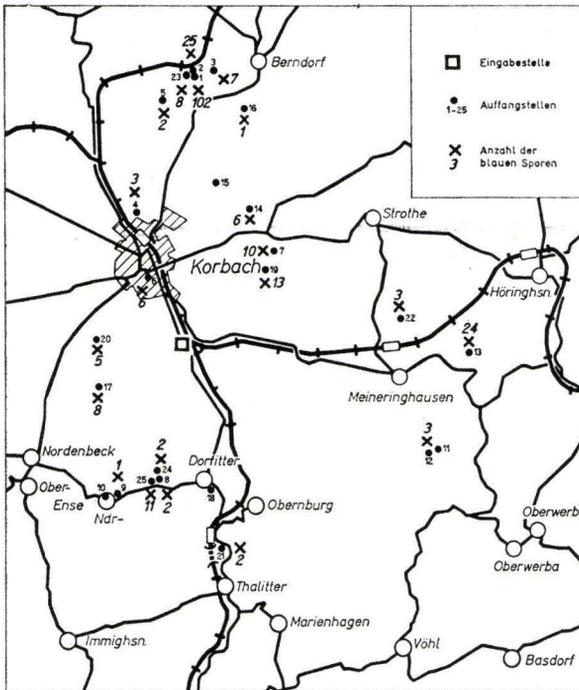


Abb. 3 a Verbreitung der blauen Sporen (M. 1:150 000).

Blaue Sporen traten auch in Quellwässern auf, die aus Sandsteinen (ST 14, 19) oder Lößlehm (ST 20) austreten, deren Wässer aber aus den dicht darunter anstehenden Zechsteinschichten aufsteigen. An den Auffangstellen ST 15 (nordöstlich Korbach), 4, 11 (westlich Alraft) und 10 (Niederense) wurden keine blauen Sporen aufgefangen. Im einzelnen läßt sich der Weg der Sporen im Untergrund nicht verfolgen.

b) Grüne Sporen (Abb. 3b)

Die ebenfalls in Schaumkalk südlich Korbach eingegebenen grünen Sporen sind nur an 5 Stellen wiedergefunden worden. Möglicherweise ist der Grund darin zu suchen,

daß die Eingabe über Vorflutniveau in eine Karstspalte erfolgte, wobei auf dem Wege zum Grundwasserspiegel große Verluste an Sporen eingetreten sein können. Möglicherweise reichte die für die Nachspülung verwendete Wassermenge nicht aus.

Grundsätzlich zeigt sich das gleiche Verteilungsbild wie bei den blauen Sporen.

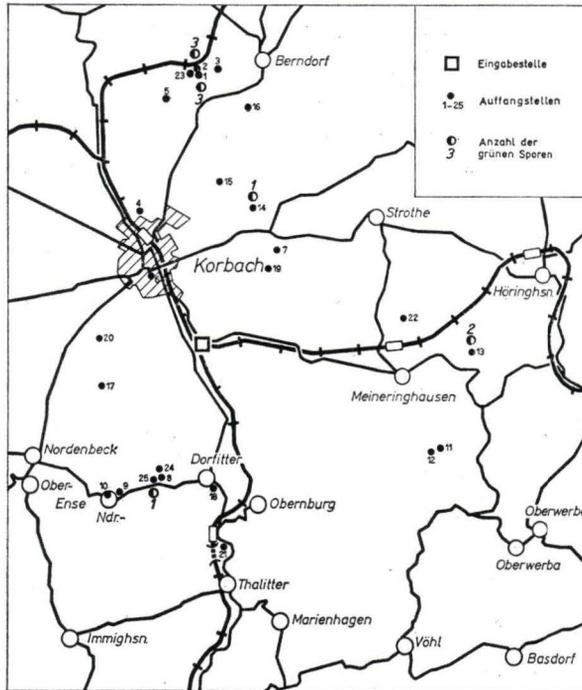


Abb. 3 b Verbreitung der grünen Sporen (M. 1:150 000).

c) Rote Sporen (Abb. 3c)

Die roten Sporen wurden über eine dolinenartige Schwinde durch die rotbunten Tone der Dolomit-Serie in die darunter liegenden Schaumkalker der Kalk-Serie eingespült. Von hier aus haben sie sich, dem Gefälle folgend, nach Nordosten zur Twiste-Niederung (Teichmühle), nach Osten und Südosten durch das Stadtgebiet von Korbach bis an die östlichsten Auffangstellen bei Meininghausen (ST 12, 13, 22) und nach Süden über die Ense-Niederung bis nach Dorflitter verteilt. Keine roten Sporen wurden in den ST 10, 11, 14 und 21 gefunden. Wie bei den blauen Sporen fanden sich die roten Sporen in Buntsandstein- (ST 19) oder Lößlehm- (ST 20) Quellen, deren Wasser aber aus dicht darunter anstehenden Zechsteinschichten (in allen Fällen der Dolomit-Serie) aufsteigt. Der Streuungswinkel beträgt etwa 115° . Die Winkelhalbierende verläuft Westnordwest-Ostsüdost. Dieses Ergebnis überrascht besonders deshalb, weil sich die Streuungsrichtungen der roten und blauen Sporen gekreuzt haben. Diese Überkreuzung erfolgte im Untergrund des Korbacher Stadtgebietes und nördlich davon.

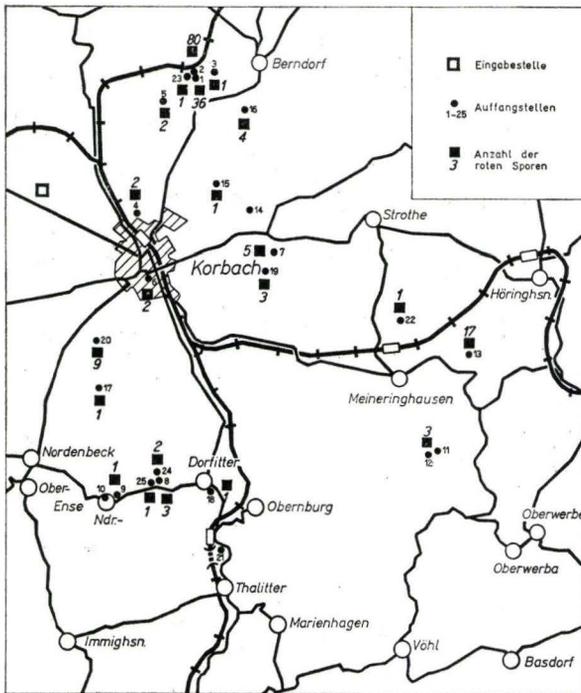


Abb. 3 e Verbreitung der roten Sporen (M. 1:150 000).

d) Violette Sporen (Abb. 3d)

Etwas abweichend ist das Ergebnis der violetten Sporen. Obwohl diese in der Nähe der Eingabestelle der roten Sporen und unter geologisch gleichen Verhältnissen eingegeben wurden, fanden sich an den Auffangstellen relativ wenig violette Sporen wieder. Zwar deutet sich eine gleiche Streubreite mit einem Schwerpunkt in der Twiste-Niederung an, doch wurden südöstlich Korbach und in der Ense-Niederung nur vereinzelt Sporen dieser Farbe beobachtet.

e) Braune Sporen (Abb. 3 e)

Abweichend von den anderen Eingabestellen wurden die braunen Sporen in Schichten der Dolomit-Serie (Plattendolomit z3) durch einen Brunnen eingespült. Die Streuung der Sporen war gering. Es wurden nur wenige braune Sporen wiedergefunden, und zwar fast ausschließlich in der Teichmühle bei Berndorf. Östlich Korbach wurden keine Sporen, südlich (ST 25) nur eine Spore dieser Farbe wiedergefunden. Worauf diese geringe Streuung zurückzuführen ist, läßt sich nicht sicher feststellen. Möglicherweise ist in den mit mehr oder weniger mächtigen Tonlagen wechselnden Dolomit-Schichten die Grundwasserbewegung im allgemeinen wesentlich geringer als in der Kalk-Serie.

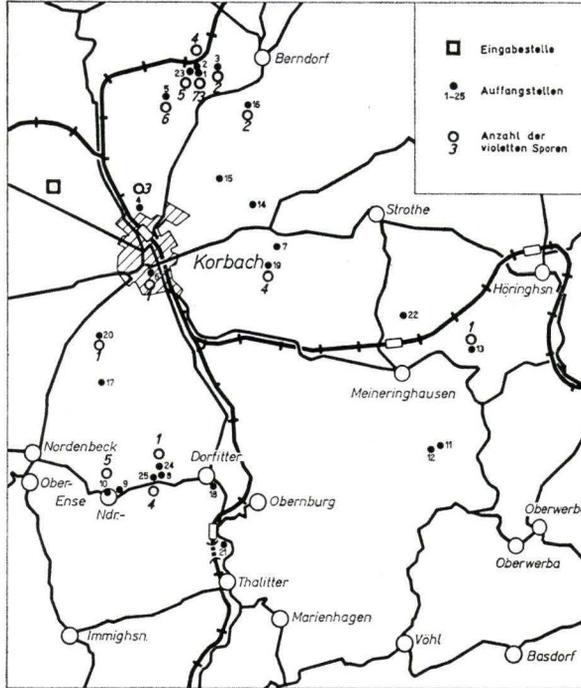


Abb. 3 d Verbreitung der violetten Sporen (M. 1:150 000).

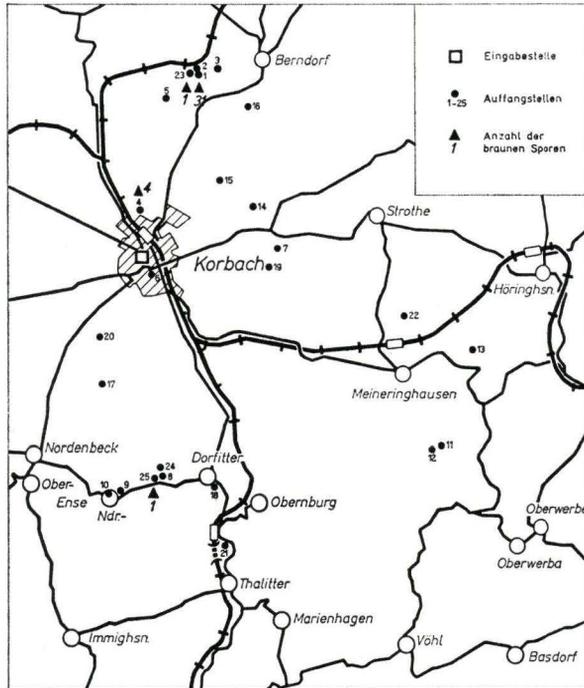


Abb. 3 e Verbreitung der braunen Sporen (M. 1:150 000).

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß die Sporenvertriftung, wie besonders bei der Betrachtung der blauen, roten und braunen Sporen auffällt, ausschließlich vom Gefälle zwischen Eingabe- und Auffangstelle, d. h. von den Vorflutverhältnissen bestimmt ist.

Dabei erfolgt z. B. bei den blauen und roten Sporen die Vertriftung z. T. aus der stratigraphisch älteren, aber höher gelegenen Kalkserie zu der stratigraphisch jüngeren, aber tiefer gelegenen Dolomitserie, ja sogar zur Sandsteinserie und zum Quartär.

Braune Sporen gelangten hingegen aus der stratigraphisch jüngeren höher gelegenen Dolomitserie in stratigraphisch ältere, aber tiefer gelegene Grundwasserleiter und traten an den aus der Kalkserie kommenden Quellen bei der Teichmühle aus.

Aus der Zeit, die zwischen Eingabe der Sporen und ihrem Eintreffen an der Auffangstelle verstrichen ist, können die Triftgeschwindigkeiten bestimmt werden. Aus ihnen können Rückschlüsse auf die Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers¹⁾ (scheinbare Fließgeschwindigkeit des Grundwassers) gezogen werden. Unsicher ist vor allem, ob die Grundwasserfließgeschwindigkeit mit der Triftgeschwindigkeit übereinstimmt, da die Ausbildung der Klüfte (Form, Öffnungsweite und dergleichen) dabei eine Rolle spielt: je offener die Klüfte, desto wahrscheinlicher ist die zeitliche Übereinstimmung. Weiterhin dürften physikalische Eigenschaften (Benetzbarkeit bzw. Oberflächenspannungen der Sporenoberfläche, Viskosität und innere Reibung des Wassers, Auftrieb der Sporenkörper usw.) ebenfalls die Sporenvertriftung beeinflussen. Schließlich ist zu berücksichtigen, daß die genaue Zeit des Eintreffens der jeweilig ersten Spore auf Grund der Versuchsanordnung nicht festgestellt wurde. Die angegebenen Abstandsgeschwindigkeiten stellen also nur angenäherte Höchstgeschwindigkeiten dar.

Die folgende Tabelle 5 gibt 6 auf diesem Wege bestimmte Triftgeschwindigkeiten an:

Tabelle 5. Triftgeschwindigkeiten

Nr. der Auf-fang-stelle	Eingabe-stelle	Zeit-raum	Ent-fernung Luftlinie (km)	Höhen-unter-schied (m)	Gefälle	Geschwindigkeit	Geologie des wahr-scheinl. Fließweges
1	A (blau)	23 h	5,250	35	1:150	229 m/h = 6,3 cm/s	Kalkserie
1	B (rot)	21 h	3,700	76	1:48	177 m/h = 4,9 cm/s	Kalkserie
13	A (blau)	27 h	5,600	47	1:120	207 m/h = 5,8 cm/s	Kalkserie-Dolomitserie
13	B (rot)	168 h	9,200	88	1:105	55 m/h = 1,5 cm/s	Kalkserie-Dolomitserie
18	B (rot)	54 h	8,000	58	1:138	148 m/h = 4,1 cm/s	Kalkserie-Dolomitserie-Kalkserie
21	A (blau)	9 h	3,200	30	1:106	355 m/h = 9,7 cm/s	Kalkserie (Schaumkalk)

¹⁾ Abstandsgeschwindigkeit = Abstand zweier in der Grundwasserbewegungsrichtung gelegener Punkte geteilt durch die Zeit; der Wert streut für die einzelnen Grundwasser-teilchen (DIN 4049).

Die festgestellten Triftgeschwindigkeiten liegen zwischen 1 und 10 cm/s. Die verhältnismäßig große Geschwindigkeit der blauen Sporen in ST 21 (9,7 cm/s) ist wohl z. T. auf die günstigen Fließverhältnisse in dem als Entwässerungsstollen für den historischen Kupferschieferbergbau dienenden „Itter“-Stollen z. T. aber auch auf die gute Wasserwegsamkeit in der tektonisch stark beanspruchten Kalkserie im Itter-Horst zurückzuführen. Die geringere Geschwindigkeit der roten Sporen bei ST 13 wird darauf zurückgeführt, daß die Grundwasserfließgeschwindigkeiten in der teilweise tonigen Dolomitserie geringer als in der Kalkserie sind.

Zur Untersuchung des zeitlichen Ablaufes der Vertriftung der Sporen wurden sämtliche Proben der Auffangstellen 1 (Teichmühle) und 13 durchgesehen. Das zahlenmäßige Auftreten der Sporen an den einzelnen Tagen wurde in Kurven dargestellt (Abb. 4 u. 5).

In der Meßstelle 1, der Teichmühle, haben die blauen Sporen ein 1. Durchgangsmaximum um den 20. Mai (5 Tage nach der Eingabe), ein 2. gemeinsam mit dem 1. Durchgangsmaximum der violetten, roten und braunen Sporen um den 29. Mai (14 Tage nach Eingabe). Nach dem 29. Mai sind die Sporengehalte allgemein gering, ein deutliches Durchgangsmaximum prägt sich nur noch bei den braunen Sporen am 18. Juni (fast 5 Wochen nach Eingabe) aus.

Das Auftreten mehrerer kleiner Durchgangsmaxima in den Kurven — besonders deutlich in der der blauen Sporen — ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß der Grundwasserzulauf zu der Auffangstelle nicht nur aus einer Kluft oder einem Kluftsystem erfolgt, sondern aus mehreren, wobei das Grundwasser in den verschiedenen Kluftsystemen verschiedene Fließwege hat, woraus ein zeitlich unterschiedliches Eintreffen am Auffangort resultiert.

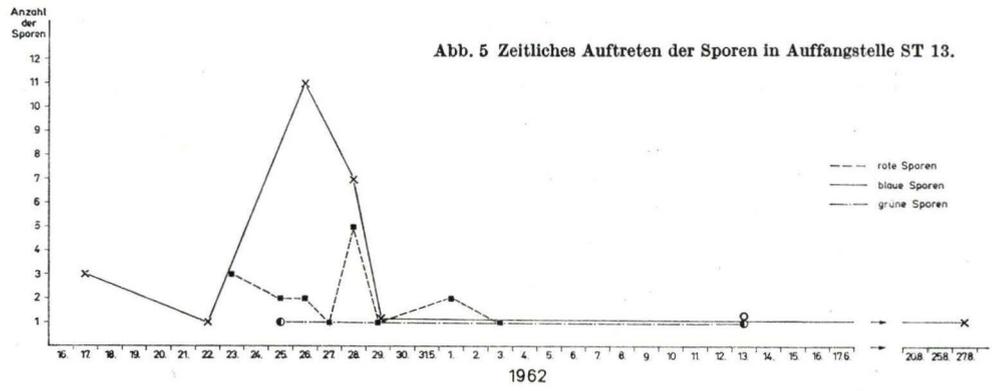
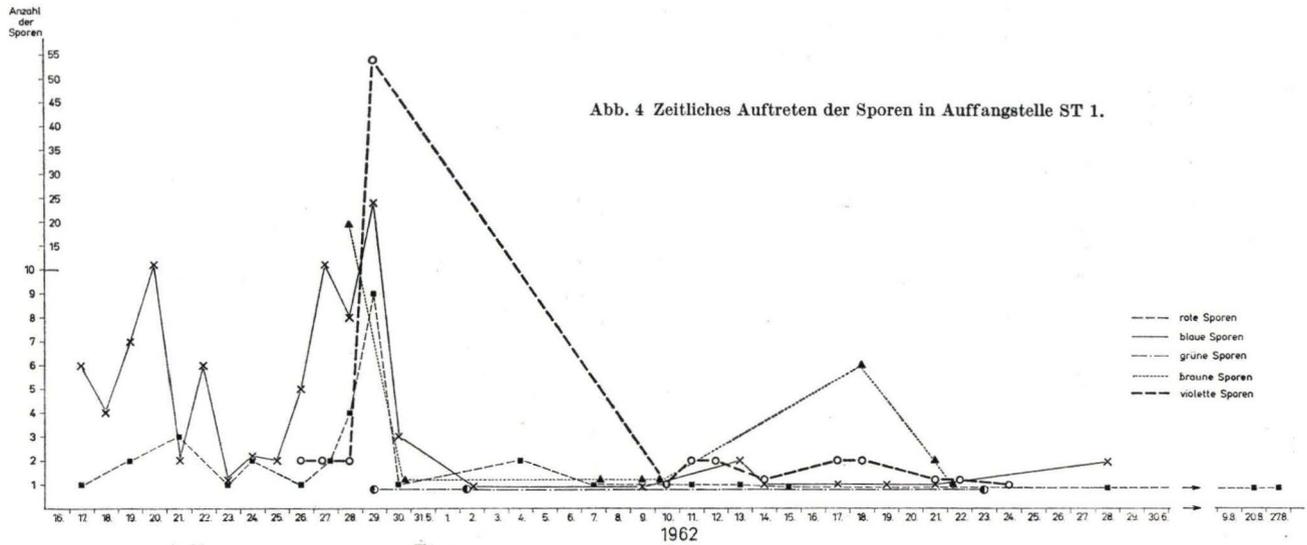
In der östlich des Westheimer Abbruches in der Meininghausener Niederung gelegenen ST 13 zeigten sich Durchgangsmaxima für die blauen Sporen am 26. Mai (12 Tage nach Eingabe), für die roten am 28. Mai. Die schnelle Abnahme der Sporenzahlen und das Fehlen weiterer kleiner Durchgangsmaxima ist auf die Durchmischung mit einem hohen Anteil nicht geimpften Wassers zurückzuführen.

Eine weitere Beachtung verdient das massierte Auftreten der Sporen an oder nach Tagen erhöhten Niederschlages. Beispiele dafür sind die Durchgangsmaxima der blauen Sporen in ST 1 am 20. Mai, sowie der violetten, roten und braunen Sporen um den 29. Mai. Auch ein Maximum der blauen Sporen an ST 13 am 26. Mai, und der roten Sporen am 28. Mai ist festzustellen. In ST 21 fällt auf, daß die hier allein aufgefangenen blauen Sporen, abgesehen vom ersten Auftreten am 16. Mai, nur noch an den Regentagen 22. und 25. Mai gefunden wurden.

In einer früheren, nicht veröffentlichten Untersuchung wurde von HÖLTING an der Quellfassung Meininghausen (Umgebung der ST 11) durch Färbungsversuche mit Uranin in den dort anstehenden Plattendolomiten (z3) über eine Entfernung von 200 m bei einem Höhenunterschied von 2 m und einem Gefälle von 1:100 eine Abstandsgeschwindigkeit von nur 30,8 m/h = 0,85 cm/s festgestellt.

VI. Deutung der Versuchsergebnisse (Abb. 2)

Die in Abschnitt IV beschriebene und in Abb. 2 zusammenfassend dargestellte Streuung der Sporen läßt erkennen:



- a) Eine Grundwasserbewegung erfolgt aus dem Gebiet am Südrand der Stadt Korbach, gekennzeichnet durch die blauen und grünen Sporen, am östlichen Stadtrand entlang vorwiegend in nördlicher und nordöstlicher Richtung, untergeordnet in östlicher und südwestlicher bis südlicher.
- b) Eine durch braune Sporen gekennzeichnete Grundwasserbewegung aus dem eigentlichen Stadtgebiet geht nach Norden bis Nordosten, nur untergeordnet nach Süden bis Südsüdwesten;
- c) Eine durch rote und violette Sporen gekennzeichnete Grundwasserbewegung verläuft aus dem Gebiet nordwestlich der Stadt nach Nordosten bis Osten.
- d) In und nördlich Korbach überschneiden sich die verschiedenen Grundwasserbewegungsrichtungen.
- e) Ein erheblicher Teil des sich in der Korbacher Umgebung bildenden Grundwassers fließt parallel dem Schiefergebirgsrand zur Ense-Niederung nach Süden ab und tritt in den starken Quellen im Gebiet Oberense-Niederense-Dorfitter aus.
- f) Östlich und südöstlich Korbach, in der Meininghausener Niederung, vermischen sich, wie aus der Abnahme der gefundenen Sporenzahlen und der Vermischung der verschiedenen Farben zu erkennen ist, die aus dem Gebiet um Korbach nach Osten bis Südosten abfließenden Grundwässer.

Von allen Eingabestellen gelangten Sporen zu den beobachteten Quellen und Brunnen in der Twiste-Niederung, der Ense-Niederung (bis nach Dorfitter hin) und der Meininghausener Niederung, wo allerdings die braunen Sporen nicht festgestellt wurden. Die Streuungsrichtungen verliefen damit z. T. diametral. Dieses Ergebnis läßt darauf schließen, daß die Eingabestellen entlang einer Grundwasserscheide liegen, die mit der Scheitellinie des Itter-Horstes (Korbacher Hochfläche) zusammenfällt und sich durch den südwestlichen Teil der Stadt Korbach nach Lelbach zieht. Die Bewegungsrichtungen des oberirdischen Wassers und des Grundwassers divergieren also: die oberirdische Entwässerung geht aus dem Stadtgebiet von Korbach nach Süden zur Eder, die Grundwasserbewegung aber hauptsächlich nach Norden zur Twiste.

VII. Zusammenfassung

1. Zur Herstellung der Trockenfilterpräparate aus stark verschmutzten Proben wurde eine Abtrennung der Schmutzstoffe vom sporenhöflichen Rest mit Hilfe einer Schwerelösung aus Kadmiumjodid und Kaliumjodid mit einer eingestellten Dichte von 2,0 angewandt.
2. Bei dem Sporentritfversuch in der Umgebung von Korbach wurde festgestellt:
 - a) Die unterirdische Wasserscheide weicht im Gebiet von Korbach von der oberirdischen ab. Sie fällt etwa mit der Scheitellinie des Itter-Horstes zusammen.
 - b) Die festgestellten, angenähert maximalen Tritfgeschwindigkeiten liegen zwischen 1 und 10 cm/s. Die größte Entfernung zwischen Eingabe- und Auffangstelle betrug 9200 m.
 - c) Westlich der Grundwasserscheide ist eine Grundwasserbewegung parallel zum Schiefergebirgsrand festzustellen.

Schriftenverzeichnis

- BEHREND, F. & K. STAESCHE: Geol. Kte. Preußen 1:25 000, Bl. Mengerlinghausen, Berlin 1931.
- EISSELE, K.: Erfahrungen mit der Sporentriftmethode. — Jh. geol. L.-Amt Bad. Württemberg, 5, S. 345—350, Freiburg i. Br. 1961.
- FABIAN, R., O. GRUPE, F. NÖRING & A. SEIFERT: Unveröff. Erl. Manuskriptblatt Korbach, Berlin 1939.
- HALLIK, R.: Eine Flüssigkeit zur Trennung von organischem Material und Sand für die Pollenanalyse. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 188—189, Stuttgart 1957.
- HAUSCHULZ, J.: Gewässerkundliches Kartenwerk Hessen, Teil 1, Wiesbaden 1959.
- KULICK, J.: Unveröff. Kartierberichte der Blätter Korbach und Mengerlinghausen, Wiesbaden 1959—1961.
- MAURIN, V. & J. ZÖTL: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. — Beitr. alpin. Karstforsch., 12, 184 S., 25 Abb., 7 Taf., Wien 1960.
- MAYR, A.: Blütenpollen und pflanzl. Sporen als Mittel zur Untersuchung von Quellen und Karstwässern. — Anz. math. nat. Kl., öst. Akad. Wiss. Wien 1953.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 843—854, Hannover 1954.
- ZÖTL, J.: Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. — Steir. Beitr. Hydrogeol., 1960/61, 2, 183 S., 16 Abb., 9 Taf., Graz 1961.

Manuskript eingegangen am 19. 3. 1963

Die Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein am Ostrand des Neuwieder Beckens

Von

HEINZ BOTTKE, Clausthal-Zellerfeld

Mit 9 Abbildungen, 14 Tabellen und den Tafeln 22–24

Kurzfassung: Die geologische Auswertung eines 1961 zur Untersuchung der unteroligozänen Tone der Höhrer Löcher bei Vallendar (Rhein) niedergebrachten, engmaschigen Bohrnetzes bildet die Grundlage für die Darstellung der engräumigen, petrofaziellen Entwicklung innerhalb eines örtlichen Sedimentationsbeckens am Ostrand des Neuwieder Beckens, der größeren tektonischen Einheit.

Daraus resultieren für einen mechanisierten Abbau die petrographische Klassifikation der Tonsorten in Abhängigkeit von ihrer geochemischen Charakteristik sowie die Erfassung des für die technologische Beurteilung wichtigen Eisengehaltes.

Die technologische Eignung der Tone wurde in Abhängigkeit von der Feuerfestigkeit, dem Schwindungsverhalten und der Plastizität gesetzt. Zusammen mit der aus der Vorratsberechnung ermittelten Beteiligung von Tonsorten mit über 35% $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ und guter Bindefähigkeit folgen daraus Verwendungsmöglichkeiten der Tone in der Feuerfestindustrie.

1. Einleitung

Die Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein wurde 1961 durch zahlreiche Bohrungen untersucht. Die daraus resultierende Erkundung des petrographisch-chemischen Aufbaus, der faziellen Entwicklung wie auch der technologischen Eigenschaften der Tone, vermittelt ein geologisches Bild, dessen Rahmen die tertiären Tonvorkommen am Ostrand des Neuwieder Beckens bilden. Der Mannesmann AG sage ich meinen Dank für die Erlaubnis zur Veröffentlichung der Untersuchungsergebnisse.

2. Die stratigraphische Stellung der Tonlagerstätten

Die Tonvorkommen am Ostrand des Neuwieder Beckens haben in der Vergangenheit verschiedene stratigraphische Einordnungen erfahren, die vor allem durch petrographisch-fazielle Parallelisierungen mit ähnlichen oder gleichen Lagerstätten des zentralen Teiles des Neuwieder Beckens oder aber des Westerwaldes vorgenommen wurden (siehe Abb. 1).

Von H. QUIRING (1931) wurden die Tone dem Unteren Miozän zugerechnet und mit den Tönen des Westerwaldes gleichgestellt. C. MORDZIOL (1950) stellt dagegen den obereozänen Tönen mit Braunkohleneinlagerungen von Urbar die Westerwaldtöne des Oberoligozäns im Siershahner Becken gegenüber. Da die Tonlager am Ostrand des Neuwieder Beckens keine marinen Einlagerungen enthalten, wurden sie zur



Abb. 1. Karte der Verbreitung des Tertiär-Holozäns in der Umgebung von Koblenz. Tertiär-Holozän: punktiert, Devon: weiß [Umgezeichnet nach H. D. PFLUG (1959)]

Arenberger Fazies gestellt und stratigraphisch an die des Siershahner Beckens angeschlossen. W. AHRENS (1936) vergleicht in einem zusammenfassenden Überblick der Westerwälder Tone stratigraphisch die Tone von Ruppach im Westerwald mit denen von Urbar am Rhein und stellt beide in das Unteroligozän. In einer stratigraphischen Übersicht nach pollenanalytischen Datierungen von Braunkohlen und Tönen des Neuwieder Beckens wie auch des Westerwaldes weist H. D. PFLUG (1959) das einheitliche Alter der Tone am Ostrand des Neuwieder Beckens und des Siershahner Beckens nach und ordnet sie zusammen mit der Kies- und Sandfazies der Vallendarer Schotter dem Unteroligozän bis Obereozän zu. Jüngere Tone wie die des Oberoligozäns im zentralen Teil des Neuwieder Beckens bei Kärlich wurden am Beckenrand nicht beobachtet. Die von H. D. PFLUG (1961) an allochthonen Braunkohlen des Tonvorkommens der Höhrer Löcher bei Vallendar vorgenommenen pollenanalytischen Datierungen weisen die im unteren Teil des Tonlagers auftretenden Schmitzen dem Obereozän (Borkener Bild) zu. Der hangende Teil des Lagers ist dagegen dem Unteroligozän zugehörig, wie auch ein Profilvergleich der Tonvorkommen am Ostrand des Neuwieder Beckens in SE-NW-Richtung bestätigt. Siehe Tabelle 1.

Die Sande und Klebsande im Liegenden der Tone gehören der klastischen Fazies des Obereozäns an und sind den Vallendarer Schottern äquivalent. Wie Bohrungen in den Höhrer Löchern und im Bendorfer Wald ausgewiesen haben, gehen die Tone zu den Rändern der örtlichen Sedimentationsbecken hin in Klebsande und Sande über. Diese Verzahnungen von toniger Fazies örtlicher Becken mit der klastischen oder grobklastischen Fazies der Vallendarer Schotter und Sande hat schon W. KLÜPFEL (1932 und 1942) in der Umgebung von Vallendar festgestellt.

Tabelle 1. Vergleichende stratigraphische Übersicht der Tonlagerstätten am Ostrand des Neuwieder Beckens (nach H. D. PFLUG [1961] und Bohrergebnissen)

SE ————— NW

Vorkommen	Tongrube Urbar	Tongrube Höhrer Löcher	Tongrube Bendorfer Wald
Unteroligozän	4–15 m bunte feuerfeste Tone	2–10 m helle sandige Tone	2 m helle Sande, sandige Kies des Tone Mittel-Oligozäns
Obereozän	2–6 m braune Tone mit lignitischer Braunkohle 1–2 m weißer Pfeifenton	2–8 m braune Tone mit erdiger Braunkohle	0,5–2 m Braunkohle 3–6 m Stechton
Obereozän	Sande und Klebsande	Sande und Klebsande oder rote Tone	Schluffe, Sande, Flammenton

3. Die tektonische Stellung der Tonlagerstätten

Die Tone am Ostrand des Neuwieder Beckens und ihre klastischen Äquivalente sind meist von Abschiebungen begrenzte Erosionsreste, welche unterdevonischen Schichten des Unterems auflagen. Das Neuwieder Becken ist als junger tektonischer Einbruchstrog durch Zerrungstektonik mit zahlreichen Staffelbrüchen gekennzeichnet, die nicht nur auf den Beckenrand beschränkt bleiben, sondern auch im zentralen Teil feststellbar sind. Dabei lassen sich generell NE—SW streichende Störungssysteme von NW-SE-Störungen unterscheiden. Am Ostrand des Beckens wird die Tektonik von NW—SE streichenden Abschiebungen beherrscht, die nach SW, zum Neuwieder Becken, einfallen. Hierzu gehört die Störungszone der Sayner Abschiebung, die von H. QUIRING (1931) von Melsbach im NW über die Abtzmühle von Oberbieber bis nach Sayn verfolgt wurde. Sie tritt an der Grenze des Berglandes gegen die Rheinebene zwischen Oberbieber und Sayn morphologisch als Randstörung deutlich hervor. Es handelt sich bei der Sayner Abschiebung um eine Zone von Staffelbrüchen mit einer Sprunghöhe von 100 m—150 m. Eine Übersicht über das Ausmaß der Bewegungen entlang dieser Störungszone ergibt der Vergleich der Höhenlage der obereozänen-unteroligozänen Tone südwestlich und nordöstlich davon. Siehe Tab. 2.

Im Fortstreichen nach SE über Sayn hinaus läßt sich die Störung nur noch dort verfolgen, wo tertiäre Erosionsreste gegen Unterdevon verworfen worden sind. Sicher nehmen in dieser Richtung die Verwurfsbeträge ab, denn von Sayn ab springt die morphologische Grenze des Berglandes gegen das Neuwieder Becken nach S vor und verläuft dann wieder in SE-Richtung auf der rechten Rheintalseite bis in das Gebiet von Urbar. Hier ist eine Vergitterung von NW—SE streichenden mit NE—SW

Tabelle 2. Höhenlage des Tonlagers beiderseits der Sayner-Abschiebung

E	Höhenlage der Tonlager in m üb. NN		Ort	
	+ 230 m	+ 288 m	Meisenhof	Höhr-Grenzhausen
Sayner-Abschiebung				
W	+ 120 m	+ 130 m	Rommersdorf	Weis
	+ 16 m	+ 43 m	Bohrungen im Untergrund von Neuwied	

verlaufenden Störungen bekannt. Von einer der letzteren wird das Tonvorkommen von Urbar im NW begrenzt. Die nordöstlich der Sayner-Abschiebung mit NW—SE Streichen parallel verlaufenden Abschiebungen gehören einer tektonischen Schollentreppe mit kleineren Verwurfsbeträgen an. An ihnen sind teils die nordöstlich teils die südwestlich der Abschiebungen gelegenen Schollen abgesunken, so daß das Tertiär und mit ihm die Tonlager in Erosionsresten erhalten geblieben sind (siehe Abb. 2). Die Tonlagerstätten der Höhrer Löcher, nördlich des Puschenkopfes bei Vallendar, wie auch von Hillscheid werden nach SW von einer NE einfallenden Abschiebung begrenzt, die sich nach NW aber nicht verfolgen läßt. Sie liegt in der SE-Fortsetzung des Störungsbündels der Sayner-Abschiebung. Die reversible Charakteristik dieser Abschiebungen, die dann im NW als nach SW fallende Abschiebungen mit großen Verwurfsbeträgen in SE aber als NE einfallende Abschiebungen geringerer Bedeutung anzusehen sind, lassen für die bewegten Schotten gegensätzliche Kippbewegungen erkennen.

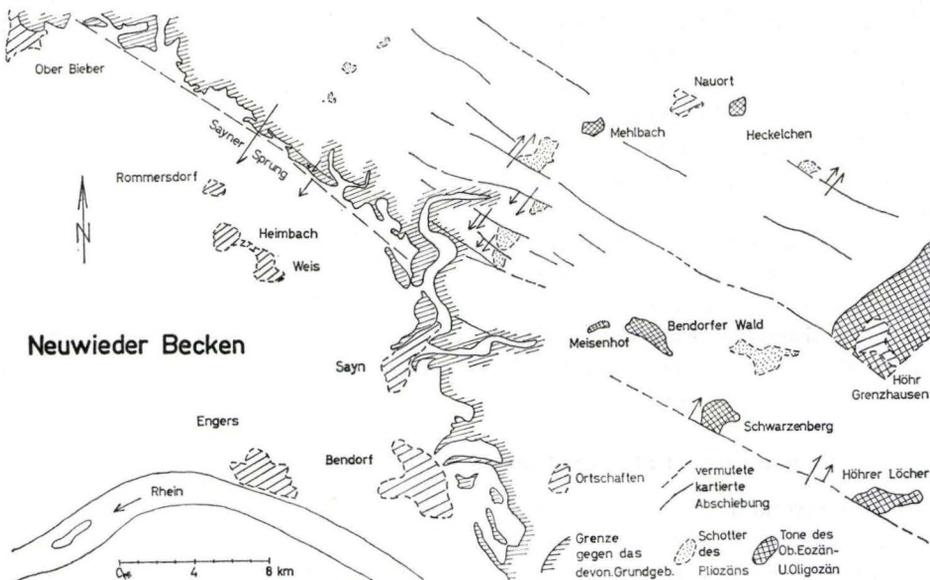


Abb. 2. Tektonische Übersichtskarte des NE-Randes des Neuwieder Beckens. [Umgezeichnet nach H. QUIRING (1927)]

Die Scholle nordöstlich der Sayern Abschiebung ist daher nordwestlich der Linie Sayn-Nauort stark angehoben worden. Tonlager fehlen hier ganz. Tertiär ist nur in Resten geringer Ausdehnung mit pliozänen Kieselloolith-Schottern vorhanden. Erst auf der Linie Sayn-Nauort gewinnen diese Vorkommen in ihrer Verbreitung größere Bedeutung. Bis hierhin bildet die Sayner Abschiebung auch die durch die Morphologie belegte Randstörung. Bei Verlust dieses Charakters im Fortstreichen nach SE stellen sich auf der nordöstlichen Scholle die obereozänen bis unteroligozänen Tonlager sowie die gleichaltrigen Vallendarer Schotter ein. Von NW und SE reihen sich somit auf die Tonlagerstätten:

- des Meisenhofes bei Bendorf,
- des Bendorfer Waldes bei Bendorf,
- des Schwarzenberges bei Bendorf,
- der Höhrer Löcher und von Hillscheid.

Allerdings handelt es sich bei diesen verschiedenen Tonvorkommen nicht um die Ablagerungen eines einheitlichen und heute nur noch in Erosionsresten vorhandenen Beckens. Es ist vielmehr nach Ausweis der in den genannten Lagerstätten durchgeführten Bohrungen ein in einzelne Teilbecken gegliederter Sedimentationsraum mit starkem faziellm Wechsel. Wie die Untersuchungen von H. D. PFLUG (1959) gezeigt haben, gehört dieser Raum an der Wende Eozän-Oligozän einem größeren sich SW—NE erstreckenden Trog an, der vom zentralen Teil des Neuwieder Beckens bis in das Siershahner Becken verfolgbar ist. Er ist im devonischen Untergrund durch eine Zone südvergente Faltenbaus vorgezeichnet, die zugleich eine Zone starker Absenkung im Verlauf der variskischen Verformung darstellte und im Tertiär neu belebt wurde. Auch ein Teil der oben beschriebenen Abschiebungen sind posthum bestätigte, variskische Störungen, welche sich oft in der ac-Richtung den variskischen Faltenachsen zuordnen lassen. Dies gilt sowohl für die Nauorter Abschiebung als auch für die Störungszone der Sayner Abschiebung. Die das Tonvorkommen der Höhrer Löcher im SW begrenzende Störungszone ist eine durch Eisenspat- und Pb-Ag-Erze belegte variskische Störungszone, auf der Bergbauversuche umgegangen sind. In der Tongrube bei Hillscheid ist diese Abschiebung durch den dort umgegangenen Tagebau aufgeschlossen. Hier liegen unteroligozäne helle sandige Tone neben spezialgefalteten Grauwachenschiefern und Tonschiefern des Unterdevons. Diese wiederaufgelebte Bruchtektonik ist zeitlich mit der im mittleren Miozän einsetzenden Hebungsphase des rheinischen Schiefergebirges zu verbinden, die sich in ihrer Intensität im Oberpliozän wie auch im Pleistozän und Holozän vor allem im Zusammenhang mit dem Vulkanismus bei Einbruch des Neuwieder Beckens steigerte. H. QUIRING (1931) gibt für das Mittel- bis Oberpliozän wie auch für das Quartär regionale Hebungsbeiträge von je etwa 130 m an.

4. Der prätertiäre Untergrund und seine tonigen Verwitterungsbildungen

Im Untergrund der tertiären Tonlagerstätten zwischen Hillscheid und Sayn stehen sandige Schiefer, Tonschiefer, plattige Sandsteine sowie örtlich auch Wechsellagerungen von hellen Quarziten mit Tonschiefermitteln an. Sie werden in das Unterems gestellt. In vielen Aufschlüssen in den oberen Teilen der Talgehänge sind diese Ge-

steine tonig verwittert. Vor allem die Tonschiefer zeigten in den Bohrungen Zonen tiefgründigen Zersatzes. Stratigraphisch gehören diese Verwitterungsbildungen dem Eozän an. Sie sind älter als die Tonlagerstätten, welche durch Abschwemmung aus ihnen gebildet worden sind. Ihre Entstehung fällt in die tropische bis subtropische Klimaperiode des Eozäns. Wie F. KUTSCHER (1954) aus dem Hunsrück berichtet hat, liegt eine tonige Zersetzung und Bleichung der devonischen Gesteine in situ vor, die nach oben in weiße oder rote, eisenreiche, sandige Tone mit Resten von zersetzten Tonschieferbruchstücken übergehen. Diese tonige Verwitterungsrinde wurde in den Randbereichen der Tonlagerstätte Höhrer Löcher im Liegenden der hellen bis grauen obereozänen Sande und Klebsande erbohrt. Wie die mineralogischen Untersuchungen von F. J. ECKHARDT (1960) an Zersatzprofilen des Hunsrückschiefers gezeigt haben, findet bei der Zersetzung der Tonschiefer vor allem eine Umwandlung von Chlorit in Kaolinit statt. Nach röntgenographischen Untersuchungen, die von F. J. ECKHARDT (1960) an Proben der eozänen Verwitterungsrinde der Höhrer Löcher durchgeführt wurden, läßt sich hier auch eine Kaolinitisierung des Serizits der Tonschiefer erkennen. Siehe Tab. 3.

Tabelle 3. Halbquantitative Mineralbestimmung eines Zersatzprofiles im Bereich der Höhrer Löcher, nach F. J. ECKHARDT (1960)

Bohrung Nr. 4	Tonsorte	Quarz %	Feldspat %	Muskovit %	Kaolinit %
6 m Teufe	roter Ton	25–30	< 2	25–30	30
10 m Teufe	graubrauner Ton mit Tonschiefer- brocken	30	< 5	35–40	15

Bei 6m Teufe lagen in den roten Tonen etwa 10 % Hämatit vor, während das Eisen bei 10m als Goethit mit einem Mengenanteil < 10 % fixiert war. Der mit der Bohrung Vallendar Nr. 11 bei 11m Teufe erbohrte tonige Zersatz mit Tonschieferbruchstücken zeigte folgenden quantitativen mineralogischen Aufbau:

55 % Quarz, < 2 % Feldspat, 30 % Muskovit, 15 % Kaolinit.

Im Gegensatz zu den Tonen der Verwitterungsrinde sind bei tonig verwitterten Sandsteinen und Tonschiefern des Unterdevons Strukturen wie Schichtung, Schieferung und Spezialfaltung noch erhalten. Ihre Gehalte an Serizit oder Chlorit sind ebenso weitgehend in Tonmineralien umgewandelt. Solche vertonten ehemaligen Glimmersandsteine wurden z. B. einige Jahre lang in dem Steinbruch Eichhell bei Bad Hönningen/Rhein als Magerungsmittel für die dortige Schamottefabrik abgebaut. Sie wiesen folgende Teilanalyse aus:

Al_2O_3 18 % — 20 %, Fe_2O_3 0,8 % — 1,4 %, SiO_2 76 %.

Die in dem Steinbruch niedergebrachten Meißelbohrungen wiesen eine bis zu 70m mächtige Zone toniger Verwitterung der plattigen Glimmersandsteine nach, ohne deren unverwitterte Partien zu erreichen. Von einer ähnlichen Teufenerstreckung der tonigen Verwitterung haben W. AHRENS (1936) und F. KUTSCHER (1956) berichtet.

5. Die Geologie der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein

Die obereozänen bis unteroligozänen Tone der Höhrer Löcher bei Vallendar bilden, wie Tafel 22 zeigt, eine flache linsenförmige Lagerstätte, welche in einem SW—NE streichenden Sedimentationsbecken zum Absatz kam. Sie wird gegen SW und S durch eine WSW—ENE streichende Abschiebung begrenzt, an der das Tertiär gegen sandige Schiefer und Plattensandsteine der Rittersturz-Schichten der Unterems verworfen wird.

51. Die petrofazielle Entwicklung der Lagerstätte

In den Randbereichen des Beckens wurden im Liegenden der eozänen Sande und Tone überall rote oder graue tonige Basisschichten der Verwitterungsrinde des Unterdevons erbohrt, für die Relikte der Ausgangsgesteine typisch sind. Im Obereozän begann die Sedimentation mit den überall im Liegenden der Tone angetroffenen hellen eisenarmen Sanden und Klebsanden, welche eine Einschaltung der Vallendarer Fazies mit sonst grobklastischen Kiesen und Sanden darstellen. Die Mächtigkeit dieser Sande schwankt zwischen 2 m und 10 m, wobei die größten Mächtigkeiten im zentralen Teil des Beckens auftreten.

Die auf diese Klebsande folgenden Tonsedimente lassen, wie die Tafel 22 und Abb. 3 zeigen, eine Beschränkung der Verbreitung der sandarmen Tone mit über 28 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ auf den zentralen Teil des Sedimentationsraumes erkennen. Diesem tonigen Faziesbereich steht an den Beckenrändern eine sandige Fazies mit Klebsanden und sandigen Tonen gegenüber, in die ein allmählicher Übergang jeweils erfolgt. Auf den Profilen der Tafel ist erkennbar, daß mit Annäherung an die Lagerstätte im SW begrenzende Störung die Gesamtmächtigkeit der Tone zunimmt. Der Mächtigkeitszunahme der Lagerstätte im SW und S geht eine Einschaltung von Tonzwischenmitteln parallel, welche aus sandigen Tonen mit Al_2O_3 -Gehalten zwischen 28 % und 20 % bestehen. Diese schwanken in ihren Mächtigkeiten zwischen 1 m und 5 m. Die Tone mit > 28 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ lassen in dem in Abbildung 3 dargestellten Mächtigkeitsverhalten maximale Werte mit 20 m erkennen. Die Mächtigkeiten > 7 m bleiben dabei auf den Bereich südwestlich des alten Tagebaus beschränkt.

Charakteristisch für die qualitative Gliederung dieser Tone ist ihre Färbung. Tone von 28 % — 32 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, deren Fe_2O_3 -Gehalte meist < 2 % bleiben, sind von hellgrauer bis weißer Farbe, während die Tone von 32 % bis 42 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ durch fein verteiltes Bitumen braungrau gefärbt sind. Eisenreiche Zwischenmittel dieser letzteren Tonsorten sind durch fein verteilten Hämatit durchweg rot gefärbt oder geflammt. Die Tonsedimente, welche durch das maximale Zurücktreten des Sandanteils gekennzeichnet sind, die Tone mit 40 % — 42 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, sind in ihrer Verbreitung, bis auf einen kleinen Bereich im NE, ebenfalls auf den südwestlichen Lagerstättenteil beschränkt. Siehe Abb. 3. Ihre Mächtigkeiten schwanken zwischen 1 m—3 m, wobei sie in allen Bohrungen den liegenden Teil der sandarmen Tone mit > 32 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ bilden. Ein in NW—SE-Richtung über die Bohrungen Nr. 18, 6 und 7 gelegtes Analysenprofil der graubraunen Tone im zentralen Teil des südwestlichen Sedimentationsraumes zeigt Tab. 4.

Die in Tab. 4 angeführten Bohrungen haben einen horizontalen Abstand von 40m—50m. Vergleichbar sind im Sedimentationsablauf nur die Tendenzen der Zu- oder Abnahme des Sandgehaltes. Nicht vergleichbar sind Mächtigkeiten und Tonanteile. Die Bohrung Nr. 6 kennzeichnet mit durchgehend höheren Tonerdegehalten den Zentralteil des Beckens, von dem aus nach NW und SE eine Verminderung an Tonsubstanz durch Einschaltung sandiger, z. T. eisenreicher Zwischenmittel, erfolgt. Der liegende Teil des Tonlagers aber wurde überall aus feinsten Tonschlammern gebildet.

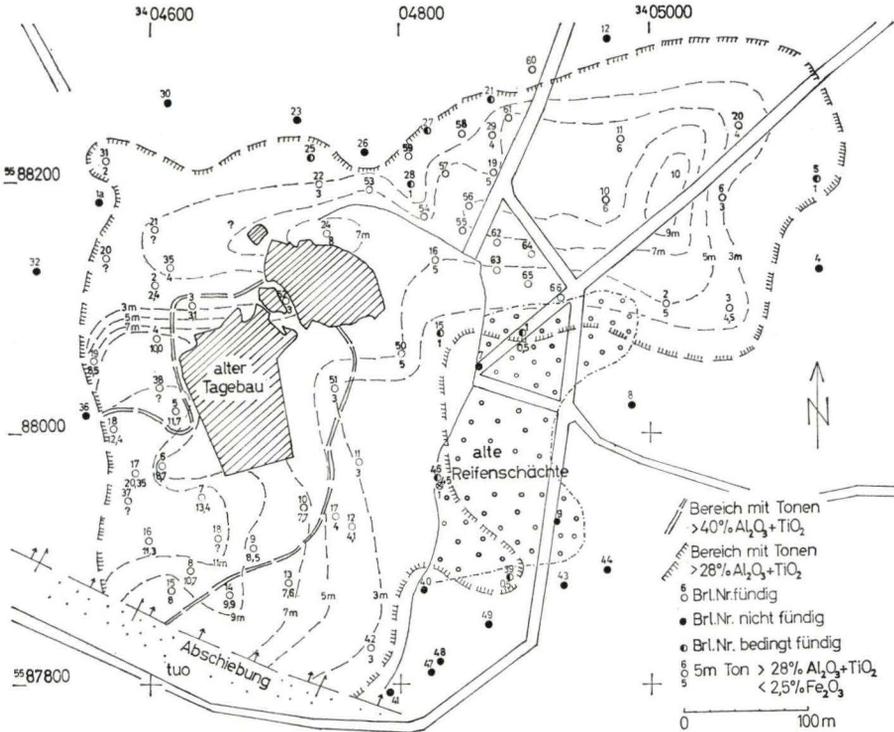


Abb. 3. Das Mächtigkeitsverhalten der sandarmen und fetten Tone der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher.

Im nordöstlichen Lagerstättenteil sind graubraune fette Tone mit bauwürdigen Mächtigkeiten von 2m—10m verbreitet. Ihre Gehalte an $Al_2O_3 + TiO_2$ schwanken zwischen 28 % und 39 % $Al_2O_3 + TiO_2$. Ihnen sind kleinere Schmitzen von allochthonen Braunkohlen eingelagert, die seitlich in kohlige Tone übergehen können. Diese Braunkohlen wie auch die kohligten Tone führen fein verteilten Markasit oder Pyrit. Auch hier bilden obereozäne hellgraue Klebsande das Liegende der Tonserie. Zum Hangenden gehen die graubraunen Tone in weiße oder gelbweiße Tone über. In diesen liegt durchweg ein höherer Sandgehalt vor, so daß sowohl stark sandige Tone als auch Klebsande mit Mächtigkeiten zwischen 1 m und 6 m den hangenden Teil der Lagerstätte aufbauen. Diese sandigen Hangendschichten sind in ihrer regionalen Verbreitung im NE auf den zentralen Teil des Sedimentationsbeckens be-

Tabelle 4. Vergleichendes Analysenprofil der graubraunen Tone im SW-Teil der Lagerstätte

Mächtigkeit m	Bohrung Nr. 18		Mächtigkeit m	Bohrung Nr. 6		Mächtigkeit m	Bohrung Nr. 7	
	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃		%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃		%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃
Hangendes	Klebsand		1,90	33,55	2,03	4,50	28,59	0,91
2,20	37,37	1,54	1,60	40,15	1,95	1,10	32,87	2,15
0,40	29,14	2,34	1,60	35,79	0,99	1,10	18,04	0,92
0,80	22,32	sandig 1,09				2,40	20,51	sandig 1,22
0,30	24,63	sandig 6,85				1,50	28,32	0,95
2,10	33,61	2,31	1,40	32,58	1,00	1,60	31,31	0,96
1,10	21,85	sandig 0,85	1,20	36,03	1,08	2,50	32,61	0,89
0,50	38,75	1,12						
0,50	40,86	1,19						
0,40	32,81	0,88	1,00	35,77	0,87	2,30	40,04	1,59
2,70	40,69	0,99						
0,10	42,34	1,07						
1,70	41,43	1,30	1,60	41,22	1,85			
Liegendes	obereozäner Klebsand und sandiger Ton							
	17,95	1,05		4,72	0,36		26,44	0,76

schränkt. Sie sind zu unterscheiden von Klebsanden der sandigen Randfazies der graubraunen Tone. Das im nordöstlichen Lagerstättenteil niedergebrachte Bohreretz mit einem Bohrabstand von 35 m bis 40 m erlaubt eine Beurteilung der engräumigen fazielien Veränderungen: Die in der Taf. 24 dargestellte Profilersie quer zur NE-SW-Er-streckung des Beckens weist innerhalb des unteren Teiles des Tonlagers zwei Zyklen mit Tonen > 35 % Al₂O₃ + TiO₂ nach, welche in ihrem jeweils zentralen Teil auch Tone mit > 39 % Al₂O₃ + TiO₂ beinhalten. Nach NW und SE, in Richtung auf die Beckenränder, erfolgen auf Entfernungen von 30 m—50 m durch allgemeine Zunahme des Sandgehaltes oder Einlagerungen von Zwischenmitteln sandiger Tone Übergänge in Klebsande. Der hangende Teil des Tonlagers beginnt mit der Sedimentation von weißen Klebsanden und hellen, stark sandigen Tonmitteln geringer Mächtigkeit mit Gehalten an Al₂O₃ + TiO₂, die zwischen 20 % und 28 % schwanken. Im Profil 2 der Taf. 24 schneiden diese Klebsande in den oberen Teil des unteren Lagers ein und lagern dessen unteren Teil im SE auf. Daraus dokumentieren sich örtliche Erosionsstadien während der Tonsedimentation im zentralen Teil des Beckens. Im oberen Teil dieses Ablagerungszyklus läßt sich eine Verlagerung der Beckenachse nach SE erkennen. Er ist in seinem zentralen Teil wiederum gekennzeichnet durch helle Tone höherer Tonerde-Gehalte mit 28 % bis 32 % Al₂O₃ + TiO₂. Auch hier erfolgt zu den Rändern hin eine Vertaubung durch höhere Sandanteile. Dieser fazielle Wechsel ist durch die Darstellung der geochemischen Veränderungen in Tab. 5 dargestellt.

Tabelle 5. Fazieswechsel im oberen Teil des Tonlagers, Nordostfeld

	NW		SE
Bohrloch Nr.	62	65	67
Mächtigkeit m	1,5	5,0	1,5
% SiO ₂	74,2	63–68	68,9
% Al ₂ O ₃ + TiO ₂	20,8	27,5–33,9	24,7
% Fe ₂ O ₃	2,02	1,2–2,2	1,5
Liegendes	helle Klebsande		

Die in der Taf. 23 dargestellte Serie von Längsprofilen in Richtung NE—SW durch den nordöstlichen Lagerstättenteil weist für das untere Tonlager eine Gliederung in zwei durch eine Schwelle gegliederte Teilbecken auf, die durch die Einlagerung von allochthonen Braunkohlenschmitzen oder Lagen von Tonen mit $> 39\%$ Al₂O₃ + TiO₂ gekennzeichnet sind. Diese kleinfazielle Gliederung wird im hangenden Zyklus des unteren Lagers ausgeglichen durch die Sedimentation einer einheitlichen Folge von Tonen mit Gehalten von 32% — 39% Al₂O₃ + TiO₂, die über eine Erstreckung von 350m in der Längsachse des Beckens aushält. Ihr sind erneut vereinzelt, 1m—2m mächtige Lagen allochthoner Braunkohle und tonerreicher Tone $> 39\%$ Al₂O₃ + TiO₂ eingeschaltet. Ebenfalls in gleichmäßiger Erstreckung parallel zur Beckenachse sind die sandigen Tone und Klebsande des oberen Lagers zu erkennen, wobei nach NE ein Übergang letzterer in helle sandige Tone erfolgt.

52. Der petrographische und geochemische Aufbau der Lagerstätte

52.1. Die petrographisch-chemische Gliederung der Tone

Die petrographische Gliederung der Tone erfolgte nach ihrem Sandanteil und dem daraus resultierenden Gehalt an Al₂O₃ + TiO₂. In Anlehnung an technologische Erfordernisse sind Tone der einzelnen Sorten mit sichtbar höheren Anteilen an Fe oder nach den Analysen mit Fe₂O₃-Gehalten $> 2,5\%$ als eisenreiche Varietäten zu bezeichnen. Eine Übersicht dieser Gliederung vermittelt Tab. 6 für die Tone $< 2,5\%$ Fe₂O₃.

Tabelle 6. Petrographische Gliederung der Tone

Petrographische Bezeichnung	Al ₂ O ₃ + TiO ₂ %	SiO ₂ %
Klebsand	5–10	92–87
stark sandiger Ton	10–20	87–76
sandiger Ton	20–28	76–65
sandarmer Ton	28–35	65–60
fetter Ton	35–42	60–50

52.2. Der mineralogische Aufbau der Tone

Nach den halbquantitativen Röntgenanalysen von F. J. ECKHARDT (1961) von Vallendarer Tonen sind Tonmineralien der Kaolingruppe mit 50% — 65% vorhanden.

Die Bestimmung des Fehl Ordnungsgrades derselben zeigte überwiegend eine Stellung zwischen Fireclay-Mineral und Metahalloysit. Daneben können Montmorillonit mit 5 % — 30 % und Vermiculit als neugebildete, glimmerartige Tonminerale auftreten. Die Gehalte an Muskovit (Serizit), dem Verwitterungsrückstand der devonischen Tonschiefer zugehörig, schwanken zwischen 15 % und 35 %. Damit wird auch von den Vallendarer Tonen die von F.J. ECKHARDT (1960) mitgeteilte Beobachtung an einem autochthonen Verwitterungsprofil devonischer Tonschiefer bestätigt, daß Muskovit weitgehend beständig bleiben kann und hier auch nach erfolgter Umlagerung erhalten ist. In untergeordneten Mengenanteilen sind weiterhin vorhanden: Feldspat, Calcit, Dolomit, Hämatit, Goethit und Pyrit. Quarz ist Hauptgemengteil und verhält sich zu den Tonmineralien reziprok. In Tab. 7 werden unter Vergleich mit den Gehalten an $Al_2O_3 + TiO_2$ die Unterschiede der einzelnen Tonsorten innerhalb der graubraunen sandarmen und fetten Tone erkennbar. In den hellen sandigen Tonen wird mit Zunahme des Sandanteils der Anteil der kaolinitischen Tonmineralien geringer, während die Mengenanteile von Reliktmineralien wie Feldspat und Muskovit bei Vergleich mit den graubraunen, sandarmen und fetten Tonen etwa gleich bleiben. Letztere nehmen erst in den stark sandigen Tonen und Klebsanden ab. Siehe Tab. 8.

523. Der Chemismus der Tone

Chemische Vollanalysen wurden nur von sandarmen und fetten Tonen angefertigt, wobei sich die ermittelten Werte auf die gegläute Substanz beziehen. Es konnten die graubraunen Tone dreier Bohrungen ausgewählt werden, die in SW-NE-Richtung, parallel zur Achse des Sedimentationsbeckens, angeordnet sind. In Richtung nach NE zeigt sich, in Tab. 9, bei Vergleich der Al_2O_3 -Gehalte der Bohrungen in NE-Rich-

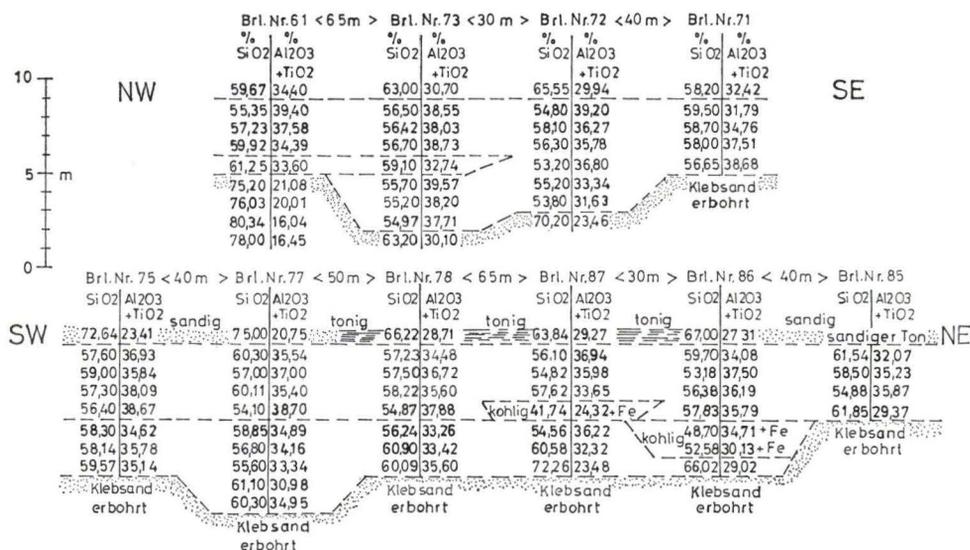


Abb. 4. Das geochemische Verhalten von $Al_2O_3 + TiO_2$ und SiO_2 in den Schamottesteintonen des NE-Feldes der Tonlagerstätte Vallendar. Probenintervall = 1 m.

Tabelle 7. Petrographischer Aufbau der sandarmen und fetten Tone,
nach röntgenographischen Untersuchungen von F. J. ECKHARDT (1961)

Tonsorte	Bohrung Nr.	Teufe m	Al ₂ O ₃ + TiO ₂ %	Kaolini- tische Ton- minerale %	Montmo- rillio- nit %	Vermi- culit %	Musko- vit %	Feld- spat %	Quarz %	Häma- tit %	Goethit %	Pyrit
sandarmer Ton	24	2—3	30,72	55	—	—	25	3—5	15	—	—	—
	24	3—4	30,72	55	—	5	25—30	3	18	—	—	—
fetter Ton	24	4—5	35,62	60—65	10	—	15—20	3—5	6	—	—	—
	24	8—9	37,62	50	5	5	35	3—5	4	2	—	—
sandiger Ton	17	11—12	23,65	20	—	—	10	3—5	20	5	—	—
	17	12—13	27,86	50	—	—	15—20	3—5	13	5	—	—
sandarmer Ton	17	13—14	29,68	55	—	—	15—20	3—5	18	3	—	—
	17	15—16	28,23	50	—	—	15—20	5	18	—	—	—
	17	17—18	33,35	50	—	—	20	5	17	—	—	—
sandarmer Ton	20	12—13	28,10	35	10	—	30	3	25	—	—	5
	20	13—14	33,24	55	—	—	30	3	10	—	—	—
	20	14—15	34,42	55	—	—	15	5	20	—	—	3
kohlig von 12—15 m	20	15—16	33,11	60—65	—	—	15	2—3	18	—	—	—
	20	16—17	34,06	45	30	—	10	3—5	7	—	—	—

Fehlergrenzen der halbquantitativen Bestimmungen: 10% bei > 15 Gew.-%,
20% bei < 15 Gew.-% und bei Werten von Montmorillonit, Vermiculit,
Goethit

tung eine Abnahme sowohl im unteren als auch im oberen Teil der Lagerstätte, wie sie auch aus den geologischen Verhältnissen mit Annäherung an den nordöstlichen Vertauungsbereich erwartet werden kann. Die schon in Tab. 6 dargestellte Reziprozität der Al_2O_3 - und SiO_2 -Gehalte in Abhängigkeit vom Sandanteil der Tone deutet sich auch bei ihrer Betrachtung in Tab. 9 an. Sie ist in den in Abb. 4 verglichenen Bohrprofilen verdeutlicht worden.

Tabelle 8. Petrographischer Aufbau der sandigen und stark sandigen Tone, nach Untersuchungen von F. J. ECKHARDT (1961)

Tonsorte	Bohrung Nr.	Teufe m	Al_2O_3 + TiO_2 %	Kaolinitische Ton- minerale	Muskovit %	Feldspat %	Quarz %
sandiger Ton	40	8,5– 9	17,89	25	15–20	3–5	55
	40	11 –12	22,52	30	15	3	40
	40	14 –15	21,47	30	10–15	5	30
stark sandi- ger Ton	40	19 –20	12,19	15–20	10	2	60
	17	19 –20	13,42	20	10	5	55–60
Klebsand	24	10 –11	8,9	10	10	3	70–80

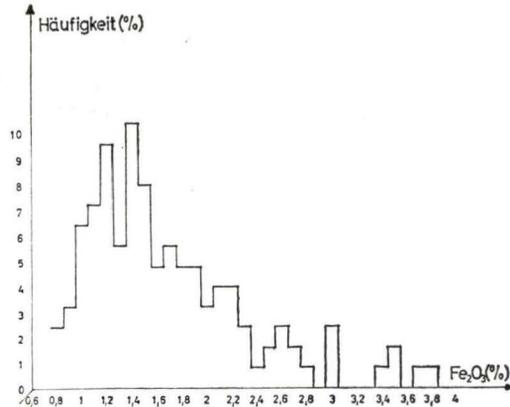
Die kleinen Anteile von TiO und P zeigen keine Abhängigkeiten. Sie liegen in den feuerfesten Tönen als nadeliger Rutil und Apatit und damit in „eigenen“ Mineralien vor. Die Summenwerte der den Tonmineralien zugehörigen Alkalien $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, die für die Beurteilung des Flußmittelgehaltes wichtig sind, schwanken zwischen 1,5 % und 2,5 % und entsprechen damit den Durchschnittsgehalten anderer westdeutscher Lagerstätten gleicher technologischer Qualifikation. Der hohe K_2O -Gehalt der Bohrung Nr. 86, 12m—16m, ist wohl auf einen höheren Serizitanteil zurückzuführen. Die Gehalte an CaO und MgO sind aus dem Anteil von Karbonatmineralien erklärbar, wobei bei Vergleich der Profile ein jeweils höherer CaO-Gehalt für den liegenden Lagerteil typisch ist. Röntgenographisch sind sowohl Kalzit als auch Dolomit in den fetten Tönen nachgewiesen worden. Im Durchschnitt verbleiben in feuerfesten Tönen die Gehalte an MgO wie auch CaO jeweils unter 1 % der geglähten Substanz. Der höhere CaO-Gehalt des liegenden Teiles des Bohrprofils Nr. 86 geht mit einem hohen Fe-Gehalt dieses kohligten und dunklen Tones parallel. Der hohe Glühverlust gibt hier den Hinweis auf die Möglichkeit der Existenz von Fe-Ca-Mg-Karbonaten in der Paragenese mit einem hohen Humusgehalt.

524. Der Eisengehalt der Tone

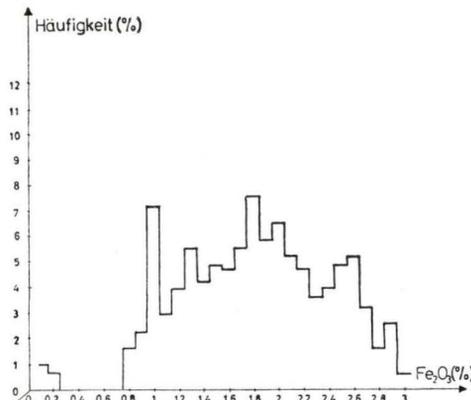
Der für das technologische Verhalten der verschiedenen Tonsorten wichtige Eisengehalt und seine Veränderungen wurde durch Auswertung aus insgesamt 350 Bohrproben ermittelt. Wie die Auswertung der Fe_2O_3 -Gehalte der Bohrproben in den Summenkurven der Abb. 5 und 6 zeigen, lassen die Tone $> 28\%$ $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ eine breite Streuung von 1 % — 2,6 % erwarten, während bei den hellen bis grauweißen sandigen Tönen von 20 % — 28 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ die Fe_2O_3 -Gehalte zwischen 1 % und 1,8 % schwanken werden. Die Abb. 7 läßt für die sandarmen Tone und fetten Tone $> 28\%$ $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ bei der Darstellung der durchschnittlichen Fe_2O_3 -Gehalte

Tabelle 9. Der Chemismus der graubraunen fetten Tone

Richtung	Bohr. Nr.	Teufe m	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe %	Na ₂ O ₃ %	K ₂ O %	CaO %	MgO %	P %	SiO ₂ %	Glühverlust der bei 105° C getrockneten Probe %
SE → NW	72	13—15	34,40	1,19	1,39	0,72	1,30	0,78	0,67	0,1	57,36	11,10
	72	15—20	37,16	1,13	1,07	0,61	1,38	1,15	0,70	0,05	54,50	15,30
	77	13—17	32,52	1,23	1,16	0,45	0,57	0,78	0,84	0,05	58,98	11,02
	77	17—22	33,26	1,36	2,25	0,69	0,44	1,17	0,54	0,06	56,77	16,55
	86	10—12	30,81	1,27	0,92	0,64	1,51	1,02	0,67	0,06	61,40	11,12
	86	12—16	32,12	1,17	6,96	0,91	2,13	1,53	0,61	0,12	50,20	26,80

Abb. 5. Summenkurve der Fe₂O₃-Gehalte der sandigen Tone

jeder Bohrung eine allgemeine Zunahme der Fe₂O₃-Gehalte in Richtung auf die Ränder des Sedimentationsbeckens erkennen. Eine starke Abnahme des Eisengehaltes zeigen die stark sandigen Tone und Klebsande, deren Fe₂O₃-Gehalte zwischen 0,6 % und 1 % schwanken. Mineralogisch ist das Eisen nach F. J. ECKHARDT (1961) in den eozänen eisenreichen Basaltönen sowohl als Hämatit als auch als Goethit mit der Röntgenanalyse nachweisbar, wobei in dieser Tonsorte maximale Mengenanteile beider Mineralien von 15 % auftreten können. In den Tonen mit weniger als 2,5 % Fe₂O₃ und mehr als 20 % Al₂O₃ + TiO₂ wurde meist Hämatit festgestellt, Goethit aber nur vereinzelt beobachtet. Da aber bei einigen

Abb. 6. Summenkurve der Fe₂O₃-Gehalte der sandarmen und fetten Tone

Proben röntgenographisch keine Eisenminerale nachgewiesen wurden, Eisengehalte aber nach dem chemischen Nachweis vorliegen, kann damit gerechnet werden, daß, wie O. KRAUSE und H. TETZE (1933) nachgewiesen haben, ein Teil des Eisens in durch die Röntgenanalyse nicht erfaßbarer diffuser Verteilung als Oxyhydrat vorliegt.

Pyrit und Markasit in feiner Verteilung und vereinzelt auch in cm-großen Konkretionen sind in schwarzen kohlgigen Tönen beobachtet worden. Sie sind auch im un-

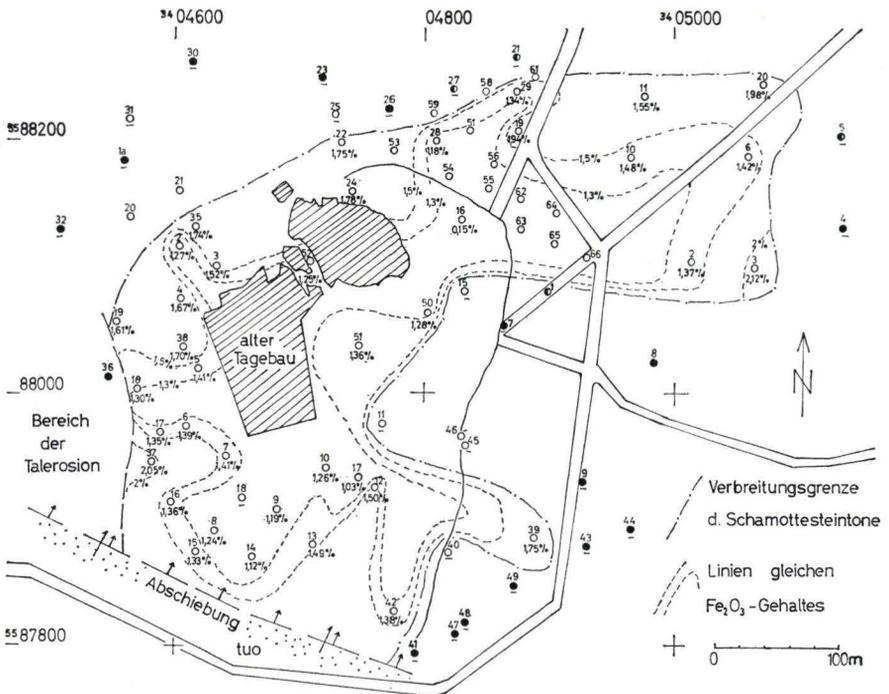


Abb. 7. Die regionale Verteilung der durchschnittlichen Fe_2O_3 -Gehalte in sandarmen und fetten Tönen der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher.

mittelbaren Hangenden der allochthonen Braunkohlenlagen zu erwarten, wo sie den graubraunen fetten Tönen meist konkretionär eingelagert sind. Die Bildung dieser Konkretionen ist mit A. PETZOLD und J. LANGE (1957) aus den Reaktionen von schwach sauren eisenhaltigen Wässern mit dem aus der Fäulung von Eiweißsubstanz entstandenen Schwefelwasserstoff zu erklären. Ein Vorgang, der während der Diagenese der Tone wirksam wurde. Röntgenographisch ebensowenig nachweisbar sind Verbindungen von Eisenoxyhydraten mit Humusstoffen, die als adsorptive Komplexe vorstellbar sind. Dies wird örtlich aus den hohen zwischen 6 % und 12 % schwankenden Fe-Gehalten kohlgiger Töne deutlich, in denen Fe als Pyrit aber nur in Mengenanteilen von 3 % — 6 % fixiert ist.

6. Die Technologie der Tone

61. Die technologische Klassifikation

Die technologische Klassifikation wurde nach den Richtlinien für die Eigenschaften von Steinen für Roheisen- und Stahlpfannen sowie Schamottesteinen vorgenommen, da im Rahmen der Mannesmann AG. eine vorwiegende Verwendung in der Feuerfestindustrie in Frage kommt. Aus diesen Richtlinien wurde für den zukünftigen Abbau die Klassifikation der Tab. 10 aufgestellt.

Tabelle 10. Die technologische Klassifikation der Tonsorten

Tonsorte	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ %	Feuerfestig- keit Seger-	maximal Fe_2O_3 —	maximal $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ %	maximal $\text{CaO} + \text{MgO}$ %
sandiger Ton	20–28	28	2,5	2–3	—
Pfannensteinton Pf 1–3	28–32	27–30	2,5	2–3	—
Schamottestein- ton A III	32–35	30–32	3,0	3	0,5–1
Schamottestein- ton A II	35–39	32–33	3,0	3	0,5–1
Schamottestein- ton A I	39–42	33–34	3,0	3	0,5–1

62. Die technologische Verwendungsmöglichkeit der Tone in der Feuerfestindustrie

Die technologische Verwendungsmöglichkeit der Tone in der Feuerfestindustrie wurde an Einzelproben geprüft. Parallel dazu wurde jeder Meter erbohrten Tones durch Bestimmung des Segerkegelfallwertes auf seine Feuerfestigkeit untersucht. Für die technologische Verwendung in der Feuerfestindustrie sind allgemein von Bedeutung die Untersuchung:

des Segerkegelfallwertes,
des Schwindungsverhaltens und
der Plastizität.

621. Der Segerkegelfallwert

Den Vergleich der Segerkegelfallwerte als Maß der Feuerfestigkeit mit den Gehalten an $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ der einzelnen Tonsorten in Abb. 8 zeigt, daß die Masse der A III- und A II-Schamottesteintone genügende Feuerfestigkeit aufweist. Für die A I-Schamottesteintone trifft dies nicht zu.

Dagegen weisen die Pfannensteintone Feuerfestigkeiten auf, die z. T. denen der A III-Schamottesteine entsprechen. Noch deutlicher wird dieses Verhalten bei den sandigen Tönen, siehe Abb. 9. Sie lassen sich bei Beurteilung des $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ -Gehaltes allein technologisch den Steinzeugtonen zuordnen und kämen für die Ver-

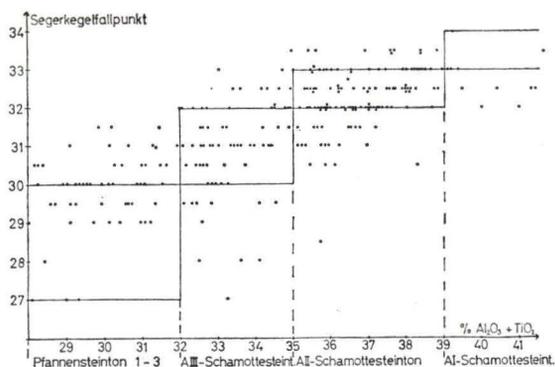


Abb. 8. Die Feuerfestigkeit in Abhängigkeit von den Gehalten an $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ der technologisch verwendbaren Tonsorten der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher

wendung in der Feuerfestindustrie nicht in Frage. Die Ermittlung ihrer Segerkegelfallwerte zeigt aber, daß sie in großem Maß der Feuerfestigkeit von Pfannensteinqualitäten entsprechen. Die Abb. 9 weist in der dargestellten Abhängigkeit von Fe_2O_3 -Gehalten nach, daß diese unter 1,5 % verbleibend die relativ hohen Segerkegelfallwerte mit bedingt. Die Fe_2O_3 -Gehalte des als Steinzeugton gebauten Sybillatones der Rheinischen Braunkohle schwanken nach R. SCHÜTTIG und W. ASHAUER (1958) dagegen zwischen 1,9 % und 2,5 %.

Aus den festgestellten Feuerfestigkeiten ergibt sich in Verbindung mit den aus der Vorratsberechnung ermittelten Mengenanteilen der einzelnen Tonsorten eine ausreichende Feuerfestigkeit der Gesamtlagerstätte, wie sie auch aus den Sedimentationsbedingungen zu erwarten ist. Siehe Tab. 11.

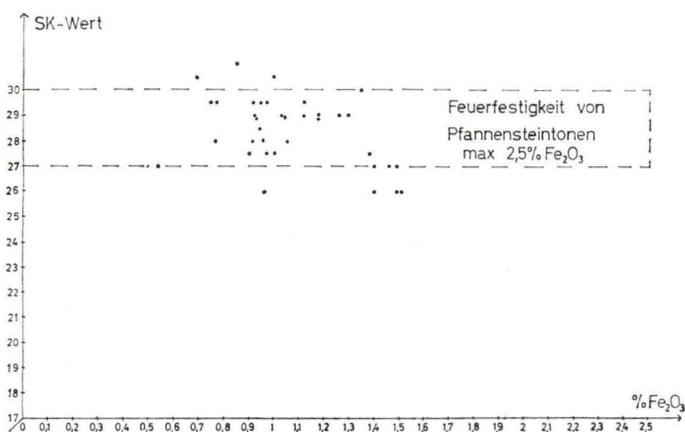


Abb. 9. Die Feuerfestigkeit in Abhängigkeit vom Fe_2O_3 -Gehalt der sandigen Tone der Höhrer Löcher

Tabelle 11. Mengenanteile der Tonsorten im nordöstlichen Ablagerungsbecken

Tonsorte	Mengenanteil %	Al ₂ O ₃ + TiO ₂ %
sandige Tone	10,0	20–28
Pfannensteintone	9,2	28–32
Schamottesteintone A III	21,0	32–35
Schamottesteintone A II	56,6	35–39
Schamottesteintone A I	3,2	39–42

Da für die Feuerfestigkeit aber nicht allein der Fe₂O₃-Gehalt sondern die Summe der Flußmittel bestimmend ist, wurden aus Einzelproben der fetten Tone die Werte der Alkalien für die Beurteilung der Schamottesteintone herangezogen. Wie auch aus Tab. 9 zu ersehen ist, liegt die Summe der Alkalien meist < 3 %, dem technologisch geforderten Maximalgehalt.

62.2. Das Schwindungsverhalten

Das Schwindungsverhalten während des Brandes wird durch die Bestimmung der Gesamtschwindung, der Summe aus Trockenschwindung und Brennschwindung, ermittelt. Für die Tone mit Pfannenstein- und Schamottesteinqualitäten ergaben sich dabei die in Tab. 12 dargestellten Werte.

Die Gesamtschwindung feuerfester Tone liegt meist unter 12 %. Die allgemein höheren Werte der Höhrer Loch-Tone sind teils aus ihrer Feinkörnigkeit, teils aber auch aus dem ihre graubräunliche Farbe bedingenden Humusgehalt erklärbar. Erstere wird in der hohen Trockenschwindung deutlich, die bei Tonen mit größerem Kornaufbau zwischen 2 % und 6 % schwankt, hier aber in allen Proben über 6 % liegt.

Tabelle 12. Gesamtschwindung der Tone mit Pfannenstein- und Schamottesteinqualitäten

Al ₂ O ₃ + TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Trockenschwindung bei 110° C in %	Brennschwindung bei 1350° C in %
27,24	1,51	6,67	5,85
33,65	2,39	8,57	6,20
34,48	1,63	7,50	6,77
34,52	2,90	8,80	6,93
37,17	1,71	8,03	6,37
37,52	1,80	6,57	9,13
38,73	1,58	8,98	8,99
38,75	3,70	9,33	10,21
39,62	1,68	9,53	9,96

Zum Vergleich besitzt der sehr feinkörnige Klingengerger Ton eine Trockenschwindung von 10 %. Der Humusgehalt aber bedingt mit die Brennschwindung vor allem im T-Bereich von 500°–700° C. Im ganzen ist aber die Brennschwindung als normal

anzusehen, da sie im Schwankungsbereich für feuerfeste Tone von 4 % — 10 % verbleibt. Deutlich niedriger erwiesen sich im Vergleich mit den oben genannten Tonsorten die Schwindungswerte der sandigen und stark sandigen Tone. Siehe Tab. 13.

Hier wird aus den niedrigen Werten der Brennschwindung der Einfluß des hohen Quarzanteils deutlich, der durch Ausdehnung bei Temperaturerhöhung bis 575 °C während des Brandes mit dem Übergang von α -Quarz in α -Christobalit einen Teil der Brennschwindung kompensiert.

Tabelle 13. Gesamtschwindung der sandigen Tone

$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ %	Fe_2O_3 %	Trockenschwindung bei 110° C in %	Brennschwindung bei 1350° C in %
15,37	1,19	5,20	2,81
15,61	0,87	5,77	3,68
19,43	1,00	5,50	2,75
20,75	0,89	5,13	3,59
23,81	1,37	5,87	3,88

62 3. Die Plastizität

Die Plastizität der verschiedenen Tonsorten wurde nach der Methode von K. PFEFFERKORN bestimmt, bei der die Abnahme des Wassergehaltes bei Stauchung des zylindrischen Prüfkörpers durch ein Gewicht bei genormter Fallhöhe als Plastizitätszahl ermittelt wird. Eine Übersicht vermittelt Tab. 14.

Tabelle 14. Übersicht der Plastizität nach PFEFFERKORN

Tonsorte	$\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ %	Fe_2O_3 %	Plastizitätszahl
sandiger Ton	20,75	0,89	19,2
	24,68	1,51	23,2
	27,24	1,51	26,2
	33,65	2,39	31,8
	34,48	1,63	31,0
	34,52	2,90	35,7
Schamottesteintone	35,54	1,90	40,5
	37,17	1,71	29,6
	37,52	1,80	35,0
	38,03	2,02	35,6
	38,73	1,58	38,0
	39,62	1,68	38,7

Die Feinkörnigkeit der Schamottesteintone der Klasse A II mit Gehalten von über 35 % $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ wird durch die Untersuchung der Plastizität bestätigt. Sie weist außerdem auf den geringen Quarzanteil dieser Tonsorte hin, der nach F. J. ECKHARDT (1961) nur 4 % — 6 % beträgt und daher nur eine sehr geringe innere Reibung bei

der Verformung dieser kaolinitischen Tone hervorrufen kann. Sie eignen sich mit Plastizitätszahlen nach PFEFFERKORN zwischen 35 und 40 als Bindetone, welche bei der Formung von Schamottesteinen zur Mischung mit gekörnter Schamotte verwendet werden. Der Bindetonanteil schwankt nach Angaben von F. HARDERS und S. KIENOW (1960) je nach dem Formgebungsverfahren zwischen 5 % und 50 % (außer Tonsteinverfahren).

Da die Schamottesteintone A II mit über 50 % Mengenanteil am Aufbau der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher beteiligt sind, ergibt sich aus dem Nachweis ihrer technologischen Eignung als Schamottesteintone wie auch als Bindetone eine für die Verwendung in der Feuerfestindustrie günstige Vielseitigkeit.

Zusammenfassung

Die Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein wird zunächst in ihrem geologischen Rahmen, der Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Ostrand des Neuwieder Beckens, gesehen. Die Tone werden danach in ihrem petrofaziellen Aufbau und in ihrer petrographisch-chemischen Gliederung betrachtet. Letztere bildet die Grundlage ihrer technologischen Klassifikation in den Kriterien Feuerfestigkeit, Gesamtschwindung und Plastizität.

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W.: Die Ton- und Quarzitlagerstätten des Westerwaldes. Z. D. G. G., 88, S. 438—447, 4 Abb., Berlin 1936.
- ECKHARDT, F. J.: Die Veränderungen eines devonischen Tonschiefers durch Mineralumwandlung infolge der tertiären Zersetzung. — Z. D. G. G., 112, S. 188—196, 5 Tab., 4 Abb., Hannover 1960.
- Bericht über röntgenographische Untersuchungen an Tonproben aus dem Gebiet Vallendar (Rhein). Unveröffentlichter Untersuchungsbericht, Mannesmann AG., Abt. Erzbergbau, Gießen 1961.
- HARDERS, F. & KIENOW, S.: Feuerfestkunde. 981 S., 719 Abb., 186 Tab., Berlin, Göttingen, Heidelberg 1960
- JASMUND, K.: Die silicatischen Tonminerale. — Monographien zur „Angewandte Chemie“ und „Chemie-Ingenieur-Technik“. 60, 192 S., 43 Abb., 74 Tab., Weinheim 1955.
- KLÜPFEL, W.: Zur Gliederung und Altersbestimmung des Westdeutschen Tertiärs nebst Bemerkungen zu dem Aufsatz von WÖLK „Das niederrheinische Mitteloligozän und seine Stellung innerhalb des nordeuropäischen Mitteloligozäns“. — Z. D. G. G., 94, Berlin 1942.
- KUTSCHER, F.: Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 82, S. 202—212, 1 Abb., Wiesbaden 1954.
- KRAUSE, O. & TIETZE, H.: Über den Bindungszustand des Eisenoxyds in keramischen Tonen. — DKG, 14, S. 493—507, Berlin 1933.
- MORDZIOL, C.: Zur Geologie der Tonlager im westlichen Westerwald und im Neuwieder Becken. — TIZ.-Zbl. 74, S. 222—226, 1 Tab., 1 Abb. Goslar 1950.
- PETZOLD, A. & LANGE, J.: Eisen im Kaolin und Ton. — TIZ., 80, S. 399—404, 7 Abb., 1 Tab., Goslar 1956. TIZ., 81, S. 146—149, 5 Abb., 1 Tab., Goslar 1957.
- PFLUG, H. D.: Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. — Freiburger Forschungshefte, C 71, 110 S., 13 Abb., 5 Tab., Berlin 1959.
- Übersicht über die Tonvorkommen des Neuwieder Beckens. — Unveröffentlichter Lagerstättenbericht, Mannesmann AG., Abt. Erzbergbau, Gießen 1961.

- PFLUG, H. D.: Pollenanalytische Untersuchung von 5 Braunkohlenproben der Tonlagerstätte Vallendar. Unveröffentlichtes Gutachten, Mannesmann AG., Abt. Erzbergbau, Gießen 1961.
- Quiring, H.: Geologische Karte von Preußen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Bendorf. 66 S., Berlin 1931.
- SCHÜTTIG, R. & ASHAUER, W.: Die Liegendtone des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **2**, S. 483—494, 4 Abb., 9 Tab., Krefeld 1958.
- UDLUFT, H.: Der geologische Aufbau und die Entstehung der hessischen (insbesondere der niederhessischen) Tonvorkommen. — TIZ., **75**, S. 263—269, 1 Abb., 1 Tab., Goslar 1951.
- N. N.: Eigenschaften der derzeit gängigen feuerfesten Steine. — Stahl und Eisen, **78**, S. 1754—1755, 2 Tab., Düsseldorf 1958.

Manuskript eingegangen am 3. 7. 1962

Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen

Von

INGEBORG FRIEDRICH-LAUTZ, Lengsdorf bei Bonn

Mit 12 Abbildungen und den Tafeln 25—26

Kurzfassung

Zur Erklärung der Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten im westlichen Vogelsberg sind bisher zwei Theorien entwickelt worden, die auf Arbeiten beruhen, die vor 1930 veröffentlicht wurden: 1. die Verwitterungsthese und 2. die Ansicht einer Gesteinszersetzung durch postvulkanische Einwirkungen, verbunden mit einer Erzanreicherung. Es ist daher die Absicht des Autors, unter Anwendung moderner Methoden den Bildungsvorgang der Lagerstätten zu klären. Dies wurde an einem Profil aus dem Tagebau Ludwigssegen bei Merlau/Oberhessen vorgenommen, das sich in zwei Basaltströme mit zwischengeschalteter Tuffzone gliedert. Das gesamte Untersuchungsmaterial ist intensiv zersetzt.

Auf Grund quantitativer Mineralbestimmung ergab sich eine Anreicherung von Hämatit und Nadeleisenerz an den jeweiligen Oberflächen der Basaltströme und der Tuffzone. Dieser Vorgang läßt sich eindeutig auf eine Lateritisierung zurückführen und zwar fiel jede der drei Einheiten für sich einer gesonderten Verwitterung anheim, bevor die darüberlagernde Schicht zum Absatz kam.

Da die Verwitterungsfaktoren mit Sicherheit weiträumig wirksam gewesen sind, dürfte nicht nur für den lokalen Bereich von Ludwigssegen, sondern darüberhinaus für die ganze Umgegend eine lateritische Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten angenommen werden.

Abstract

To explain the genesis of the limonitic ore deposit in the western part of the Vogelsberg-region two theories have been developed, basing on literature published before 1930: 1. deposit formed by weathering; 2. deposit formed by exhalation, combined with infiltration of iron. It is the intension of the author, by application of modern methods, to reveal the real process, which formed the deposit.

The used samples came from the open pit mine Ludwigssegen near Merlau/Oberhessen, belonging to two basaltic flows and one tuff layer in between. The whole material is intensively decomposed.

By determination of the quantitative mineral content was pointed out, that hematite and goethit are enriched on former surfaces of each layer. The only reason for this matter is the process of lateritic weathering, showing, that each layer was separately weathered, before the next hanging one was deceded.

Because of the wide spread efficiency of weathering it is probable, that not only in the local area of Ludwigssegen, but in the whole surrounding region the limonitic ore deposits are formed by weathering.

Inhalt

Einleitung	278
Bisherige Arbeiten und Problemstellung	278
A. Die Lagerungsverhältnisse in den Tagebauen des Konzessionsgebietes der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen.	279
I. Der Basaltzersatz	279
1. Der obere Basaltstrom	280
2. Die Tuffzone	281
3. Der untere Basaltstrom.	281
II. Der Basalt	282
B. Das Profil aus dem Tagebau Ludwigssegen.	283
I. Probenahme	283
II. Untersuchungsmethoden	283
III. Frischer Basalt	284
1. Basaltvergleichsprobe aus dem Tagebau Ludwigssegen	284
a) Mineralbestand	284
b) Struktur	286
2. Basaltvergleichsprobe aus dem Tagebau Eisen	286
a) Mineralbestand	286
b) Struktur	287
3. Vergleiche der Basalte von Ludwigssegen und Eisen	287
IV. Zersetztes Material	288
1. Mineralbestand	288
a) Qualitativ	288
b) Quantitativ	288
2. Der Umbildungsverlauf des Basaltes	289
a) Zersetzter Basalt von Ludwigssegen	290
b) Die Proben des Profiles	292
a) Der untere Basaltstrom	292
β) Die Tuffzone.	298
γ) Der obere Basaltstrom	300
3. Die Stoffbilanz der Basaltumbildung	301
a) Chemischer und spektrochemischer Stoffbestand	302
b) Der Gang der Verwitterung	307
C. Die Entstehung der Lagerstätte	310
Zusammenfassung	316
Schriftenverzeichnis	316

Einleitung

Bisherige Arbeiten und Problemstellung

Aus der Umgebung von Grünberg-Niederohmen-Freienseen im NW Vogelsberg sind seit langer Zeit zahlreiche Vorkommen von Brauneisenstein bekannt. Infolge der dort im 18. und 19. Jahrhundert aufblühenden bergbaulichen Tätigkeit wurden in steigendem Maße zusammenhängende Profilbereiche in den Tagebauen der Beobachtung zugänglich. Die Verknüpfung der Eisenerzkonzentration mit plastisch-tonigem Material war Ausgangspunkt verschiedener Theorien über die Lagerstättenentstehung.

Die älteste Nachricht stammt von LIEBKNECHT aus dem Jahre 1730. Nach der damals allgemein herrschenden Ansicht wird die Sintflut als Ursache der Lagerstättenbildung angesehen.

In den folgenden Untersuchungen von TASCHE (1856), LUDWIG (1869), LIEBRICH (1891, 1897) und BEYCHLAG (1897) kommen die Autoren mehr und mehr zu der Ansicht, daß die Lagerstätten aus einem Verwitterungsprozeß hervorgegangen seien.

Auf Grund der Lagerstättenbeschränkung auf den NW-Teil des Vogelsberges und des bevorzugten Auftretens eisenhaltigen Basaltzersatzes längs großer NS streichender Linien, glaubt CHELIUS (1904), daß sowohl tektonische als auch postvulkanische Einflüsse zur Eisensteinbildung geführt haben. Im Jahre 1905 schließt sich MÜNSTER der von CHELIUS gegebenen Lagerstätten-Deutung an.

HARRASSOWITZ kommt in neuerer Zeit durch eingehende chemische und mikroskopische Untersuchungen an den Ablagerungen des Vogelsberges und an entsprechenden Bildungen tropischer Regionen zu dem Schluß, daß auch im Vogelsberg lateritische Verwitterungsprozesse die Eisenanreicherung bewirkt haben. Auf die Wahrscheinlichkeit der Theorie von HARRASSOWITZ weisen die noch unveröffentlichten Angaben des Dipl. Geologen LERSCH hin. Die Auswertung zahlreicher Bohrungen, die zur Auffindung neuer Erzreserven durchgeführt werden, zeigt eine schmale, oft trogartig gewundene Form der Lagerstätten. Eine solche Erscheinung erinnert stark an fossile mäandrierende Flußläufe.

Es stehen sich also zwei Theorien der Lagerstättenbildung gegenüber:

1. die Verwitterungsthese, die schon von LUDWIG, LIEBKNECHT und BEYCHLAG vertreten wird und durch HARRASSOWITZ weiter gefestigt und ausgebaut wurde,
2. die Ansicht von CHELIUS und MÜNSTER welche die starke Zersetzung des Gesteins und die Eisenerzanreicherung auf postvulkanische Einwirkungen zurückführen.

Somit ergibt sich als Ziel der folgenden Untersuchung durch Zuhilfenahme modernster Arbeitsmethoden, herauszufinden, ob die gewonnenen Ergebnisse auch hier auf eine lateritische Verwitterung hindeuten, oder ob hinsichtlich der Genese eine andere Theorie herangezogen werden muß.

A. Die Lagerungsverhältnisse in den Tagebauen des Konzessionsgebietes der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen

Die vornehmlich in den Tagebauen Ludwigssegen, Eisen, Otto und Rüdtingshausen III durchgeführten geologischen Untersuchungen ergaben übereinstimmend folgende Profilgliederung:

Lößserie
Basaltzersatz
Basalt

Da für die Lagerstättenentstehung nur das Verhältnis von Basalt zu Basaltersatz wichtig ist, kann die Lößserie hier außer Acht gelassen werden.

I. Der Basaltersatz

Der Basaltersatz zeigt von oben nach unten eine natürliche Unterteilung in einen oberen Basaltstrom, eine Tuffzwischenlage und einen unteren Basaltstrom.

1. Der obere Basaltstrom

Ein charakteristisches Merkmal des Basaltzersatzes ist die Durchaderung mit Eisenerz.

In der Anordnung dieser Erzadern lassen sich im allgemeinen zwei bevorzugte Richtungen erkennen: Das durchschnittliche Einfallen der großen Erzadern ergab sich aus 50 gemittelten Meßwerten im Tagebau Ludwigssegen mit 74° S. Diese Richtung steht ungefähr senkrecht auf dem mit 22° N ermittelten generellen Einfallen des Basaltstromes. Bei einem Vergleich der Meßergebnisse an Kontraktionsklüften in einem Basaltaufschluß bei Ruppertenrod östlich Merlau zeigte sich eine gute Übereinstimmung mit der Richtung der Erzschnüre im Zersatz. Demnach dürften die großen Erzadern den säulig-pfeilerartigen Absonderungen des ehemaligen Basaltes entsprechen. Sie waren die bevorzugten Wanderwege der eindringenden Oberflächenwässer, durch die die Verwitterung des Gesteins eingeleitet wurde.

Ein zweites System von meist schwächer ausgebildeten Erzadern steht nach roher Schätzung senkrecht auf dem Einfallen der größeren Erzschnüre. Dies braucht aber nicht immer der Fall zu sein, denn die kleinen Erzadern verzweigen sich oft und können ein völlig ungerichtetes Netzwerk von Rissen bilden. Sie umschlingen recht häufig kugelige Basaltreste, die von einer Zone plastischen Verwitterungsmaterials umgeben sind. Dieser zersetzte Hof ist in der Nähe der Basaltkugeln stark eisenhaltig. Die braune Färbung wechselt allmählich durch Wegfuhr des Eisens zu den Farben grau bis grünlich. In den am stärksten entfärbten Außenzonen beginnt eine Konzentration des vorher diffus verteilten Eisens auf kleinen Rissen, die durch Quellung und Schrumpfung des tonigen Materials entstanden sein dürften. Diese Risse schließen sich zu größeren Adern zusammen und münden in die großen Erzbänder ein. Der Zersetzungsprozeß kann so weit führen, daß an Stelle der Basaltkugeln schüsselförmige Erztöpfe treten. Diese sind meist hohl und enthalten nur noch geringe Mengen von Basaltzersatz.

Nach der Anordnung der kleineren Erzadern zu schließen, dürften die in den Basalt Pfeilern herrschenden latenten Spannungsbereiche Schwächezonen für die von den Längsklüften aus vordringenden Verwitterungslösungen bedeutet haben. Die Entspannung, die sich schließlich in der Bildung kleiner Risse äußerte, führte neben denjenigen, die durch Quellung und Schrumpfung entstanden, zur Anlage der verästelten Erzschnüre. Im Laufe der fortschreitenden Gesteinszersetzung blieben kugelige Basaltreste übrig, die entsprechend ihrer ursprünglichen Größe schneller oder langsamer der Verwitterung anheimfielen.

Nicht überall ist das Vordringen der Verwitterung in den Basalt gleich gut zu beobachten. Im Tagebau der Grube Otto z. B. sind nur selten feste Basaltstücke im Zersatz zu finden. Die Anordnung der Eisenansammlung besteht aus einer vielfachen Folge von nach unten konvex gebogener Konzentrationsstreifen. Jeder Konzentrationsring weist in den untersten peripheren Teilen die stärksten Eisengehalte auf, die nach oben kontinuierlich abnehmen, bis mit einer erneuten verstärkten Fe-Lage ein neuer Ausfällungsring beginnt. Diese Struktur ist offensichtlich durch wiederholte Lösungszufuhr und Ausfällen des Eisens zustande gekommen. Der Grund hierzu dürfte mit der früheren Bedeckung des Geländes mit Wald in Zusammenhang stehen,

wodurch eine vermehrte Humusbildung erfolgte. Die im Sickerwasser befindlichen Humusanteile ziehen den im Boden vorhandenen Sauerstoff an sich und sättigen die Lösung bei ihrem Zerfall mit Kohlensäure. Infolgedessen geht wohl auch der größte Teil des Eisens in Form von Bikarbonaten in Lösung. Diese metastabilen Verbindungen können durch Entweichen der Kohlensäure und durch Zutritt von Sauerstoff wieder zerstört werden. Der Vorgang ist beliebig wiederholbar und zeichnet damit das Eisen gegenüber dem Aluminium einer leichteren Beweglichkeit aus. Tritt nun durch Berührung des positiv geladenen Ferrihydroxydsols mit negativ geladenen Mineralteilchen, oder durch zeitweiligen Wasserentzug durch Austrocknen eine Ausfällung des Eisens ein, so kann dadurch eine starke Verkittung des Zersetztes mit Eisen hervorgerufen werden.

2. Die Tuffzone

Zwischen dem oberen und dem unteren Basaltstrom liegt eine Tufflage. Ihre Hangendgrenze bildet ein etwa 2 cm mächtiges Tonbändchen, die Grenze zum liegenden Basaltstrom wird durch ein schmales, ungefähr 3 cm breites Erzbändchen deutlich.

Die Lagerung der Tuffzone ist nicht streng eben, sondern in Sättel und Mulden von geringen Ausmaßen unterteilt. Das generelle Einfallen ist zusammen mit dem Basalt etwa 22° N. Nur in der näheren Umgebung des Tagebaues Ludwigssegen ist die Zone erschlossen, wo sie zutage austreicht. Diese etwa 1,5 m mächtige Ablagerung ist in der unteren Hälfte infolge des diffus verteilten Eisens tiefdunkelrot gefärbt, gelegentlich mit eingestreuten ockerfarbenen Eisenflecken. In den oberen Bereichen ist die Farbe heller. Die Flecken heben sich hier als dunkelbraune Tupfen deutlich hervor. Die Fleckung läßt auf zeitweilige Staunässe in der Tufflage schließen, durch die in rezenten Bodenbildungen eine ähnliche Erscheinung durch Eisenansammlung hervorgerufen wird. Ein weiterer Hinweis dafür dürfte in dem Auftreten von rund 0,30 m großen glaskopffartigen Erzstücken zu suchen sein, die sich bevorzugt in den Mulden vorfinden, während auf den Sätteln so gut wie kein kompaktes Erz anzutreffen ist. In ebener Lagerung des Tuffes kommt es zu einer analogen, aber bandartigen Erz-anreicherung.

3. Der untere Basaltstrom

Der untere Basaltstrom unterscheidet sich vom oberen durch den geringeren Verwitterungsgrad, der nur schwach zur Ausbildung von Basaltkugeln geführt hat. Ferner zeigt er sich in der meist diffusen Verteilung des Eisens und der dadurch hervorgerufenen braunvioletten Färbung. Auch ist das Material noch so fest, daß ein Zerdrücken in der Hand nicht gelingt. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal dürfte durch die Tatsache gegeben sein, daß die untere Lava gasreicher war als die obere. Darauf ist die intensive Blasenbildung, namentlich in den der alten Stromoberfläche am nächsten gelegenen Bereichen zurückzuführen. Diese Hohlräume sind heute völlig von Erz ausgefüllt, das auch in die angrenzenden Bereiche infiltrierte und so ein mehr oder weniger kompaktes Erz entstehen ließ. Nach unten setzen sich die Bläschen in schlierenförmiger Anordnung fort. Durch die in diesen Zonen erfolgte geringe Erz-

anreicherung verbinden sie sich zu vertikalen Schnüren, durch die auch hier die Säulen- und Pfeilerstruktur des Basaltes schwach angezeigt wird.

II. Der Basalt

Infolge der geringen Tiefe des Bergbaues ist in keinem der untersuchten Tagebaue frischer, anstehender Basalt anzutreffen. Im Bereich der Grube Ludwigssegen ist er jedoch mittels zweier Bohrungen nachgewiesen worden. Nach der Untersuchung von HENTSCHEL (1955) durchteufte die Bohrung Ludwigssegen I bis zu 20 Basaltdecken und 3 bis 4 Tuffhorizonte. Dabei handelt es sich um basische, mittelsaure und saure Basalttypen. In den Zersetzungszone zeigen die Olivine randliche Oxydation zu Roteisen, z. T. auch Zersetzung zu Magnetit, die Magnetitkörner Umwandlungen in Roteisen.

Hiernach dürfte es sich auch in den tieferen Lagen um einen ähnlichen Zersetzungs Vorgang handeln, wie er in den folgenden Kapiteln am Untersuchungsprofil beschrieben wird.

In den Tagebauen macht sich der Übergang zum Basalt im häufigeren Auftreten größerer Basaltkugeln bemerkbar.

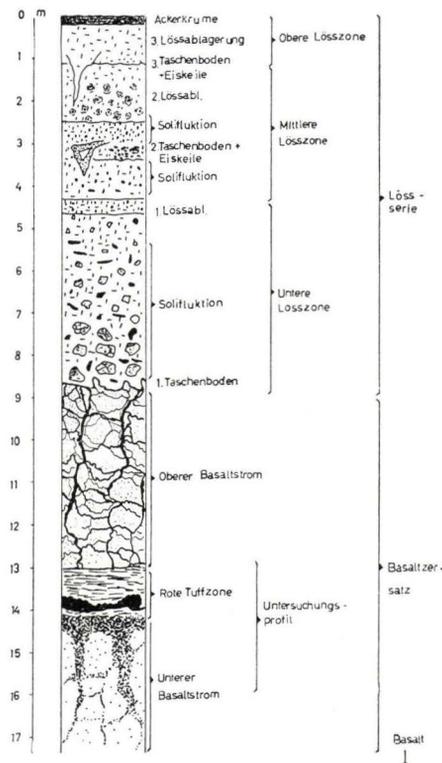


Abb. 1 Schematisches Gesamtprofil (Untersuchungsprofil ca. 13 m unter Flur)

B. Das Profil aus dem Tagebau Ludwigssegen

I. Probenahme

Als Untersuchungsprofil wurde ein Anschnitt aus dem Tagebau Ludwigssegen gewählt. Der 2,60 m mächtige Bereich umfaßt die oberen Partien des unteren Basaltstromes, die gesamte Tuffzwischenlage und die daran angrenzenden 0,35 m des oberen Basaltstromes. Das Profil liegt etwa 13 m unter Flur (siehe Abb. 1).

Wegen der guten Aufschlußverhältnisse war eine kontinuierliche Probenahme möglich. Sie erfolgte so, daß das Profil in jeder Farb- und Strukturänderung erfaßt wurde, um einen möglichst geschlossenen Übergang der einzelnen Zersetzungsgrade untereinander zu erhalten. Da im Anschnitt kein frischer Basalt zu finden war, mußte von anderen Stellen desselben Horizontes eine gut erhaltene Basaltkugel ausgewählt werden, in deren Mitte sich verhältnismäßig frischer Basalt befand. Außerdem wurde aus dem benachbarten Tagebau Eisen frischer Basalt zu Vergleichszwecken herangezogen.

Das Profil setzt sich wie folgt zusammen:

- (18) 3,20 — 2,85 m dichter Basalt, violett bis graugrün mit einzelnen Erzschnüren
- (17) 2,85 — 2,75 m grüngraue plastische Schicht
- (16) 2,75 — 2,73 m Erzband
- (15) 2,73 — 2,70 m orangefarbene plastische Schicht
- (14) 2,70 — 2,60 m feinerdige dunkelbraunrote Zone
- (13) 2,60 — 2,20 m braunrote Schicht, von oben nach unten heller werdend
- (12) 2,20 — 2,00 m rote Schicht mit ockerfarbenen Flecken
- (11b) 2,00 — 1,80 m lokale Brockenzone
- (11a) 2,00 — 1,80 m a = grau
b = gelblich
- (10) 1,80 — 1,75 m 2. ziegelrotes Band
- (9) 1,75 — 1,73 m Erzband
- (8) 1,73 — 1,70 m 1. ziegelrotes Band
- (7) 1,70 — 1,57 m knollig-bankige Schicht, oben mit Erz imprägniert
- (6) 1,57 — 1,43 m grobblasige, unregelmäßige Stromoberfläche, gelbgrau, mit Erz imprägniert
- (5) 1,43 — 1,37 m hell braungraue Zone
- (4) 1,37 — 1,17 m Blasenbasalt, oben braun, unten grau
- (3) 1,17 — 0,82 m Blasenbasalt, grau
- (2) 0,82 — 0,76 m 2. braunes Band
- (1) 0,76 — 0,56 m Blasenbasalt, grau
0,56 — 0,50 m 1. braunes Band
0,50 — 0,00 m Blasenbasalt
- (20) frischer Basalt von Grube Eisen
- (21) Inneres einer Basaltkugel von Grube Ludwigssegen
- (22) Zwischenteil der Basaltkugel von Grube Ludwigssegen
- (23) Außenzone der Basaltkugel von Grube Ludwigssegen

II. Untersuchungsmethoden

Die Ermittlung des qualitativen und quantitativen Mineralbestandes des zersetzten Materials erfolgte auf röntgenographischem Wege. Die quantitative Bestimmung wurde nach einer für diese Untersuchung neu entwickelten Methode durchgeführt, die Korngrößeneffekte weitgehend ausschaltet. Es konnte daher das natürliche Korn-

größenspektrum des Materials direkt zur Untersuchung benützt werden. Über diese Methode hat Dr. E. A. JUMPertz bereits an anderer Stelle berichtet.

Elektronenmikroskopische Aufnahmen gaben Auskunft über Form und Größe der Komponenten. Ergänzt wurden diese Untersuchungen durch mikroskopische Beobachtungen an Dünn- und Anschliffen, sowie durch chemische und spektrochemische Analysen.

III. Frischer Basalt

Da das Profil nur zersetztes Material enthält mußte durch Vergleich mit frischem Gestein der näheren Umgebung (Grube Ludwigssegen und Grube Eisen) auf das Ausgangsgestein des Profils geschlossen werden. Wegen der noch gut erhaltenen Struktur in den unteren Profilpartien ließ sich dies an Hand von Dünnschliffen durchführen.

1. Basaltvergleichsprobe aus dem Tagebau Ludwigssegen

a) Mineralbestand

Der Basalt von Ludwigssegen enthält nach dem mikroskopischen Befund: Opake Minerale, Apatit, Olivin, Augit und Plagioklas (Taf. 25 Fig. 1)

Opake Minerale

Den Hauptbestandteil der opaken Minerale bilden etwa 0,2 mm lange, meist nadelförmige Ilmenitkristalle mit teilweise korrodierten Rändern. In vielen Fällen treten heller reflektierende Entmischungen auf, die einmal netzartig verzweigt, dann spindelförmig oder parallel angeordnet sind.

Nach der sehr schwachen Anisotropie von lichtgrau nach hellgrau zu urteilen, dürfte es sich um Hämatit handeln. Wegen der geringen Größe der Lamellen ist jedoch eine genaue Bestimmung der Mineralart schwierig.

Eine etwas andere Zusammensetzung weisen stark zerlappte breitere Kristalle auf, die isotrope Entmischungslamellen von Magnetit zeigen. Die Anteile von Magnetit und Ilmenit kommen in wechselnden Mengenverhältnissen vor. Beim Überwiegen von Magnetit zeigen die Körner oft randlich in dünnen Partien rote Innenreflexe, was auf eine Umbildung zu Hämatit schließen läßt. Beim Vorherrschen des Ilmenitanteils dagegen sind die Kristalle stark korrodiert. Eine ähnliche Beobachtung hat bereits LINDLEY (1926) gemacht. Neben den gestreckten Formen sind nur selten kleine vieleckige Kristallquerschnitte vorhanden, die keine Entmischung erkennen lassen. Nach der hellweißen Reflektionsfarbe und den nur andeutungsweise auftretenden roten Innenreflexen handelt es sich um Hämatit. LINDLEY, der eine systematische Bearbeitung des Erzanteiles von Basalten des Vogelsberges vornahm, weist auf die Tatsache hin, daß in den gleichen Entmischungsformen im Ilmenit sowohl Magnetit als auch Hämatit auftreten. Da nun in den breiteren Kristallformen isotrope Lamellen als Magnetit angesprochen wurden, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß der Erzanteil einer Mischreihe Ilmenit-Magnetit angehört. Hierauf deutet ferner hin, daß auf Grund des Reflexionsvermögens und der Stärke der Anisotropie alle Übergänge zwischen

fast reinem Ilmenit und titanhaltigem Magnetit gefunden wurden. Auch wechselt die Form entsprechend der nachfolgenden Ausbildung der Ilmenite zu Kristallen ohne bevorzugte Wachstumsrichtung. Eine primäre Entstehung des Hämatites ist nicht anzunehmen. Da sein Auftreten nur in sehr kleinen und seltenen Körnern beobachtet wurde, ist eine sekundäre Umbildung, die in diesem Falle schon den ganzen Kristall erfaßt hat, nicht ausgeschlossen. Bemerkenswert ist ferner, daß randliche rote Innenreflexe an solchen Partikeln beobachtet wurden, die starke Magnetitanteile besitzen. Hier dürfte es sich um einen analogen Umbildungsprozeß handeln, der sehr wohl durch Martitisierung hervorgerufen worden sein kann.

Als sehr seltener Gemengteil konnte gelegentlich Pyrit in kleinen rundlichen bis länglichen Gebilden nachgewiesen werden. Bei den größeren Körnern ist eine leichte anomale Anisotropie feststellbar. Ferner konnte in seltenen Fällen das Eindringen von Pyrit auf Rissen im Olivin beobachtet werden. Im Inneren dieser Kristalle treten oft kleine isotrope Titanomagnetit-Oktaederchen auf, die gegenüber dem Magnetit einen mehr ins bräunliche gehenden Reflexionsfarbton aufweisen.

Olivin

Olivin kommt ausschließlich in idiomorphen Kristallen vor, die nur teilweise Korrosionsbuchten aufweisen. Die Größe der Individuen schwankt zwischen 0,3 und 0,1 mm. Die chemische Zusammensetzung der Olivine wurde mit Hilfe des Achsenwinkels $2 V_x$ an 25 Körnern bestimmt. Die Variationsspanne der Achsenwinkel liegt zwischen 80° und 88° mit einem Maximum bei dem Höchstwert. Der diesem Maximum entsprechende Fayalitanteil beträgt nach KENNEDY (1947) 15 Mol. %.

Augit

Augit tritt in gut ausgebildeten Kristallen und knäuel- bis sternchenförmigen Verwachsungen auf. Die größten Individuen sind durchschnittlich 0,9 mm und die kleineren der Verwachsungen 0,2 mm groß. Ihre Dimensionen sinken aber nie zu den geringen Maßen von solchen in porphyrisch struierten Basalten herab. Die Farbe der Augite ist bräunlich bis bräunlich-violett. Die Variationsspanne der Achsenwinkel $2 V_z$, die an 20 Körnern bestimmt wurde, reicht von $52^\circ 3'$ bis $54^\circ 3'$. Eine Häufung der Meßwerte liegt bei 54° . Neben diesen Werten deuten auch gelegentlich auftretende Sanduhrstrukturen und zonarer Bau der großen Kristalle darauf hin, daß es sich bei der Pyroxenkomponente um Titanaugit handelt.

Plagioklas

Die leistenförmigen Plagioklasschnitte haben eine durchschnittliche Länge von 0,5 mm mit einem Maximum um 1,0 mm und eine Breite von ca. 0,06 mm. Durch eine mehrfache lamellare Zwillingswiederholung nach dem Albitgesetz entsteht die charakteristische Streifung der Plagioklase. Nicht selten treten Doppelzwillinge auf, indem Verwachsungen nach dem Albitgesetz unter sich nach dem Karlsbader Gesetz verbunden sind.

Zur Bestimmung des Anorthitgehaltes wurde an 20 Körnern nach der Zonenmethode von RITTMANN-EBERT der Winkel zwischen n_x und der Spaltfläche (010) auf der Fläche (100) gemessen. Nach dem zwischen 33° und 35° liegenden Maximum

ergibt sich die durchschnittliche Zusammensetzung der Plagioklasse im Basalt von Ludwigssegen mit $An_{49-53} Ab_{47-51}$.

Apatit

Apatit kommt in büschelförmig angeordneten farblosen Nadelchen vor und ist am besten in Feldspatschnitten parallel (010) zu beobachten.

Modalbestand

Die Ermittlung des Modalbestandes ergab folgende Werte:

48,4	Vol. %	Plagioklas
29,0	Vol. %	Titanaugit
15,2	Vol. %	Olivin
6,0	Vol. %	Opake Minerale
1,5	Vol. %	Apatit

b) Struktur

Nach der Größe und der Anordnung der Bestandteile handelt es sich bei dem Basalt von Ludwigssegen um ein doleritisches Gestein mit intersertalem bis stellenweise granularem Gefüge. Diese ophitische Struktur wird durch die sperrig angeordneten Plagioklasleisten hervorgerufen, in deren Zwickelräumen bevorzugt Augite in knäuel- bis sternchenförmiger Verwachsung liegen. Die großen Olivin- und Augitkristalle bilden Einsprenglinge, die statistisch über den Schliiff verteilt sind (Taf. 25 Fig 1).

2. Basaltvergleichsprobe aus dem Tagebau Eisen

a) Mineralbestand

Opake Minerale

Opake Minerale werden vorwiegend von 0,006 mm großen, oft drei- bis viereckigen Kristallen vertreten, die als verschiedene Schnittlagen von Oktaedern aufzufassen sind. Häufig kommt es jedoch nicht zur Ausbildung idiomorpher Kristalle, sondern zu einem skelettartigen Wachstum, wie es bereits von LINDLEY aus ähnlichen Basalten beschrieben wurde (Taf. 25 Fig. 2).

Die Skelette kommen meist dadurch zustande, daß sie beim Wachstum durch andere Kristalle beeinflusst wurden. Die idiomorphen Kristalle zeigen häufig noch kleine Hohlräume im Inneren, die ebenfalls das skelettartige Wachstum verraten. Seitliche Korrosionsbuchten wurden an ihnen nicht beobachtet. Die Skelette zeigen oft sehr feine Entmischungen. Untergeordnet kommen auch Ilmenitnadelchen mit starken Korrosionsbuchten vor. Diese Beobachtungen berechtigen zu dem Schluß, daß eine Mischreihe von Ilmenit und Magnetit vorliegt. Dabei wird der Ilmenitanteil durch die seltenen nadelförmigen Kristalle vertreten, während die Hauptmasse der skelettartigen Kristalle — nach ihrem fast isotropen Verhalten und der oktaedrischen Form zu schließen — dem Magnetit näher stehen. Reiner Magnetit konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Untergeordnet tritt Pyrit vereinzelt in kleinen rundlichen bis idiomorphen Körnchen mit schwacher Anisotropie auf.

Olivin

Olivin tritt in durchschnittlich 0,03 mm großen idiomorphen Kristallen auf, an deren Rändern Resorptionserscheinungen zu beobachten sind. Die Bestimmung der Achsenwinkel $2 V_x$ ergab Werte zwischen 82° und 88° mit einem Maximum zwischen 87° und 88° .

Augit

Augit ist in ca. 0,012 mm großen, bevorzugt nach der c-Achse gestreckten Kriställchen zugegen. Die Farbe ist hellgrau bis leicht bräunlich-violett. Die Achsenwinkel $2 V_x$ von 20 Körnern schwanken zwischen 52° und 55° . Das Maximum entfällt auf den Bereich von 53° bis 54° . Dies entspricht den für Titanomagnetit in Frage kommenden Achsenwinkeln.

Plagioklas

Die Plagioklase sind größtmäßig den gestreckten Augiten zu vergleichen. Vereinzelt sind nach dem Albitgesetz verzwilligte Individuen vorhanden, die wiederum nach dem Karlsbader Gesetz miteinander verbunden sind. Die chemische Zusammensetzung der Plagioklase im Basalt von Eisen läßt sich mit $An_{54-57} Ab_{43-46}$ angeben.

Modalbestand

An der Gesteinszusammensetzung sind folgende Mengen der betreffenden Minerale beteiligt:

45,6 Vol. %	Plagioklas
33,8 Vol. %	Titanaugit
13,9 Vol. %	Olivin
5,6 Vol. %	Opake Minerale
1,1 Vol. %	Apatit

b) Struktur

Bei dem Basalt von Grube Eisen handelt es sich um ein dichtes hypokristallines Gestein von schwach porphyrischer Ausbildung. Dabei liegen Einsprenglinge von 0,03 mm großen Olivinen in einer Grundmasse von 0,012 bis 0,006 mm großen idiomorphen bis hypidiomorphen Augiten und Plagioklasen. Zwischen den einzelnen Gemengteilen der Grundmasse treten stellenweise farblose Glasreste auf.

3. Vergleiche der Basalte von Ludwigssegen und Eisen

	Ludwigssegen	Eisen
Mineralbestand	Plagioklas 48,4 Vol. %	Plagioklas 45,6 Vol. %
	Titanaugit 29,0 „	Titanaugit 33,8 „
	Olivin 15,2 „	Olivin 13,9 „
	Opake Miner. 6,0 „	Opake Miner. 5,6 „
	Apatit 1,5 „	Apatit 1,1 „

Chemismus	Plagioklas An_{49-53} Mol. % Augit $2 Vz$ $53^\circ-54^\circ$ Olivin $2 Vx$ $87^\circ-88^\circ$	Plagioklas An_{54-57} Mol. % Augit $2 Vz$ $53^\circ-54^\circ$ Olivin $2 Vx$ $87^\circ-88^\circ$
Erzführung	Mischreihe Ilmenit-Magnetit	Mischreihe Ilmenit-Magnetit
Struktur	ophitisch — intersertales Gefüge	hypokristallin — schwach porphyrisch

Aus dieser Gegenüberstellung ergibt sich eine wesentliche Übereinstimmung hinsichtlich des Chemismus und des Modalbestandes. Dadurch dürften die beiden Basaltproben in die gleiche Gesteinsgruppe einzustufen sein.

IV. Zersetztes Material

1. Mineralbestand

Da eine mikroskopische Bestimmung der Verwitterungsneubildungen im Basaltzersatz wegen ihrer geringen Kristallinität nicht möglich ist, erfolgte die Untersuchung röntgenographisch und elektronenmikroskopisch. Dazu wurde das Material fraktioniert.

a) Qualitativ

Die Tonfraktion $< 2 \mu$ aller Proben enthält als Hauptbestandteil Tonminerale der Kaolinitgruppe. Das Röntgenbild zeigt die für Fireclay typischen Bande zwischen den Basisinterferenzen (001) und (002). Auf das Vorhandensein von Halloysit deutet die starke Verbreiterung der ersten Interferenz bei $7,15 \text{ \AA}$.

Außerdem tritt in den Proben 15 und 17 noch Illit auf. Eine schwache Interferenzlinie bei $4,64 \text{ \AA}$ dürfte auf Tri-Illit hinweisen, die nach LIPPMANN (1954) meist bei $4,62 \text{ \AA}$ liegt.

Neben diesen Tonmineralen konnten Hämatit, Nadeleisenerz, Magnetit, Ilmenit und Quarz nachgewiesen werden.

Elektronenmikroskopie

Im elektronenmikroskopischen Bild der Tonfraktion aller Proben sind aufgerollte Halloysitformen zu erkennen. An Häufigkeit werden sie von blättchenförmigen Partikeln mit rundlich-sechseitiger Umgrenzung übertroffen. Die Anwesenheit von Illit macht sich durch unscharf begrenzte Partien von wolkenartigem Aussehen bemerkbar. Auf Eisenoxyhydrate weisen unregelmäßig begrenzte schwer durchstrahlbare Bereiche hin (Taf. 25 Fig. 3).

b) Quantitativ

Die röntgenographisch ermittelten Prozentanteile der einzelnen Minerale — bezogen auf die Gesamtprobe — sind in der Tabelle der Abb. 2 angegeben. Eine bessere Übersicht gibt die graphische Darstellung dieser Werte in Abb. 3 und Abb. 4.

Probe	Fe ₃ O ₄ %	Fe ₂ O ₃ %	FeTiO ₃ %	FeOOH %	Summe Fe-Miner.	SiO ₂ %	Ton %	Summe SiO ₂ +Ton
18	5,0	16,5	4,5	8,0	34,0	32,0	34,0	66,0
17	4,5	30,0	4,5	26,5	65,5	20,0	14,5	34,5
16	4,0	45,0	—	37,0	86,0	11,5	2,5	14,0
15	2,0	32,0	—	27,5	61,0	26,0	12,5	38,5
14	2,0	38,0	4,0	19,0	63,0	29,5	7,5	37,0
13	6,0	33,0	3,5	2,5	45,0	33,0	22,0	55,0
12	4,0	23,0	3,0	11,5	41,5	40,0	18,0	58,5
11 b	—	3,0	6,5	5,5	15,0	46,5	38,5	85,0
11 a	5,0	7,0	6,5	12,0	30,5	43,5	26,0	69,5
10	—	40,5	5,0	30,5	76,0	21,5	2,5	24,0
9	—	56,5	—	32,5	89,0	7,5	3,5	11,0
8	—	31,5	2,0	41,5	75,0	17,0	8,0	25,0
7	—	35,0	—	51,0	86,0	11,0	3,0	14,0
6	6,0	17,0	3,5	50,0	76,5	17,0	6,5	23,5
5	19,0	17,5	2,5	21,5	60,5	24,0	15,5	39,5
4	24,0	9,5	2,5	9,5	45,5	28,0	26,5	54,5
3	11,0	6,5	8,0	23,5	49,0	27,0	24,0	51,0
2	19,0	8,5	2,0	23,5	53,0	27,5	19,5	47,0
1	13,5	—	8,0	32,5	54,0	20,5	25,5	46,0
Mittelwerte:					58,3	25,4	16,3	

Abb. 2. Quantitativer Mineralbestand

Eine quantitative Unterteilung der Tonkomponente erfolgte nicht. Wie aus den elektronenmikroskopischen Aufnahmen hervorgeht, besteht der überwiegende Teil der Tonsubstanz aus Fireclay, wogegen Halloysit kaum ins Gewicht fällt. Der Illitanteil der Proben 15 und 17 dürfte $\frac{1}{5}$ der Tonmenge nicht überschreiten. Es sei ebenfalls darauf hingewiesen, daß zwischen den chemisch und röntgenographisch ermittelten Prozentgehalten größere Unterschiede auftreten. Sie beruhen auf der Verwendung von Zersatzmaterial ohne sichtbare Fe-Anreicherung für die chemische Analyse, während die Röntgenuntersuchung an Material vorgenommen wurde, das der durchschnittlichen Zusammensetzung der Proben entspricht.

Wie aus den Tabellen zu ersehen ist, zeichnen sich in den Prozentgehalten von Magnetit, Hämatit, Nadeleisenerz, Quarz und Ton zwei Zyklen ab. Die treten deutlich durch die beiden Maxima von Hämatit und Nadeleisenerz in den Erzbändchen 7 bis 10 und 16 hervor, sowie in den größten Mengenanteilen von Quarz und Ton in den Proben 11 und 18, die jeweils das Hangende der Erzproben darstellen.

2. Der Umbildungsverlauf des Basaltes

Um die ersten Stadien der Basaltzersetzung zu erfassen, wurden von dem Mittel- und Außenteil einer Basaltkugel von Ludwigssegen Dünnschliffe untersucht, die zu den Beobachtungen an den eigentlichen Profilproben überleiten.

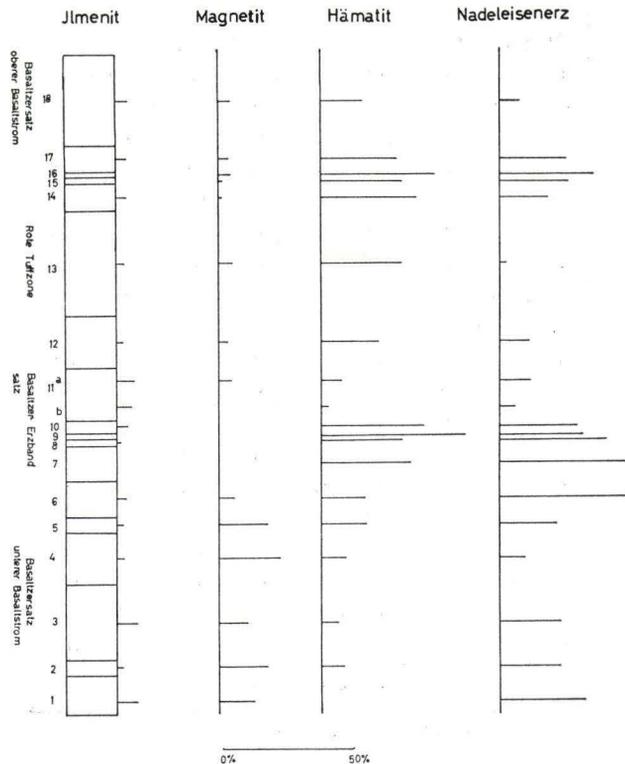


Abb. 3. Graphische Darstellung der Mengenanteile von Ilmenit, Magnetit, Hämatit und Nadeleisenerz

a) Zersetzter Basalt von Ludwigsseggen

Die ersten Anzeichen einer beginnenden Gesteinszersetzung äußern sich in der randlichen Umbildung der Olivine zu „Iddingsit“.

Diese Säume deuten sich im ersten Stadium (Taf. 26 Fig. 10) in einer schwachen gelbbraunen Verfärbung an, die im weiteren Verlauf in dunkles Braun übergeht (Taf. 25 Fig. 4).

Stellenweise erfolgt die Umbildung auch von Rissen in den Kristallen aus, was bei kleineren Körnern schon zu einer völligen Verfärbung geführt hat. Die Augite und Plagioklase sind noch in frischem Zustand erhalten.

Nach MING-SHAN SUN (1957) besteht die Iddingsitsubstanz aus kryptokristallinem Nadeleisenerz mit röntgenamorphen Beimengungen von SiO_2 , MgO und geringen Mengen von CaO , Al_2O_3 , TiO_2 und MnO . Nach seinen Untersuchungen in New Mexico ist die Umbildung der Olivine meist auf basaltische Gesteine beschränkt, die infolge fraktionierter Kristallisation des Magmas einen höheren Olivinanteil besitzen.

Dieser Befund mag für ein bestimmtes Gebiet zutreffen, für eine Verallgemeinerung liegt jedoch kein Grund vor. Abgesehen von einigen Sonderfällen, in denen junge Basalte unter der Einwirkung des Grundwassers gestanden haben, tritt trotz unterschiedlichen Olivin gehaltes eine Iddingsitbildung erst bei geologisch älteren Basalten,

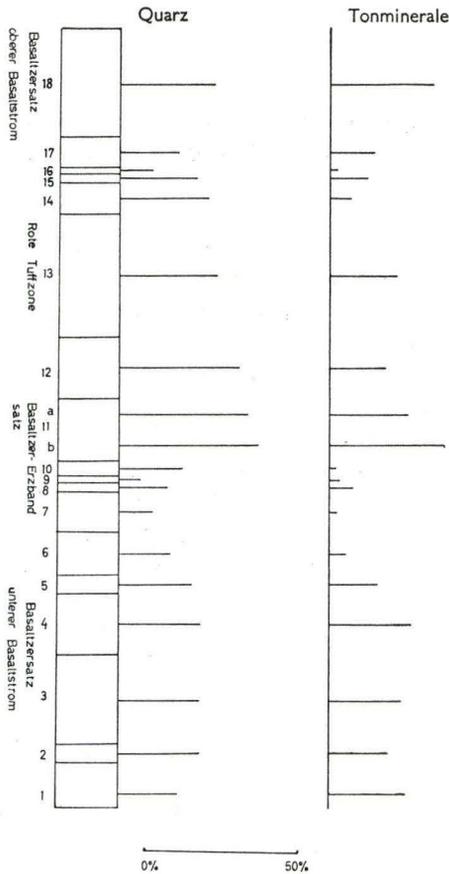


Abb. 4. Graphische Darstellung der Quarz- und Tonmineralanteile

etwa ab Tertiär, auf. Dies weist darauf hin, daß die Iddingsitbildung nicht im Verlauf der Kristallisation eintritt.

Die Annahme von MING-SHAN SUN gründet sich in erster Linie auf experimentelle Untersuchungen von WELLS (1929). Bei diesen Experimenten trat in schwach HCl-haltigen Lösungen bei 200° C und 15 atm. Druck ein Zerfall des Olivins zu rotem Eisenoxypulver ein.

Im vorliegenden Falle sind jedoch an den tertiären Basalten keine Anzeichen für eine Olivinumbildung bei so hohen Temperaturen vorhanden. Da der Zeitfaktor bei derartigen Experimenten nicht berücksichtigt werden kann, ist es denkbar, daß Iddingsit auch bei niedrigeren Temperaturen und Drücken in geologisch langen Zeiträumen entsteht. Die Tatsache, daß bei diesem Prozeß SiO_2 und MgO in Lösung gehen und z. T. fortgeführt werden, während der FeO -Anteil zu Fe_2O_3 oxydiert und mit H_2O zusammen Nadeleisenerz bildet, läßt die große Ähnlichkeit mit Vorgängen bei der Verwitterung deutlich werden. Daher liegt die Vermutung nahe, daß die Iddingsitbildung durch Verwitterung ausgelöst und weitergeführt wird.

b) Die Proben des Profiles

 α) Der untere Basaltstrom

Im Dünnschliffbild zeigen die Proben des unteren Basaltstromes eine gute strukturelle Übereinstimmung mit den oben beschriebenen zersetzten Partien des Basaltes von Ludwigssegen.

In der Probe 1 sind die Feldspatleisten stark kaolinisiert. Das neu entstandene Produkt ist schwach kristallisiert und bildet einen hellen Saum um die graubraune Masse der weniger zersetzten Plagioklasssubstanz im Inneren.

Die vollständig umgebildeten Olivine sind an ihrer rotbraunen Farbe deutlich von der gelbbraunen Grundmasse zu unterscheiden. Die Augitumrisse sind nur bei gekreuzten Nicols zu erkennen.

In der Probe 1 ist eine starke Zunahme der opaken Bestandteile gegenüber den ersten Zersetzungsstadien auffallend. Den Restbestand der Verwitterung bilden Mischglieder zwischen Ilmenit und Magnetit. Auf der einen Seite stehen lange Ilmenitnadelchen, auf der anderen Seite Oktaeder mit grauweiß bis leicht rötlicher Reflexionsfarbe, was auf einen unentmischten Titangehalt schließen läßt. Auf diese Beimengung ist offenbar auch die schwach anomale Anisotropie der Minerale zurückzuführen. In den meisten Fällen kommt es aber nicht zur Ausbildung idiomorpher Kristalle, sondern zu einem skelettartigen Wachstum wie im Basalt von Eisen (Taf. 25 Fig. 2). Die oft leicht gerundeten Kanten der Skelette dürften auf eine nachträgliche Anätzung hinweisen.

Andererseits sind kleine hell reflektierende Körnchen vorhanden, die einen Saum von Eisenhydroxyd mit leuchtend roten Innenreflexen zeigen, in einem Fall auch ein kreuzförmiges Wachstumsskelett. Welcher Art diese Umbildungsprozesse sind, ist wegen der Kleinheit der Erzpartikel nicht zu entscheiden. Neben den nadelförmigen Ilmeniten treten auch fiederförmige bis rosettenähnliche Wachstumsformen auf (Taf. 26 Fig. 7). Von einem spießigen Individuum aus zweigen beiderseits Täfelchen ab, die sich oft schuppenartig übereinanderlagern. Sie sind oben und unten von Basis- und seitlich von Rhomboederflächen begrenzt. Hinsichtlich der Anisotropie und der Reflexion unterscheiden sie sich jedoch von den nadelförmigen Ilmeniten. So besitzen sie nicht den charakteristischen graubraunen Reflexionsfarbton und sind nur schwach anisotrop. In manchen Kristallblättchen sind kleine diskenförmige Hämatit-mischungen zu erkennen, auch zeigen sie keinerlei Korrosionserscheinungen. LINDLEY und STRENG (1888) beschreiben aus dem frischen Dolerit von Londorf in Hessen ähnliche Gebilde, die in Blasen Hohlräumen entstanden und der Korrosion entgingen. FRENZEL (1954) erwähnt die Bildung von Eisenglanzkrystallen in Blasenräumen und Gaskanälen vieler Ergußgesteine. Ob es sich im vorliegenden Falle um eine analoge Erscheinung handelt, ist nicht sicher, da bei der Aufarbeitung des Materials zur Anschliffherstellung der Gesteinsverband zerstört wurde und eine Nachprüfung nicht mehr möglich ist. LINDLEY spricht diese Gebilde als Ilmenit an. Nach den vorliegenden Untersuchungen dürfte es sich aber im Basalt von Ludwigssegen um Mischkristalle von Ilmenit und Hämatit handeln, wobei bevorzugt Hämatit zu rosettenartiger Ausbildung neigt.

Pyrit tritt selten in Form kleiner Körnchen oder unregelmäßiger Schmitzen auf, die immer eine schwach anomale Anisotropie besitzen.

Von sekundären Eisenmineralien kommen verschiedene Entwässerungsstadien des Eisenhydroxydes vor. Sie äußern sich in Farbunterschieden von gelbbraun nach leuchtend rot und in der Reflexion, die alle Übergänge von nicht reflektierenden gelbrot oder rot durchscheinenden Partien bis zu schwach grauer Reflexion aufweist.

Die Probe 2 zeigt ein anderes Bild. In ihr überwiegen die Verwitterungsneubildungen. So stellen im Hinblick auf den Erzinhalt die Eisenhydroxyde den Hauptanteil. Meist sind sie gelblich bis bräunlich durchscheinend. Die Übergänge zu grau reflektierenden Partien mit starken roten Innenreflexen lassen sich gut in den zu Iddingsit umgebildeten Olivinen verfolgen. Das Innere wird von rot durchscheinenden Eisenhydroxyden eingenommen, während von den Kristallrändern aus grau reflektierendes, stärker entwässertes Material fingerförmig nach innen vordringt. Auf den Kristallflächen dieser umgebildeten „Olivine“ beobachtet man nicht selten winzige neugebildete Magnetite (Taf. 26 Fig. 9). Auch im Inneren der „Olivine“ finden sich isotrope Oktaederchen. Sie wurden von LINDLEY in ähnlichen Basalten z. T. als Chromit angesprochen. Im vorliegenden Fall dürfte es sich jedoch um Titanomagnetite handeln, da spektroskopisch in den Proben kein Cr nachgewiesen werden konnte

Einige Hämatitkörner, deren Ursprung auch hier nicht eindeutig ist, zeigen randliche Übergänge zu schwächer reflektierendem Material mit roten Innenreflexen, das wiederum von einem Saum rot durchscheinender Eisenoxyde umgeben wird.

Bei den nur selten vorkommenden schwarzen, nicht reflektierenden Aggregaten, die randlich oft in schwach braun durchscheinende Wülste von gelartiger Beschaffenheit übergehen, dürfte es sich um gelförmigen Magnetit handeln.

Die primären Erzminerale sind durch stark korrodierte Titanomagnetite, winzige lange Ilmenitnadeln und einige Ilmenit-Hämatitrossetten sowie einzelne unregelmäßig begrenzte Pyrite vertreten.

Im Dünnschliffbild heben sich von der hell bis dunkelbraun gefärbten Grundmasse die farblosen ehemaligen Plagioklasleisten und die rotbraunen „Olivinkristalle“ ab. Als eine weitere Neubildung treten wurmartige Fireclay-Aggregate auf, die den von TRÖGER (1952) beschriebenen „Bacillariten“ ähnlich sind.

Die Probe 3 zeigt eine größere Ähnlichkeit mit Probe 1, vor allem in Bezug auf die Formen der Erzminerale. So werden hier die Titanomagnetite von kleineren Skeletten mit schwacher Anisotropie vertreten. Die stärker ilmenithaltigen Glieder der Mischreihe bilden lange feine Nadeln. Scharfbegrenzte, oft fiederförmige Ilmenit-Hämatitrossetten sind ebenfalls vorhanden. Zahlreiche kleine Magnetitoktaederchen stellen Neubildungen dar. Pyrit kommt nur in seltenen kleinen Körnchen vor. Allerdings werden im Gegensatz zur Probe 1 die Hämatitteilchen häufiger. Es handelt sich dabei meist um hell reflektierende Bröckchen, die in rot durchscheinendem Eisenhydroxyd liegen. Auch kreuzförmige Kristallskelette von Titanomagnetiten sind stellenweise von rotem Eisenhydroxyd umgeben.

Nur selten sind erhalten gebliebene Olivinformen zu beobachten. Wie aus dem Dünnschliffbild hervorgeht, zeigen die in der völlig zersetzten und kaolinisierten

Grundmasse liegenden ehemaligen „Olivine“ nur noch an den Rändern die braunrote Farbe der vorherigen Schliche. Ihre scharfe Umgrenzung ist verlorengegangen. Die Kaolinitaggregat^e nehmen pseudomorph die Räume der verwitterten Plagioklasleiten ein.

Das Strukturbild der Probe 4 ist demjenigen der Probe 3 sehr ähnlich. Als Verwitterungsrückstände sind auch hier einige skelettartig ausgebildete unentmischte Titanomagnetite mit schwach anomaler Anisotropie vorhanden. Daneben kommen in großem Maße kleinste, oft ebenfalls skelettartig ausgebildete Oktaederchen von Magnetit vor. Gegenüber den Titanomagnetiten verhalten sie sich völlig isotrop und sind wesentlich kleiner als diese. Sie dürften als Neubildungen angesehen werden, da sie häufig, wie schon in Probe 2, an der Außenseite der umgebildeten „Olivinkristalle“ aufsitzen.

Pyrit erscheint untergeordnet in wenigen kleinen Körnchen oder Fetzen, die schwach anisotrop sind.

Wegen der geringen Größe einiger Hämatite, die von rot durchscheinendem Eisenhydroxyd umgeben sind, kann über ihre Bildung nichts ausgesagt werden.

Die Eisenhydroxyde durchsetzen als braun bis rötlich durchscheinende Masse in Form zahlreicher Rißfüllungen das Schlibbild. Vereinzelt enthalten sie eckige Quarzkörner mit stark undulöser Auslöschung. Sie dürften primärer Entstehung sein und aus dem überlagernden Tuffmaterial stammen, das in Risse des unteren Basaltstromes verlagert worden ist.

Die meisten „Olivinkristallformen“ sind infolge der nach den Rändern zu verstärkten Entwässerung der Eisenhydroxyde erhalten geblieben.

In der Probe 5 haben die opaken Teilchen derart an Zahl zugenommen, daß die Grundmasse ein körniges Aussehen erhält. Diese opaken Teilchen setzen sich aus denselben Mineralien zusammen, die schon aus den vorigen Schlibben beschrieben wurden. Die schwach anisotropen Mischglieder von Ilmenit-Magnetit sind vorherrschend ideal oktaedrisch und nur untergeordnet skelettartig ausgebildet. Da diese Partie den oberen Bereichen des unteren Basaltstromes angehört, in denen primär mehr Glasgrundmasse zu vermuten war als in den unteren Teilen, ist es denkbar, daß hier ähnliche Erscheinungen vorliegen, wie sie LINDLEY in gasreichen Partien fand, wo er bevorzugt eine skelettartige Ausbildung beobachtete. Für die vorliegende Probe wäre daher die Bildung der aus vielen Einzelkristallen zusammengesetzten Skelette nicht ausgeschlossen, deren Verband durch die Aufarbeitung zerstört wurde. Auch mag die hier weniger viskose Schmelze eine gleichmäßige Zufuhr von Lösungen bewirkt haben, die eine idealere Titanomagnetitausbildung zur Folge hatte. Jedoch sind die idealen Kristallformen nur in den seltenen Fällen erhalten geblieben, da sie durch randliche Korrosionsbuchten ein etwas zerlappter^es Aussehen bekommen. Oft sind sie auch schon zu einem Haufwerk kleiner Teilstückchen zerfallen und liegen in rot durchscheinendem Eisenhydroxyd eingebettet.

Auch an größeren Titanomagnetiten zeigen sich Umbildungserscheinungen. Die stark korrodierten Reste im Inneren sind von einem Saum schwach reflektierenden Materials mit roten Innenreflexen umgeben. GILBERT (1925) fand bei Untersuchungen verschiedener Magnetitvorkommen randliche Übergänge zu Nadeleisenerz, die sich

auf die oberflächennahen Lagerstättenteile beschränken. An dem durch Verwitterung ausgelösten Umbildungsprozeß von Magnetit zu Nadeleisenerz scheint kein Zweifel zu bestehen, da diese Erscheinung im Untersuchungsprofil erstmalig in den oberen Teilen des unteren Basaltstromes gefunden wurde.

Vereinzelt konnte die Beobachtung gemacht werden, daß an stark korrodierten Titanomagnetiten Hämatit randliche und auf Rissen ins Innere vordringend vorhanden ist. Stellenweise zeigten sich auch vom Rande aus lamellenartig nach innen vordringende Hämatitschnüre, die nicht die gerade Begrenzung der Entmischungslamellen zeigen. GRUNER (1926) hat durch Experimente, die bei Temperaturen von 150° C bis 200° C durchgeführt wurden, einmal eine Umbildung von Magnetit in Hämatit entlang der Oktaederflächen (111) erreicht, zum anderen stellte er fest, daß die vom Rande aus vordringenden Hämatitleisten sich allmählich verdicken und zu einem festen Hämatitsaum um das Magnetitkorn werden. Ähnliche Beobachtungen von GILBERT an natürlichen Vorkommen beweisen die Annahme von GRUNER, daß derartige Umbildungen durch Verwitterung hervorgerufen werden können. Da im vorliegenden Fall im frischen Gestein keine analoge Verdrängung des Magnetites durch Hämatit gefunden wurde, besteht zumindest für diesen Basalt nicht die Wahrscheinlichkeit einer hydrothermalen Hämatitzufuhr, wie sie von LINDLEY zur Erklärung solcher Erscheinungen herangezogen wird. Die gemachten Beobachtungen berechtigen vielmehr dazu, der von GILBERT und GRUNER angenommenen „descendenten“ Martitisierung zuzustimmen. Inwieweit noch die von FRENZEL für zahlreiche Gesteine gefundene Hitzemartitisierung durch überlagernde Basaltströme eine Rolle spielt, ist nicht zu entscheiden.

Die Entstehung kleiner Hämatitbröckchen dürfte ebenfalls mit der Martitisierung in Zusammenhang stehen. Wie GRUNER zeigen konnte, hängt die Angreifbarkeit des Magnetites wesentlich von der Korngröße ab in der Weise, daß kleinere Kristalle zuerst der Umbildung anheimfallen. Für die zweite Möglichkeit einer Entstehung auf sekundärem Wege über Eisenhydroxyde dürfte ihre Reflexionsfarbe zu hoch sein. Wie GILBERT bei seinen Untersuchungen fand, weist der über die Zwischenstufe von Eisenhydroxyd gebildete Hämatit immer eine dunklere Reflexionsfarbe auf als primärer Eisenglanz.

Weit häufiger als die Verwitterungsrückstände sind in dieser Probe die Neubildungen vertreten, vor allem Eisenhydroxyd, das wohl vorwiegend in kryptokristallinem Zustand vorliegt, wie die rötlich bis gelblich durchscheinenden Partien in unregelmäßigen Rissen vermuten lassen. Darin treten gelegentlich wieder kleine Quarze aus dem überlagernden Tuff auf. An den Rändern der ehemaligen Olivine sind auch hier zahlreiche kleine Magnetitoktaederchen zu beobachten.

Wie die Probe 5 zeigt, ist die Entstehung von Nadeleisenerz bzw. wasserhaltigem Eisenoxyd auf verschiedenen Wegen möglich:

1. durch Dehydration stark wasserhaltiger Eisenhydroxyde, wie es in den „Olivinen“ der Fall ist,
2. durch Verwitterung der durch Martitisierung entstandenen Hämatiteilchen,
3. durch direkte Umbildung von Titanomagnetit.

Im Dünnschliffbild sind neben den zersetzten Augiten die umgebildeten Olivine auf Grund ihrer rotbraunen Farbe deutlich zu erkennen. Auch die Umriss der kaolinisierten Feldspatleisten lassen sich wahrnehmen.

In der Probe 6 besteht der Verwitterungsrückstand wiederum aus skelettartigen Formen von unentmischtem Titanomagnetit sowie aus langen feinen, parallelgelagerten Nadeln von Ilmenit in der Nähe der ehemaligen Olivine. Auch kleinere unregelmäßig begrenzte Formen von Titanomagnetit kommen vor, sowie gelegentlich etwas schwach anisotroper Pyrit. Die Rosetten von Ilmenit-Hämatit werden wieder häufiger als in Probe 5. Nach ihren kantengerundeten Begrenzungen zu schließen, sind die Skelette zum Teil wieder angelöst worden, auch die Ilmenitnadeln zeigen Korrosionsbuchten. Da sie nicht von einem Eisenhydroxydmantel umgeben sind, muß diese Anlösung in einem früheren Stadium vielleicht durch sich verändernde Restlösungen geschehen sein. Die durch Verwitterung ausgelöste Umbildung zeigt sich an einigen Skeletten, die einen Eisenhydroxydsaum besitzen und oft zu einem Haufwerk kleinster Teilchen zerfallen sind.

Auf den Kristallflächen der ehemaligen Olivine in der Probe 6 befinden sich kleine nadelförmige Gebilde mit schwacher Reflexion und einem angedeuteten Reflexionspleochroismus von grau nach hellgrau. Nach der Form und dem schwachen Reflexionsvermögen zu urteilen, dürfte es sich um Nadeleisenerz handeln. Die über den ganzen Schliff verteilten Eisenhydroxyde sind an manchen Stellen so stark angereichert, daß völlig opake Partien mit schwachem Reflex entstehen, die stark rote Innenreflexe aufweisen.

Zusammenfassend ergibt sich für den unteren Basaltstrom folgendes: Von unten nach oben ist eine leichte Zunahme in der Intensität der Umbildung an den primären Erzmineralen, den Titanomagnetiten zu bemerken, die sich sowohl in der Martitisierung als auch in der Bildung von Eisenhydroxyden äußert. Die intensivsten Umbildungen entfallen auf die Proben 2 und 5, in denen offenbar keine völlig martitisierten Magnetite mehr enthalten sind. Da hier gleichzeitig die höchsten Gehalte an Eisenhydroxyd auftreten, sind wohl alle Hämatite der Umbildung zu Eisenhydroxyden anheimgefallen. Das Eisenhydroxyd kann dabei in verschiedenen Entwässerungsstufen auftreten, die einmal über den Gelzustand, dann durch Verwitterung des Hämatites und schließlich durch direkte Umbildung von Titanomagnetit erreicht werden. Ferner treten in den Proben 2 bis 5 kleine Magnetite an den Kristallflächen der „Olivine“ auf, während es in der Probe 6 Nadeleisenerzkriställchen sind.

Die Erzproben

Die Stück-Erzproben 7, 9 und 16 sind in ihrem Aufbau gleich, so daß an dieser Stelle eine zusammenfassende Besprechung erfolgen kann. Schon mit dem bloßen Auge unterscheidet man in den Anschliffen stärker metallisch reflektierende Bereiche, die teils als Äderchen in netzförmiger Anordnung, teils als breitere Zonen rotbraunes Material von mehr erdiger Beschaffenheit einschließen. Dieses Bild setzt sich bis in mikroskopische Größenordnungen hinein fort, wo zwischen den hell reflektierenden Partien und den rot durchscheinenden gelförmigen Eisenhydroxyden alle Übergänge

auftreten. Sehr deutlich erkennt man, daß diese Erzbändchen durch Infiltration von Eisenlösungen in verwittertes Gestein zustande gekommen sind; denn in den im allgemeinen rot durchscheinenden Partien werden Reste ehemaliger Silikate häufig von wulstigen Eisenhydroxydformen umschlungen. Die Ränder dieser Wülste reflektieren stärker als die inneren Teile, die meist noch rot durchscheinend sind (Taf. 26 Fig. 8). An anderen Stellen finden sich auch die schon aus vorherigen Schliffen beschriebenen „Olivine“ mit den grauweiß reflektierenden Randzonen.

Bei einer röntgenographischen Untersuchung der am stärksten reflektierenden Teile ergab sich ein überwiegender Gehalt von Hämatit mit geringen Anteilen von Nadeleisenerz, während das Verhältnis von Hämatit-Nadeleisenerz in den schwach grau reflektierenden, rot durchscheinenden Bereichen sich auf die Seite des Nadeleisenerzes verschiebt. Daraus ergibt sich, daß der Hämatit, der auf dem Wege über eine wasserhaltige Vorstufe entstanden ist, in sehr feinkristallinem Zustand vorliegen muß, da nirgends die typisch hellweiße Reflexionsfarbe des Hämatites gefunden wurde. Die Beobachtungen von GILBERT (s. S. 295) dürften auf denselben Tatsachen beruhen.

Gelegentlich treten schnurartig angeordnete Titanomagnetitteilchen auf, die weitgehend korrodiert sind. An Restmineralen sind nur kleine, an Ilmenit-Hämatit-Rosetten erinnernde Gebilde anzutreffen, die allerdings um ein Vielfaches kleiner sind als in den vorigen Schliffen.

Die Proben 8 und 10 unterscheiden sich auf Grund der leuchtend roten Färbung von den vorherigen Schliffen. Die opaken Gemengteile treten nur noch in Form vereinzelter dünner Fasern in der Nähe der umgebildeten Olivine auf. Die „Olivine“ selbst heben sich durch ihre gelbbraune Farbe vom roten Untergrund ab. Ihre Ränder sind teilweise korrodiert. Die umgebildeten Plagioklase sind in stärkerem Maße von Eisenhydroxydgel durchtränkt, wodurch sie sich als dunkelbraune Leisten von der roten Grundmasse abheben. Die Grundmasse dieser beiden Schliffe ist so weitgehend zersetzt, daß sie größtenteils die dem Gelzustand eigenen wulstigen Formen zeigt. In einem teilweise mit dunkelbraunem Fe-Gel angefüllten Hohlraum der Probe 10 befinden sich mikroskopisch kleine Glasköpfe.

Im Schiffbild der Probe 11a sind außer einigen „Bacillariten“ bei gekreuzten Nicols keine weiteren anisotropen Bestandteile festzustellen. Die Farbe der Grundmasse ist leicht gelblich. Die ehemaligen Feldspatleisten und Augitumrisse lassen sich gelegentlich auf Grund ihrer hellbraunen bis grauen bzw. dunkelgraubraunen Färbung von der Grundsubstanz unterscheiden. Auffallend ist, daß die Olivinreste weniger gut als bisher erhalten sind. Eine Auflösung ihrer Formen kommt offenbar durch ein nachträgliches Infiltrieren der aus ihnen entstandenen Eisenhydroxyde in die Umgebung zustande. Anhaltspunkte für eine frühere Korrosion der Kristalle sind nicht mehr vorhanden. Im Anschliff zeigen sie auch nicht die randlich etwas stärker entwässerten Partien von Eisenhydroxyd, vielmehr sind alle gleichmäßig schwach grau reflektierend. Auch rot durchscheinende Körner ohne Reflexion kommen vor. Unregelmäßig begrenzte Teilchen von Titanomagnetit reihen sich zu feinen Schnüren aneinander. Meist gehen sie randlich in rot durchscheinendes Eisenhydroxyd über. Einige oktaedrisch ausgebildete Magnetite sind dagegen frei von Umbildungen. An

Häufigkeit werden diese Minerale von rosettenartigen Ilmenit-Hämatiten übertroffen. Nur sehr selten konnte schwach anomaler anisotroper Pyrit gefunden werden.

Da alle Übergänge zwischen unregelmäßig begrenzten, hellgrau reflektierenden Partien und solchen mit grauer Reflexion sowie rot durchscheinenden gelartigen Bereichen bestehen, dürften auch geringe Mengen sekundär entstandenen Hämatites vorhanden sein.

In der Probe 11 b geht die gelbe Färbung der Grundmasse in ein trübes Weiß bis Hellgrau über. Bis auf das völlige Fehlen von Relikten ehemaliger Olivinkristalle ist sie der Probe 11 a sehr ähnlich. Gelegentlich findet man bei gekreuzten Nicols noch dunkelbraune isotrope Flecken, die mit opaken Teilchen verbunden sind. Ob es sich dabei um Reste ehemaliger Olivine handelt, ist nicht sicher. Die Anordnung der opaken Teilchen läßt jedoch stellenweise Andeutungen von Kristallformen erkennen, wie sie den Olivinen in früheren Proben eigen sind. Die randlichen Einbuchtungen dieses Brockens (Probe 11 b) enthalten ein völlig anderes Material, das aus kleinen, weitgehend kaolinisierten Mineralkörnern besteht. Mit Sicherheit sind nur eckige, wahllos verteilte Quarzsplitterchen zu erkennen. Die Grenzen zu diesem Gestein hin sind scharf und ohne Übergänge. Die Ausbildung erinnert stark an die eines Tuffes.

β) Die Tuffzone

Die Probe 12 ist dem untersten Teil der roten Tuffzone entnommen, in der sich gelegentlich hellere Flecken befinden, die auf einem geringeren Gehalt an Eisenhydroxyd beruhen als in den anderen Bereichen. Die einzelnen Gemengteile lassen sich wegen der starken dunkelroten bis braunen Eisenhydroxydanteile schlecht bestimmen. Die Identifizierung wird noch dadurch erschwert, daß kein frisches Material zu Vergleichszwecken vorhanden ist. Aus diesem Grunde ist die Anwesenheit von zersetzten Feldspäten, Olivinen und Augiten nicht gesichert. Nur Quarz und opake Minerale sind eindeutig nachzuweisen.

Auch beim Erzanteil zeigt sich der inhomogene Aufbau des Gesteins. So sind die Erzteilchen wesentlich größer als im unteren Basaltstrom, skelettartige Wachstumsformen treten nicht mehr auf. Zum anderen zeigen sie alle mehr oder weniger deutliche Entmischungen von Ilmenit und Magnetit, meist lamellar in wechselnder Breite.

Gelegentlich sind die Lamellen auch gebogen, was auf eine mechanische Beanspruchung des Materials schließen läßt (Taf. 25 Fig. 5). Die Anordnung der Ilmenitlamellen ist vorwiegend nach den (111)-Flächen des Magnetites, nur selten nach (100) zu beobachten. Diese Lamellensysteme erzeugen nach LINDLEY oft Bilder, die an die WIDMANNSTÄTTENSCHEN Figuren angeätzten Meteoreisens erinnern. Die Körner zeigen alle starke Korrosionsbuchten und Lösungserscheinungen. Dabei sind die verschiedensten Beobachtungen zu machen. So werden einmal die Magnetitanteile herausgelöst, daß letztlich nur ein Netzwerk sich kreuzender feiner Ilmenitnadelchen übrigbleibt; in anderen Fällen scheinen die dunkler reflektierenden Partien von Magnetit widerstandsfähiger zu sein als die hellen Ilmenitlamellen. Auch hell reflektierende Hämatitnadelchen wurden als Relikte beobachtet. Die Zwischenmasse bilden im Endstadium immer rot durchscheinende Eisenhydroxyde oder gelbliche Körnchen, die offenbar aus Anatas und Rutil bestehen. Letztere konnten allerdings nicht ein-

deutig nachgewiesen werden. Dieses unterschiedliche Verhalten dürfte teils auf selektives Herauslösen, teils auf eine verschiedene Primärzusammensetzung zurückzuführen sein, so daß neben den Ilmenit-Magnetit-Entmischungen auch Minerale des Systems Ilmenit-Hämatit zugegen waren.

Auf eine Martitisierung weisen Funde von vereinzelt hell reflektierenden Hämatitädern an der Grenze der Ilmenitlamellen, sowie fingerförmig von Lösungslöchern im Magnetit sich ausbreitender Hämatit hin. Ob diese Verdrängung des Magnetites ausschließlich auf Verwitterungseinflüsse zurückgeht, mag dahingestellt sein, da in den tieferen Regionen auch eine hydrothermale Beeinflussung und in den oberen Bereichen eine Hitzemartitisierung durch überlagernde Basaltströme stattgefunden haben kann. Eine endgültige Entscheidung darüber kann nicht mit Sicherheit getroffen werden.

Die Farbe der Eisenhydroxyde ist in dieser Probe vorwiegend leuchtend rot, sowohl durchscheinend als auch mit geringen grauen Reflexfarben.

Pyrit tritt in länglichen Schmitzen mit schwacher Anisotropie auf.

Bei der Probe 13 ist ebenfalls tuffartiges Ausgangsmaterial anzunehmen. Die Farbintensität hat gegenüber der Probe 12 noch zugenommen. Wegen der starken Verfärbung ist die Bestimmung der Zersetzungsprodukte schwierig. Mit Sicherheit lassen sich nur Quarz und opake Partikel erkennen.

Die ebenfalls stark korrodierten Erzminerale sind teils unentmischt mit einem Farbton nach graurosa, teils zeigen sie Entmischungsstrukturen von Ilmenit-Magnetit, wobei die ersten Lösungerscheinungen stets im Magnetit zu beobachten sind. Stellenweise findet man im Titanomagnetit Hämatitlamellen, die jedoch wieder auskeilen und nicht gradlinig durchsetzen. Sie weisen eine große Ähnlichkeit mit den von SCHNEIDERHÖHN und RAMDOHR (1931) beschriebenen martitisierten Magnetiten von Liu Hsü Shan, Hupeh, China, auf. Auch das unregelmäßige Vordringen von Hämatit entlang von Bruchzonen in einem unentmischtem schwach anisotropem Titanomagnetit und das Eindringen in Magnetitlamellen nach (100) vom Kornrande aus sprechen für eine Martitisierung. Ein weiteres Beispiel stellt ein stark korrodierter Titanomagnetit dar, der von einem breiten Saum hell reflektierender, sich kreuzender Hämatitnadelchen umgeben wird. Die dunkle Zwischenmasse ist z. T. herausgelöst. An ihrer Stelle befinden sich jetzt rötlich durchscheinende Eisenhydroxyde sowie gelbliche Körnchen, bei denen es sich wohl um Rutil bzw. Anatas handeln kann, die bei der Herauslösung von Ilmenit entstanden sind. Eine genaue Identifizierung ist wegen der geringen Menge nicht möglich. Von diesem netzartigen Hämatitsaum aus dringt Hämatit auf Rissen und lamellar in den unentmischten Kristall hinein vor. Es handelt sich offenbar um ein weiter fortgeschrittenes Stadium der von GRUNER (siehe S. 295) beschriebenen Martitbildung. Einige Titanomagnetitkörner zeigen randliche Übergänge zu schwach reflektierendem Material mit stark roten Innenreflexen. Diese Umbildung kann so weit führen, daß nur noch ein kleiner Magnetitrest übrigbleibt.

Auch gelegentlich auftretende Hämatitbröckchen gehen randlich in Eisenhydroxyd über, wobei die äußersten Bereiche aus rot durchscheinender Substanz bestehen, während die dem Hämatit näher gelegenen Teile schwach graue Reflexe zeigen.

Die Probe 14 stellt die oberste Partie der roten Tuffzone dar. Von der gelartigen roten Grundmasse heben sich nur Quarzkörner und opake Teilchen ab. Hinweise auf andere, vormals am Aufbau des Gesteins beteiligt gewesene Minerale sind nicht vorhanden. Gegenüber den Proben 12 und 13 zeigen die Erzkörner hier den stärksten Zersetzungsgrad, der sich sowohl in einer weitgehenden Korrosion als auch in einem Saum von rotem Eisenhydroxyd und eventuell etwas Anatas und Rutil äußert. Die umgebildeten Körner bestehen aus unentmischten und entmischten Titanomagnetiten sowie aus Hämatit (Taf. 26 Fig. 6). Auch Hämatitneubildungen sind zu vermuten; denn runde glaskopfartige Gebilde gehen nach außen zu in immer heller reflektierende Partien über, während das Innere eine gelartartige rot durchscheinende Eisenhydroxydmasse bildet.

Pyrit tritt nur selten auf und zeigt keine Umbildungen.

Von der Probe 15 konnte wegen der starken Plastizität des Materials kein Dünnschliff angefertigt werden. Auch zur Herstellung eines Anschliffes reichte die Substanz nicht aus, so daß Angaben über diese Probe nur auf röntgenographischem Wege erfolgen konnten.

Zusammenfassend ergibt sich aus den Proben 12 bis 14 eine allmählich stärker werdende Umbildung und Auflösung der Erzanteile außer Pyrit und eine damit verbundene Zunahme rot durchscheinender Eisenhydroxyde.

γ) Der obere Basaltstrom

Die Probe 17 besteht wieder aus Basaltzersatz, der sich von demjenigen der unteren Profilhälfte etwas unterscheidet. Auf Grund eines Vergleiches mit frischem Basalt neigt man zu der Ansicht, daß das Ausgangsmaterial dieses Zersatzes dem Basalt von „Eisen“ näher gestanden haben muß, zumal eine kleinere Kristallausbildung der selten auftretenden Olivine vorliegt. Die vollkommen zersetzte Grundmasse ist wolkenartig von gelblichrotem Gel durchzogen, das zu opaken Krusten werden kann, in denen nur gelegentlich die Umrisse kaolinisierter Plagioklase zu erkennen sind.

Die Titanomagnetite sind stark korrodiert und oft zu einem Haufwerk kleiner beieinanderliegender Teilchen zerfallen, zwischen denen sich in den meisten Fällen rot durchscheinende Eisenhydroxyde befinden. Im weiteren Verlauf bilden sich auch randliche Säume von Eisenhydroxyd aus, bis schließlich nur noch winzige hellreflektierende Partikelchen an die Entstehung der Hydroxyde aus primären Erzbestandteilen erinnern.

Einige wenige Ilmenitnadelchen sind zu klein, als daß sich an ihnen Umbildungen nachweisen ließen. Dagegen sind zahlreiche Ilmenit-Hämatit-Rosetten vorhanden. Die Kanten der einzelnen Individuen zeigen keine Korrosion; jedoch macht sich oft an den Anwachsstellen und im Inneren größerer Kristalle eine Veränderung bemerkbar, die zur Bildung gelbrot durchscheinender Substanz geführt hat. Nach Vergleichen mit vorherigen Schliffen könnte es sich auch hier um die Bildung von Eisenhydroxyd mit etwas Anatas und Rutil handeln.

Pyrit in Schmitzen mit schwach anomaler Anisotropie ist sehr selten zu beobachten.

Die Eisenhydroxydpartien sind auch im Anschliff völlig rot bis gelb durchscheinend. Einige an die Form ehemaliger Olivine erinnernde Körner sind gleichmäßig schwach grau reflektierend, oder die grau reflektierenden Partien bilden ein Netzwerk, zwischen dem wasserhaligere Eisenhydroxyde liegen.

Auch schwarze gelartige Bereiche, die sich bei gekreuzten Nicols völlig isotrop verhalten und keine Reflexion besitzen, kommen vor.

In der Probe 18, der obersten Profilpartie, tritt eine weitgehende Entfärbung der Grundsubstanz ein, so daß sie stellenweise farblos erscheint. Die farbigen Gemengteile bestehen aus gelblich-braunen zersetzten Olivinen in derselben Größenordnung wie im Schliff 17 und aus opaken Mineralen. Der Erzinhalt dürfte im wesentlichen aus primären Titanomagnetiten bestehen, an denen gelegentlich Ilmenitentmischungen zu beobachten sind. Im Ganzen gesehen ist die Korrosion der Erzminerale weniger stark als in Probe 17; die Körner verhalten sich jedoch völlig unterschiedlich. So sind einmal fast idiomorphe Oktaeder mit geringen Entmischungen zu erkennen, die randlich in rot durchscheinende Partien übergehen, dann wieder treten längliche Formen mit Korrosionsbuchten auf, selten auch kleine kantengerundete Wachstumsskelette.

Die Umbildung scheint die Körner völlig wahllos betroffen zu haben. Größere idiomorphe Titanomagnetite sind oft frisch, während kleinste Hämatitnadelchen in Eisenhydroxyd liegen und ähnliche Bilder wie in der Tuffzone liefern.

Auch die Ilmenit-Hämatit-Rosetten zeigen teils die schon in Probe 17 erwähnten Umbildungen, teils erscheinen sie noch völlig frisch. Dieses unterschiedliche Verhalten beruht sicher auf einer stärkeren Verwitterung einzelner Bereiche oder Lagen der Probe, wofür der aus einem Konzentrat bestehende Anschliff keine Hinweise gibt.

Stellenweise glaubt man ein unregelmäßiges Vordringen von Hämatit in Titanomagnetit zu beobachten. Da die einzelnen Erzteilchen jedoch sehr klein sind, ist eine genaue Entscheidung darüber nicht möglich.

Die Eisenhydroxyde sind in den meisten Fällen schwach grau reflektierend mit roten bis gelblichen und braunen Innenreflexen. Daneben kommen auch hell reflektierende unregelmäßige Bruchstücke mit stark roten Innenreflexen vor, bei denen es sich um Hämatit handeln dürfte, der auf dem Wege der Dehydration aus Eisenhydroxyd entstanden ist.

3. Die Stoffbilanz der Basaltumbildung

Im folgenden Kapitel wird an Hand chemischer Analysen die Basaltzersetzung erfaßt und definiert. Zu diesem Zweck wurden nur die Proben aus Basaltzersatz einer Untersuchung unterzogen, weil nur beim Vergleich dieser Proben mit dem frischen Gestein von einem Verwitterungsvorgang gesprochen werden kann.

Da in der näheren und weiteren Umgebung des Profiles kein frischer Basalt angetroffen wurde, mußte auf Grund petrographischer Daten eine Rekonstruktion des Ausgangsgesteins vorgenommen werden. Durch Vergleiche der Modalbestände der beiden Basalte von Eisen und Ludwigssegen mit entsprechenden Angaben von TRÖGER (1935) ergab sich die Zugehörigkeit der Gesteine zu der Alkalireihe der Basalte. Die von SCHOTTLER (1908) für diese Gesteine aus der Umgegend von Gießen angegebene Durchschnittsanalyse stimmt gut mit den von TRÖGER für Alkalibasalte

angeführten Werten überein, so daß die Mittelwerte von SCHOTTLER dem Ausgangsgestein des Profiles zugeordnet werden können.

a) Chemischer und spektrochemischer Stoffbestand

Da die Unterschiede, die sich bei einer bloßen Gegenüberstellung des rekonstruierten frischen Basaltes zu den zersetzten Profilproben ergaben, nur relativ zu werten sind, dürfte ein Vergleich der Analysendaten das Wesen des Zersetzungsvorganges nicht klar genug erfassen (Abb. 5).

Probe	% SiO ₂	% TiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% FeO	% MnO	% MgO	% CaO	% Na ₂ O	% K ₂ O	% P ₂ O ₅	% SO ₃	% Cl	% CO ₂	% H ₂ O	Summe %
Basalt (Schottler)	44,52	2,66	13,83	3,32	7,28		11,18	9,69	2,65	1,29	0,81	0,08		0,45		97,66
18	36,92	4,58	30,88	11,92	0,54	0,09	0,18	0,15	0,58	0,63	0,34	0,03	0,11	0,68	13,18	100,81
17	25,71	4,23	19,57	24,59	0,66	0,28	0,29	0,07	0,70	0,56	0,44	0,03	0,10	0,59	12,69	90,51
11 b	40,79	7,29	31,96	3,93	0,93	0,09	0,26	0,11	0,49	0,42	0,28	0,03	0,11	0,19	13,36	100,24
11 a	35,12	5,34	29,56	10,45	1,37	0,25	0,52	0,05	0,51	0,47	0,47	0,03	0,11	0,24	13,26	97,75
8	24,81	4,86	18,96	36,53	0,81	0,12	0,22	0,10	0,68	0,53	0,79	0,02	0,10	0,39	11,39	100,31
6	26,30	5,02	22,89	28,85	1,49	0,25	0,25	0,10	0,71	0,68	0,69	0,01	0,09	0,78	12,54	100,65
3	27,42	5,34	24,70	22,45	2,07	0,28	0,74	0,05	0,72	0,81	0,69	0,03	0,10	0,84	12,14	98,38
2	30,41	4,98	23,26	25,36	0,54	0,28	0,16	0,07	0,66	0,77	0,69	0,02	0,10	0,78	11,92	100,00
1	28,90	6,02	23,95	22,80	2,84	0,19	0,21	0,07	0,55	0,40	0,67	0,02	0,09	0,74	12,96	100,41

Abb. 5. Analysenwerte

Daher wurde zunächst eine von PETTLJOHN (1949) vorgeschlagene Methode verwandt, nach der die Analysendaten der zersetzten Proben auf die Al₂O₃-Basis des frischen Gesteins umgerechnet werden. Dies bedeutet, daß während des Zersetzungsvorganges die Menge an Al₂O₃ als konstant betrachtet wird. In der Tabelle Abb. 6 sind die so erhaltenen Prozentzahlen angegeben.

Probe	% SiO ₂	% TiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% FeO	% MnO	% MgO	% CaO	% Na ₂ O	% K ₂ O	% P ₂ O ₅	% SO ₃	% Cl	% CO ₂	% H ₂ O	Summe %
Basalt (Schottler)	44,52	2,56	13,83	3,32	7,28		11,18	9,69	2,65	1,29	0,81	0,08		0,45		97,66
18	16,54	2,05	13,83	5,34	0,24	0,04	0,08	0,07	0,26	0,28	0,15	0,01	0,05	0,30	5,63	44,87
17	18,17	2,99	13,83	17,38	0,47	0,20	0,20	0,05	0,50	0,40	0,31	0,02	0,07	0,42	8,97	63,98
11 b	17,68	3,12	13,83	1,70	0,40	0,04	0,11	0,05	0,21	0,18	0,12	0,01	0,05	0,08	5,75	43,33
11 a	16,43	2,50	13,83	4,89	0,64	0,12	0,24	0,02	0,23	0,21	0,21	0,01	0,05	0,11	6,20	45,69
8	18,09	3,54	13,83	26,64	0,59	0,09	0,16	0,07	0,50	0,39	0,58	0,01	0,07	0,28	8,03	73,02
6	15,89	3,03	13,83	17,43	0,90	0,15	0,15	0,06	0,43	0,41	0,42	0,01	0,05	0,47	7,18	60,41
3	15,35	2,99	13,83	12,57	1,16	0,15	0,41	0,03	0,40	0,45	0,39	0,02	0,06	0,47	6,80	55,08
2	18,08	2,96	13,83	15,08	0,32	0,17	0,10	0,04	0,39	0,46	0,41	0,01	0,06	0,46	7,09	59,45
1	16,69	3,48	13,83	13,16	1,64	0,11	0,12	0,04	0,32	0,23	0,39	0,01	0,05	0,43	7,48	57,98

Abb. 6. Analysenwerte umgerechnet auf die Al₂O₃-Basis des Basaltes von SCHOTTLER (oberste Probe)

Probe	% SiO ₂	% TiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% FeO	% MnO	% MgO	% CaO	% Na ₂ O	% K ₂ O	% P ₂ O ₅	% SO ₃	% Cl	% CO ₂	% H ₂ O	Summe %
Basalt (Schotter)	44,52	2,56	13,83	3,32	7,28		11,18	9,69	2,65	1,29	0,81	0,08		0,45		97,66
18	-27,98	-0,51	± 0	+ 2,92	-7,04		-11,10	-9,62	-2,39	-1,01	-0,66	-0,07		-0,15		-58,51
17	-26,35	+0,43	± 0	+14,06	-6,81		-10,98	-9,64	-2,15	-0,89	-0,50	-0,06		-0,03		-42,92
11b	-26,84	+0,56	± 0	-1,62	-7,24		-11,07	-9,64	-2,44	-1,11	-0,59	-0,07		-0,37		-60,53
11a	-28,09	-0,06	± 0	+1,57	-6,64		-10,94	-9,67	-2,42	-1,08	-0,60	-0,07		-0,34		-58,34
8	-26,43	+0,98	± 0	+23,32	-6,69		-11,02	-9,62	-2,15	-0,90	-0,23	-0,07		-0,17		-32,98
6	-28,63	+0,47	± 0	+14,11	-6,38		-11,03	-9,63	-2,22	-0,88	-0,39	-0,07		+0,02		-42,64
3	-29,17	+0,43	± 0	+9,25	-6,12		-10,77	-9,66	-2,15	-0,84	-0,42	-0,06		+0,02		-49,49
2	-26,44	+0,40	± 0	+11,76	-6,96		-11,08	-9,65	-2,26	-0,83	-0,40	-0,07		+0,01		-45,52
1	-27,83	+0,92	± 0	+9,84	-5,64		-11,06	-9,65	-2,33	-1,06	-0,42	-0,07		-0,02		-47,84

Abb. 7. Differenz der Analysenwerte des Basaltes und der auf seine Al₂O₃-Basis umgerechneten Werte der Profilproben

Durch den Abzug dieser Werte von den entsprechenden Daten des frischen Gesteins ergibt sich eine Zu- bzw. Wegfuhr der betreffenden Substanzen bei konstantem Al₂O₃ (Abb. 7).

Für den Nachweis einer echten Zufuhr bzw. Wegfuhr gelten folgende Kriterien:

1. Die gleiche Tendenz der Werte innerhalb einer Kolonne wie das positive oder negative Verhalten,
2. müssen hinreichende Mengen der betreffenden Substanzen zu- oder weggeführt worden sein. Die Beträge sind natürlich in ihrem prozentualen Verhältnis zu den jeweiligen Gehalten des frischen Gesteins zu verstehen, wie sie in Abb. 8 angegeben sind.

Unter Berücksichtigung dieser Hinweise kann für SiO₂, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ und SO₃ eine eindeutige Wegfuhr gegenüber dem frischen Gestein angenommen werden; denn in Bezug auf Vorzeichen und hinreichende Wegfuhr verhalten

Probe	% SiO ₂	% TiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% FeO	% MnO	% MgO	% CaO	% Na ₂ O	% K ₂ O	% P ₂ O ₅	% SO ₃	% Cl	% CO ₂	% H ₂ O	Summe %
Basalt (Schotter)	44,52	2,56	13,83	3,32	7,28		11,18	9,69	2,65	1,29	0,81	0,08		0,45		97,66
18	-63	-20	± 0	+61	-97		-99	-99	-90	-78	-81	-87		-33		-60
17	-59	+17	± 0	+423	-94		-98	-99	-81	-69	-67	-75		-7		-45
11b	-60	+22	± 0	+49	-95		-99	-99	-92	-86	-86	-87		-82		-62
11a	-63	+2	± 0	+47	-91		-98	-100	-91	-84	-74	-87		-76		-60
8	-59	+38	± 0	+702	-92		-99	-99	-81	-70	-28	-87		-38		-34
6	-64	+18	± 0	+425	-88		-99	-99	-84	-68	-48	-87		+4		-44
3	-66	+17	± 0	+279	-84		-96	-100	-85	-65	-52	-75		+4		-51
2	-59	+16	± 0	+354	-96		-99	-100	-85	-64	-50	-87		+2		-47
1	-62	+36	± 0	+295	-77		-99	-100	-88	-82	-52	-87		-4		-49

Abb. 8. Prozentuale Wegfuhr gegenüber dem frischen Basalt

sie sich gleich. Hinsichtlich der Konstanz der Werte innerhalb einer Säule bestehen jedoch einige Unterschiede, die am deutlichsten aus der graphischen Darstellung der Tabelle Abb. 8 hervorgehen (Abb. 9).

Danach sind von SiO_2 , MgO , CaO und SO_3 — abgesehen von sehr geringen Schwankungen — gleichbleibende Mengen weggeführt worden, während FeO nach den oberen Profilteilen hin eine leichte Abnahme zu verzeichnen hat. Die größte Wegfuhr entfällt mit 97% auf die Probe 2, deren Material einer Trennfuge im Basalt entstammt. Auf ihr konnten die Oberflächenwässer tiefer ins Gestein eindringen und eine stärkere Oxydation des Fe^{II} bewirken. Für eine weitere Diskussion bleibt sie unberücksichtigt.

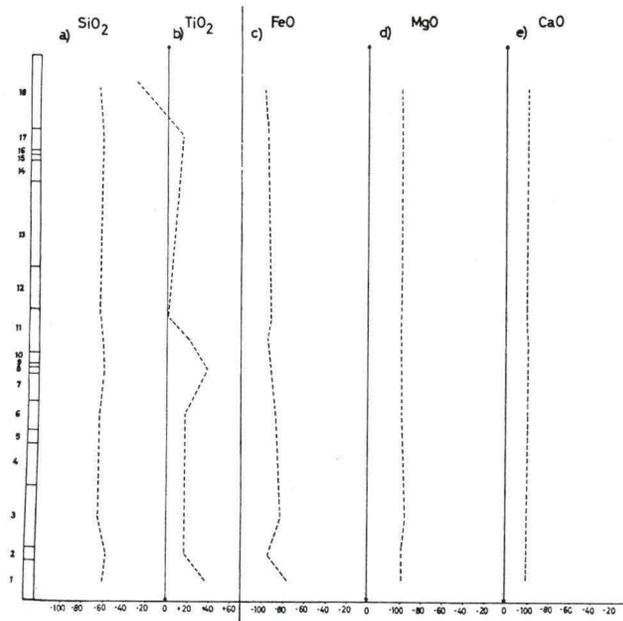


Abb. 9 (a-e). Graphische Darstellung der Abb. 8 (1. Teilbereich)

Na_2O und K_2O zeigen im Bereich der Proben 11 a und 11 b eine stärkere Wegfuhr als im übrigen Profil. Vergleicht man diese Kurven jedoch mit der graphischen Darstellung der Summe der weggeführten Komponenten (Abb. 9 f-k), so ist auch die Gesamtabnahme gegenüber dem frischen Gestein in diesen Bereichen am stärksten. Da in diesen Proben die höchsten Gehalte an Quarz und Ton sowie die niedrigsten von Fe_2O_3 liegen (Tab. Abb. 2), kann die Ursache dafür einmal in der intensiven Verwitterung, verbunden mit einer geringen Fe^{III} -Anreicherung zu suchen sein. Dies wird dadurch verständlich, daß diese beiden Proben einer lokalen Brockenzonen entstammen, die an der Grenze unterer Basaltstrom/Tuffzone liegt und somit vor der Ablagerung des Tuffes schon längere Zeit unter dem Einfluß der Verwitterung gestanden haben kann. Andererseits kann die Ursache auch in dem inhomogenen Aufbau des Profils liegen, die auf geringe Schwankungen der Primärzusammensetzung einzelner Teile des Lavastromes zurückgeht; denn es ist wohl kaum zu erwarten, daß alle

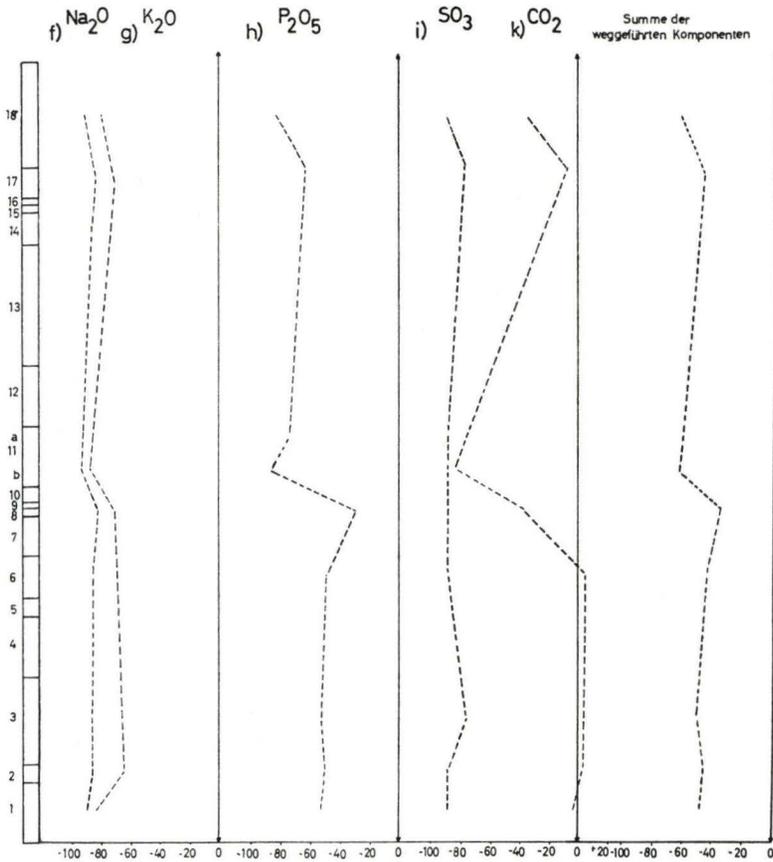


Abb. 9 (f-k). Graphische Darstellung der Abb. 8 (2. Teilbereich).

Partien eines an sich homogenen Gesteins die absolut gleiche chemische Zusammensetzung aufweisen. Da diese Partie offenbar den obersten Bereichen des unteren Basaltstromes entstammt — soweit dies aus der strukturellen Ähnlichkeit angenommen werden kann — ist es sehr wohl möglich, daß hier ursprünglich infolge der schnelleren Abkühlung mehr Glasgrundmasse vorhanden war, die einer schnelleren Verwitterung als die anderen Parteien anheimfiel.

Analysenfehler dürften für diese Abweichung kaum in Betracht kommen, da auch P_2O_5 neben anderen diese Schwankungen zeigt. Nach BEHREND-BERG (1927) bildet Phosphor mit den im Boden vorhandenen Basen, auch gelegentlich mit Kieselsäure, relativ schwer lösliche, echte chemische Verbindungen. Die Schwankungen dürften daher sowohl auf einer geringen Abweichung der Primärzusammensetzung als auch auf einer intensiveren Verwitterung beruhen.

Gegenüber den bereits besprochenen Substanzen mit deutlicher Wegfuhr nehmen TiO_2 , Fe_2O_3 und CO_2 eine Zwischenstellung ein. Sie sind im Hinblick auf das Gesamtprofil teils zugeführt, teils weggeführt. Auf Grund ihrer vorherrschenden Tendenz sind TiO_2 und Fe_2O_3 positiv. Bei CO_2 sind von den 10 Werten in der Kolonne 7 negativ.

Bis auf eine Ausnahme erfolgt hier eine hohe Wegfuhr von rd. 40—80%. Die restlichen 4 Proben gliedern sich in 3 positive Werte mit rd. 2—4%iger Zunahme gegenüber dem frischen Gestein und in einen negativen Wert mit einer 7%igen Abnahme. Über die Realität dieser Werte lassen sich keine bindenden Aussagen machen, da, wie schon auf Seite 289 dargelegt wurde, die chemischen Analysen des frischen Basaltes nicht die Zusammensetzung des im Dünnschliff vorliegenden Materials angeben. So muß die Annahme, daß CO_2 in der Standardprobe an CaO gebunden war, Hypothese bleiben. Würde es sich aber um das Vorhandensein von CaCO_3 im Ausgangsgestein handeln, so wäre sicher CO_2 zusammen mit CaO weggeführt in Beträgen, wie die Proben 8, 11 a, 11 b und 18 zeigen. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß die positiven Werte reell sind, denn nach SCHWERTMANN (1959) kann es bei Anwesenheit von CO_2 - und Fe^{II} -Ionen zur Eisenkarbonatbildung kommen. Da aus bodenkundlichen Untersuchungen seit langem bekannt ist, daß im Verwitterungsmaterial der CO_2 -Gehalt der Bodenluft mit der Tiefe zunimmt, dürften auch die Verwitterungslösungen nach der Tiefe hin mehr CO_2 enthalten, welches zur Bildung von Siderit zur Verfügung steht. Durch eine Aufoxydation erfolgt der Übergang zu Nadeleisenerz. Ob die geringen Werte in den Proben 1 bis 6 und 17 eine Eisenkarbonatbildung widerspiegeln, ist jedoch ebenfalls nicht bewiesen, da weder mikroskopisch noch röntgenographisch Siderit gefunden wurde. Die Möglichkeit für das Vorhandensein röntgenamorpher Sideritanteils, sowie für die einer schon erfolgten teilweisen Aufoxydation zu Nadeleisenerz, verbunden mit einem allmählichen Abwandern von CO_2 , bleibt jedoch bestehen.

Weniger problematisch dürften die Verhältnisse bei TiO_2 liegen, dessen allgemeine Tendenz positiv ist. Nur ein Wert weicht ab, der auf die Probe 18 entfällt, die jedoch ohne ersichtlichen Grund eine Ausnahme bildet und daher als nicht reell bezeichnet werden kann. Damit ist für TiO_2 eine eindeutige Zufuhr festzustellen. Auch Fe_2O_3 entfällt in der Tabelle in den Bereich der Zunahme, die hier sehr deutlich durch die hohen Werte von 300—700% gekennzeichnet ist. Mit den auf diese Substanz entfallenden Höchstwerten sind die stärksten Schwankungen innerhalb der Zahlensäule verbunden, wie dies Abb. 9 (m) wiedergibt.

Bei der Betrachtung der Diagramme von TiO_2 , Fe_2O_3 und P_2O_5 , sowie der prozentualen Gesamtwegfuhr der Komponenten gegenüber dem frischen Gestein, ist eine nicht zu verkennende Ähnlichkeit im Verlauf der Kurven zu bemerken. Dies läßt vermuten, daß zwischen TiO_2 , Fe_2O_3 und P_2O_5 hinsichtlich ihres Verhaltens bei der Verwitterung gewisse Beziehungen bestehen. Diese werden aus Untersuchungen von POLYNOW (1934, 1948) über die Migrationsfähigkeit der Elemente verständlich, die in nachstehender Tabelle zusammengefaßt sind.

Migrationsreihen der Elemente	Zusammensetzung der Migrationsreihen	Größenordnung der Migrationswerte
1. werden schnell fortgeführt	Cl, (Br, J), S	$n \cdot 10$
2. werden leicht fortgeführt	Ca, Na, Mg, K	n
3. sind beweglich	SiO_2 , P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$
4. sind wenig beweglich	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$

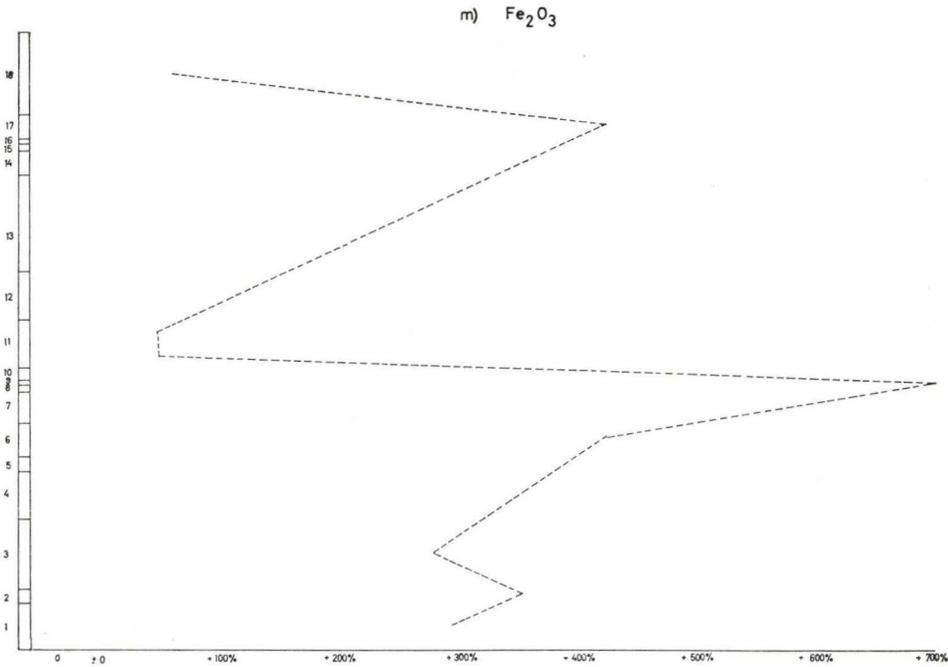


Abb. 9 (m). Graphische Darstellung der Abb. 8 (3. Teilbereich).

Phosphor steht in der Tabelle in der Gruppe 3 bei den Elementen, die beweglich sind, während Fe, Ti und auch Al zu den weniger beweglichen gehören. Daraus ergibt sich, daß ihre Anreicherung im Profil im wesentlichen durch Abtransport der anderen Komponenten hervorgerufen worden sein muß, wie dies ja auch die Übereinstimmung mit der Summe der weggeführten Substanzen zeigt. Bei den Alkalien und Erdalkalien in der Gruppe 2 fällt die Migrationsfähigkeit nicht mit ihrer Löslichkeit und der Änderung ihrer Energiekoeffizienten zusammen. Eine Anordnung nach der Löslichkeit würde mit K beginnen und über Na und Ca zum Mg führen. Das Abweichen der POLYNOWSchen Reihe mit der theoretisch zu erwartenden führt SAUKOW (1953) auf eine Beeinträchtigung der Migration durch Kolloide zurück, die beträchtliche Korrekturen im Verhalten der Elemente vornehmen. Wie aus Abb. 8 hervorgeht, ist im vorliegenden Fall die stärkste Wegfuhr bei Ca zu beobachten, unmittelbar gefolgt von Mg, Na und K. Demnach ist auch hier anzunehmen, daß Na und vor allem K stärker behindert und in den Tonmineralen gebunden worden sind als Ca und Mg.

b) Der Gang der Verwitterung

Für einen Vergleich ist es nicht unbedingt erforderlich Al_2O_3 als konstant zu betrachten. Das sogenannte „Gain-loss“-Diagramm von LEITH und MEAD (1915) führt zu denselben Ergebnissen. Der Vorteil liegt in der besseren Übersicht über die Ab- und Zunahme der Komponenten. Durch Dividieren der Prozentzahlen des frischen Gesteins durch die entsprechenden Zahlen der Profilproben und durch Multiplizieren

der erhaltenen Faktoren mit 100 gelangt man zu den Werten der Tabelle Abb. 10. Sie haben folgende Bedeutung: In 13843 g der Probe 1 z. B. ist die gleiche Menge CaO enthalten, wie in 100 g des frischen Gesteins. Entsprechendes gilt für alle anderen Angaben. Die Anordnung der Bestandteile von oben nach unten gibt die Reihenfolge der Abfuhr an.

	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 6	Probe 8	Probe 11a	Probe 11b	Probe 17	Probe 18
Abnahme	1. CaO 13843	CaO 13843	CaO 19380	CaO 9690	CaO 9690	CaO 19380	CaO 8809	CaO 13842	CaO 6460
	2. MgO 5324	MgO 6988	MgO 10511	MgO 4472	MgO 5082	MgO 2150	MgO 4300	MgO 3855	MgO 6211
	3. Na ₂ O 482	Na ₂ O 402	Na ₂ O 368	SO ₃ 800	FeO 899	FeO 531	FeO 783	FeO 1103	FeO 1348
	4. K ₂ O 323	SO ₃ 400	FeO 352	FeO 489	SO ₃ 400	Na ₂ O 520	CO ₂ 563	Na ₂ O 379	Na ₂ O 457
	5. FeO 256	K ₂ O 168	SO ₃ 267	Na ₂ O 373	Na ₂ O 390	K ₂ O 274	Na ₂ O 540	SO ₃ 267	SO ₃ 267
	6. SO ₃ 200	SiO ₂ 146	SiO ₂ 162	K ₂ O 190	K ₂ O 243	SO ₃ 267	K ₂ O 307	K ₂ O 230	P ₂ O ₅ 238
	7. SiO ₂ 154	FeO 135	K ₂ O 159	SiO ₂ 169	SiO ₂ 179	CO ₂ 188	P ₂ O ₅ 289	P ₂ O ₅ 184	K ₂ O 205
	8. P ₂ O ₅ 120	P ₂ O ₅ 117	P ₂ O ₅ 117	P ₂ O ₅ 117	CO ₂ 115	P ₂ O ₅ 172	SO ₃ 267	SiO ₂	SiO ₂ 121
Zunahme	4. CO ₂ 61	Al ₂ O ₃ 59	Al ₂ O ₃ 55	Al ₂ O ₃ 60	P ₂ O ₅ 103	SiO ₂ 126	SiO ₂ 109	CO ₂ 76	CO ₂ 66
	3. Al ₂ O ₃ 58	CO ₂ 58	CO ₂ 54	CO ₂ 58	Al ₂ O ₃ 73	TiO ₂ 48	Fe ₂ O ₃ 84	Al ₂ O ₃ 71	TiO ₂ 56
	2. TiO ₂ 43	TiO ₂ 51	TiO ₂ 48	TiO ₂ 51	TiO ₂ 53	Al ₂ O ₃ 47	Al ₂ O ₃ 43	TiO ₂ 60	Al ₂ O ₃ 45
	1. Fe ₂ O ₃ 15	Fe ₂ O ₃ 13	Fe ₂ O ₃ 15	Fe ₂ O ₃ 12	Fe ₂ O ₃ 9	Fe ₂ O ₃ 32	TiO ₂ 36	Fe ₂ O ₃ 14	Fe ₂ O ₃ 28

Abb. 10. „Gain-Loss“-Diagramm des zersetzten Basaltes von Ludwigssegen.

Durch die Kombination dieser Tabelle mit den vorher gefundenen Werten lassen sich die einzelnen Stadien der Mineralverwitterung wie folgt belegen:

1. Wie aus den Dünnschliffen der Basaltkugel von Ludwigssegen (Taf. 26 Fig. 10, Taf. 25 Fig. 4) hervorgeht, ist die erste sichtbare Umbildung am Olivin zu beobachten, während die anderen Mineralkomponenten noch in frischem Zustand vorliegen. Welcher Umbildungsprozeß für die Gelbfärbung der Olivine verantwortlich gemacht werden kann, ist nicht sicher zu sagen, da für dieses erste Stadium zuverlässige Gesteinsanalysen fehlen. Auf Grund seiner Erstausscheidung ist der Olivin, im vorliegenden Basalt der Hauptträger des Mg, dasjenige Mineral, welches bei Oberflächenbedingungen am wenigsten beständig ist. Aus der Tatsache, daß in allen Proben des Profils das Mg an zweiter Stelle der Wegfuhr steht, kann wohl mit einiger Bestimmtheit auch in den ersten Verwitterungsphasen eine Abnahme dieser Komponente angenommen werden. Eine solche wahrscheinliche Reihenfolge der Wegfuhr — MgO, CaO, Na₂O, K₂O — würde am besten mit einer Nontronitisierung des Olivins in Einklang zu bringen sein. Die für dieses Mineral zutreffende Oxydformel $Fe_2O_3 \cdot 4 SiO_2 \cdot n H_2O$ macht nur die Wegfuhr von MgO erforderlich, während FeO zu Fe₂O₃ oxydiert — wodurch die Gelbfärbung entsteht — und ebenso wie SiO₂ am Orte verbleibt. Da Nontronit in dieser Probe nicht nachgewiesen werden konnte, ist es möglich, daß es sich dabei um eine feinkristalline Zwischenstufe gehandelt hat, die den Übergang zu Eisenhydroxyden darstellte.

Die Analysen des bereits stärker verwitterten Profils berechtigen mehr zur Annahme einer Karbonatisierung. Für eine derartige Umsetzung wäre eine Wegfuhr von SiO₂ sowie eine Zufuhr von CO₂ notwendig, so daß sich Siderit und Magnesit bilden

könnte. Da auch diese Minerale im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden konnten, ist es fraglich, ob die Stoffbilanz der ersten Verwitterungsstadien eine Tendenz in dieser Richtung besaß.

2. In der zweiten Phase, beginnend mit der Probe 1, setzt eine starke Abnahme von CaO und MgO ein, die ihre Positionen in der Reihenfolge der Wegfuhr nicht mehr ändern. Da Zwischenglieder bei den Analysen fehlen, die den Umbildungsverlauf des Gesteins verdeutlichen, geht diese starke Wegfuhr bereits auf die Umbildung von Augit und Feldspat zurück, die im wesentlichen die Träger von CaO sind.

Nach allgemeinen gitterenergetischen Überlegungen über die Stabilität der Minerale dürfte die Zersetzung der Pyroxene vor derjenigen der Plagioklase begonnen haben. Beim Vergleich der Bauschzusammensetzung von Titanaugit $7 \text{ CaO} \cdot 7 (\text{Mg, Fe, Na}_2\text{O}) \cdot \text{TiO}_2 \cdot 3,5 (\text{Al, Fe})_2\text{O}_3 \cdot 13,5 \text{ SiO}_2$ mit den Angaben der Tabelle Abb. 10 wird deutlich, daß die in diesem Mineral enthaltenen Komponenten CaO, MgO, FeO und Na_2O weggeführt bzw. aufoxydiert wurden, während TiO_2 , Al_2O_3 und Fe_2O_3 zurückblieben und sich entsprechend anreicherten. Über die Art des Umbildungsvorgangs gibt die Anreicherung von CO_2 einen Anhaltspunkt, die in den Proben 1 bis 6 und 17 eine Karbonatisierung vermuten läßt. Bei der Umbildung der Feldspäte zu Kaolinit sind ebenfalls beträchtliche Mengen von CaO, Na_2O und wohl auch K_2O weggeführt worden. Die schwerer beweglichen Komponenten Al_2O_3 und SiO_2 bilden den Verwitterungsrückstand Kaolinit.

3. Auffallend ist in der Tabelle die steigende Wegfuhr von FeO. In den Proben 1 und 2 lautet die Reihenfolge in der Wegfuhr der Komponenten: $\text{CaO—MgO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O—FeO}$. In der Probe 3 rückt FeO bereits an die vierte Stelle. Mit der Probe 6 bleibt die Reihenfolge: $\text{CaO—MgO—FeO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$ bestehen. Dieser Anstieg in der Wegfuhr von FeO ist wohl weniger auf Umbildungsprozesse primärer Minerale zurückzuführen, obwohl das Fe^{II} z. T. aus diesen Zersetzungen hervorgegangen ist. In der Hauptsache ist das vermehrte Vorhandensein des zweiwertigen Eisens in der unteren Profilhälfte gegenüber den Proben 8 bis 18 in verschiedenen Oxydationsmöglichkeiten begründet. Infolge eines reduzierenden Milieus in den unteren Profilproben war durch das gleichzeitige Vorhandensein von Fe^{II} - und Fe^{III} -Ionen die Möglichkeit zur Magnetitbildung gegeben. Dies macht sich in einer starken Zunahme des Magnetitanteils in den Proben 1 bis 5 bemerkbar. Die neugebildeten Magnetite zeigen keine Entmischungen, eine schwach anomale Anisotropie und treten meist als sehr kleine Individuen an den Rändern der umgebildeten „Olivine“ auf. In der oberen Profilhälfte war auf Grund einer schnelleren Aufoxydation von Fe^{II} zu Fe^{III} die Voraussetzung zur Magnetitneubildung nicht mehr gegeben.

Die anderen Komponenten, die in Tabelle Abb. 10 im Bereich der Abnahme liegen, zeigen größere Schwankungen. So ist die SiO_2 -Abnahme in den Proben 11 a und 11 b geringer als in den anderen. Gleichzeitig laufen die Schwankungen von Al_2O_3 denen von SiO_2 parallel, da beide Minerale die wesentlichen Bestandteile der Tonminerale sind. Unregelmäßigere Änderungen treten in den Positionen von CO_2 , TiO_2 und Fe_2O_3 auf, ohne daß man sie im einzelnen begründen könnte. Sie dürften aber mit den schon früher bezüglich dieser Stoffe angeführten Überlegungen in Zusammenhang stehen. Ein gleichmäßigeres Bild deutet sich erst wieder in den Proben 17 und 18 an.

In dieser Erscheinung zeigt sich der inhomogene Aufbau des Gesamtprofils; denn die Proben 1 bis 6 gehören dem unteren Basaltstrom an, während die Probe 8 die Vorstufe zu einem Erzbändchen darstellt, 11 a und 11 b die Oberfläche eines Stromes andeuten und 17 und 18 dem oberen Basaltstrom entnommen sind.

Gleichzeitig beweist dies aber auch, daß der Verwitterungsverlauf, der sich im Profil in der Wegfuhr von CaO, MgO, FeO, Na₂O und K₂O sowie in der Anreicherung von Fe₂O₃ und TiO₂ äußert, unabhängig vom Ausgangsgestein ist. Die Anreicherung dieser beiden Komponenten ist ein wesentliches Merkmal der Lateritisierung, deren Endprodukt aber in erster Linie durch die möglichst vollständige Entfernung der in den Silikaten gebundenen Kieselsäure gekennzeichnet ist. Daß dieses Stadium im vorliegenden Fall noch nicht erreicht ist, wird aus den Positionen von Al₂O₃ und SiO₂ im Mittelfeld deutlich, die zusammen den Tonmineralkomplex aufbauen. Demnach ist der Lateritisierungsprozeß nicht vollständig zu Ende geführt worden, sondern auf der Stufe des siallitischen Vorstadiums stehengeblieben.

Spektrochemische Untersuchungen

Als Hauptkomponenten der Proben ergaben sich bei den spektrographischen Untersuchungen Si, Al und Fe, mittelstarke Linien zeigen Ti, Mg und Ca, schwache Linien Mn, Ni und Na, während Cu, V, und P nur in Spuren vorhanden sind (Abb. 11).

Das sonst nur spurenhaf auftretende Cu scheint in den Proben 6 und 11 b so hoch zu sein, daß es zu einem Nebenbestandteil wird. Diese Erscheinung dürfte auf eine relative Anreicherung von Cu-haltigem Pyrit oder auf geringe Mengen von Kupferkies zurückzuführen sein. Da ähnlichen Gesteinen des Siebengebirges Pyrit und Kupferkies durch Aufnahme von Fremdgestein in die Lava gebildet wurde, kann im vorliegenden Fall auch auf die gleiche Weise etwas CuFeS₂ neben Pyrit entstanden sein.

c) Die Entstehung der Lagerstätte

Wie die Stoffbilanz der Basaltzersetzung zeigt, ist die Ursache der Lagerstättenbildung in der tiefgreifenden Verwitterung des Gesteins unter tropischem bis subtropischem Klima zu suchen.

Bei der Zersetzung der Basalte werden durch Hydrolyse das Gesteinsgefüge gelockert und die Kristallgitter der Minerale abgebaut. Das z. T. dissoziierte kohlenstoffhaltige Wasser spaltet die Silikate in Ionen auf. Wie die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, werden nicht alle Mineralkomponenten des Basaltes gleichzeitig ergriffen, vielmehr verhält sich ihre Angreifbarkeit umgekehrt proportional zur Ausscheidungsfolge der Silikate. So sind die ersten Umbildungen am Olivin zu beobachten, die sich in einer gelbbraunen Färbung anzeigen und auf die Oxydation des Fe^{II} zu Fe^{III} beruhen. Die Aufoxydation ist vollständig gewesen, wie aus den Anschliffen dieser ehemaligen Olivine zu ersehen ist. Da die umgebenden Minerale noch in frischem Zustand vorliegen, besaßen die Eisenhydroxyde nicht die Möglichkeit, die Umgebung zu durchtränken. Aus diesem Grunde nehmen sie pseudomorph die Räume der ehemaligen Olivine ein. Die Alterung dieser Eisenhydroxyde setzt von der Außenseite der Olivinräume ein, so daß sich ein allmählicher Übergang von stark entwässerten

Probe	Si	Al	Fe	Ti	Mn	Mg	Ca	Cu	Ni	Na	P	V
18	H	H	H	N	N	N	N	—	S	S	—	—
17	H	H	H	N	N	N	N	—	S	S	—	—
16	H	N	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
15	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	S	S
14	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	S	—
13	H	H	H	N	N	N	N	—	S	S	—	—
12	H	H	H	N	N	N	N	—	—	S	—	—
11 b	H	H	H	N	N	N	N	N	S	S	—	—
11 a	H	H	H	N	S	N	N	S	S	S	—	—
10	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	—
9	H	N	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
8	H	H	H	N	S	N	N	S	S	S	—	—
7	H	N	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
6	H	H	H	N	N	N	N	N	N	S	—	S
5	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
4	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
3	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	—
2	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	S
1	H	H	H	N	N	N	N	S	S	S	—	—

H=Hauptbestandteil N=Nebenbestandteil S= Bestandteil in Spuren

Abb. 11. Die Verteilung der Elemente im Untersuchungsprofil.

Hydroxydpartien zu stark wasserhaltigen, rot durchscheinenden Innenbereichen herausbildet. Dieser Vorgang ist für die gute Erhaltung der Olivinformen verantwortlich. Da die aus dem rd. 10%igen FeO-Gehalt der Olivine entstandenen Eisenhydroxyde volumenmäßig dem Olivin nicht entsprechen, muß durch andere Stoffe ein Raumausgleich erfolgen. Dabei wird es sich in erster Linie um Opal handeln, der durch die roten Eisenhydroxyde ebenfalls gefärbt ist.

Als zweiter Schritt setzt mit der Verwitterung der Titanaugite auch die Kaolinsierung der Feldspäte ein. Bei diesen Mineralauflösungen treten komplizierte Veränderungen ein, die infolge des unterschiedlichen Verhaltens der einzelnen Ionen mehr oder weniger gleichzeitig stattfinden. So dürfte mit einer vermutlich instabilen Karbonatbildung eine Wegfuhr der Alkalien und Erdalkalien sowie eines Teiles der Kieselsäure verbunden sein, während sich der verbleibende Kieselsäureanteil mit dem Al zu einem neuen stabilen Mineral, dem Kaolinit verbindet.

Als Folge der intensiven Verwitterung dringt das aus dem Titanaguit freiwerdende Fe^{II} und Fe^{III} als Bikarbonat oder als dreiwertiges Ion in die kaolinisierte Umgebung ein. Dadurch werden die ehemaligen Kristallumgrenzungen im Gegensatz zu den Olivinen verwischt und die oft noch gelartigen Kaolinitvorstufen aus Aluminiumhydroxyd je nach dem Grade der Durchtränkung mit Fe gelblich oder bräunlich gefärbt.

Ein Teil der Fe^{II} -Ionen aus den Augiten mag auch hier in dreiwertiges Eisen übergegangen sein, jedoch blieb noch genügend FeO vorhanden, daß sich infolge seiner hohen Kristallisationsbereitschaft in den unteren Profilproben 1 bis 5 Magnetit — $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ — neu bilden konnten. Da diese oft winzig kleinen Magnetitoktaederchen meist in großer Zahl an den Flächen der pseudomorph nach Olivin gebildeten Eisenhydroxyde sitzen, kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, daß für ihre Bildung nur das Fe der Augite verwandt wurde. Der Gehalt an Fe_3O_4 erreicht in dieser

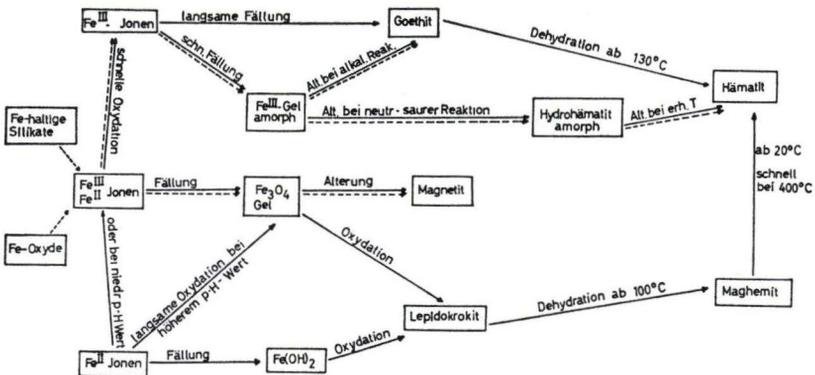


Abb. 12. Die Bildung der Eisenoxyhydroxide (nach F. LUDWIG).

Profilpartie den Maximalwert von 24%, während er in den Proben 12 bis 18 den Wert von 6% nicht übersteigt.

Das schon in dreiwertiger Form vorliegende Eisen wurde — abgesehen von der Magnetitneubildung in den unteren Profilproben — bei der Bildung von Nadeleisenerz und untergeordnet auch von Hämatit verbraucht. Dies kann aber erst eingetreten sein, nachdem keine Fe^{II} -Ionen mehr vorhanden waren.

Die Zusammenhänge, die zwischen den drei neugebildeten Eisenmineralen bestehen, werden aus den Untersuchungen von LUDWIG deutlich, die in Abb. 12 dargestellt sind.

Wie die kombinierte Anschliff-Röntgenuntersuchung der Erzpartien zeigt, ist es sicher, daß Hämatit über die Eisenhydroxyde im Untersuchungsprofil neu entstanden ist. Dies kann theoretisch auf zwei verschiedenen Wegen erfolgt sein, einmal durch Dehydration von Nadeleisenerz, zum anderen durch schnelle Fällung von Fe^{III} -Ionen zu einem amorphen Gel, das durch Alterung in neutralem bis saurem Bereich in amorphem Hydrohämatit übergeht. Aus dieser Zwischenstufe bildet sich dann durch Alterung bei erhöhten Temperaturen Hämatit. Es ist wenig wahrscheinlich, daß im Boden so hohe Temperaturen geherrscht haben, die eine bei 130°C beginnende Dehydration des Nadeleisenerzes bewirkt haben. Nach BRINKMANN und SINCLAIR

(1956) liegen die mittäglichen Extremtemperaturen an den Gesteinsoberflächen in der Wüste des Death Valley, Kalifornien, bei etwa 70 bis 80° C. Aus diesem Grunde muß man annehmen, daß über die Zwischenstufe eines Fe^{III}-Gels durch leichte Änderung des p_H-Wertes einmal die Bildung von Nadeleisenerz, ein anderes Mal die Bedingungen zur Hämatitbildung begünstigt wurden. Die erhöhten Temperaturen, die zur Alterung des Hydrohämatites zu Hämatit benötigt werden, waren sicher bei dem damals in Deutschland herrschenden tropischen bis subtropischen Klima des Tertiärs gegeben.

Neben den silikatischen Mineralen fallen auch die primären oxydischen Erze des Basaltes allmählich der Verwitterung zum Opfer. Da einerseits diese Minerale gegenüber den Oberflächeneinwirkungen recht beständig sind, andererseits man weiß, daß die überwiegende Menge der Basalte aus dem Miozän stammt, also verhältnismäßig jung ist, so kann die an ihnen beobachtete Umbildung einen Hinweis auf die Intensität der Verwitterung geben. Ob die randlich und auf Rissen erfolgte Umbildung der Titanomagnetite zu Hämatit auf Verwitterung oder auf Hitzemartitisierung durch Lavakontakte zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden. In jedem Falle hat aber eine Umbildung des Titanomagnetites zu Hämatit stattgefunden. Dieser Vorgang führte neben der Hämatitbildung aus dem Gelzustand zu der zweiten Entstehungsart dieses Minerals, die wahrscheinlich zeitlich etwas vor der ersteren eingesetzt hat. Die an kleinen, bereits völlig martitisierten Erzbröckchen beobachteten randlichen Übergänge zu rot durchscheinenden Eisenhydroxyden stellen ein weiteres Stadium der Umbildung dar. Die Stellung dieser Hydroxyde in dem von LUDWIG angeführten Diagramm kann nicht mit Sicherheit angegeben werden. Wie die blutrote Färbung vermuten läßt, dürften sie aber dem Hämatit nahestehen.

Gleichzeitig kann man auch randliche Übergänge von Titanomagnetit in schwach grau reflektierende Bereiche von Nadeleisenerz beobachten.

Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Erscheinungsformen magmatischer Erzparagenesen auch auf den Verwitterungsvorgang übertragen wurden. So ist die Erscheinung, daß unregelmäßig begrenzte Titanomagnetite und Hämatitteilchen von einem Eisenhydroxydsaum umgeben sind, als ein Übergang des betreffenden Minerals in Fe-Hydroxyd gedeutet worden. Die Möglichkeit einer randlichen Anlagerung von Eisenhydroxyd an völlig frische primär unregelmäßig gebildete Eisenminerale bleibt jedoch in manchen Fällen bestehen, wenn auch verschiedene Umbildungsstadien zu Gunsten einer Auflösung von Hämatit bzw. Titanomagnetit sprechen.

Alle diese Erscheinungen, die in den oberen Profilbereichen stärker sind als in den unteren, zeigen, daß die Erzminerale eine analoge Umbildung wie die Silikate durchmachen, deren Verwitterung letztlich auch zur Entstehung von Eisenhydroxyden führt. Trotzdem scheint aber zwischen beiden ein gewisser Unterschied zu bestehen — soweit sich überhaupt eine Trennung vornehmen läßt — der darin zu suchen ist, daß die aus den Silikaten hervorgegangenen Hydroxyde in den „Olivinen“ z. B. zu stärker entwässerten Partien und letztlich zur Bildung von Hämatit führen. Diese Tendenz ist jedoch bei den aus den Erzmineralen hervorgegangenen Eisenhydroxyden nicht festzustellen. Da die Olivine zuerst der Verwitterung anheimfielen, dürften die Pseudomorphosen der Eisenhydroxyde nach Olivin die älteren Bildungen sein, die mit ihrer Tendenz zur Hämatitbildung den eigentlichen Lateritisierungsprozeß ausmachen. Da die Resistenz der primären Erzminerale gegen Verwitterung bekannt ist,

fallen die aus ihnen hervorgegangenen Eisenhydroxyde, die keine Neigung zur Entwässerung zeigen, in einem späteren Zyklus, der schon unter dem Einfluß eines sich verschlechternden Klimas stand. Ob zeitliche und klimatische Beziehungen zwischen der Martitisierung und Dehydration der zuerst gebildeten Eisenhydroxyde bestehen, muß unentschieden bleiben. Daß andererseits auch die Olivinpseudomorphosen einer erneuten Verwitterung anheimfallen, zeigen ihre aufgelösten Formen in den obersten Basaltzersatzproben 11 a, 11 b, 17 und 18.

Die in den Bereichen der Erzproben zu beobachtenden gelartigen Eisenhydroxydwülste und kleinen Glaskopfbildungen zeigen alle stärker entwässerte, oft schwach grau reflektierende Randpartien. Da sie in dieser Hinsicht mit den aus Olivin hervorgegangenen Hydroxyden zu vergleichen sind, liegt die Vermutung einer zeitlichen Beziehung nahe, d. h., daß die Wanderungen des Eisens während der Kaolinisierung stattgefunden haben. Dieser Prozeß gab den eisenhaltigen Lösungen erst die Möglichkeit zur Durchtränkung gewisser Partien in der Nähe von Klüften und Rissen.

Da das Eisen während dieser Phase bereits in dreiwertigem Zustand vorlag, ist es sehr wahrscheinlich, daß es in dieser Form als dreiwertiges Ion auch mit den Verwitterungslösungen gewandert ist.

Die Wanderrichtung ist dagegen sehr verschieden gewesen. So dürfte der Erzabsatz in den Basaltklüften bevorzugt auf horizontales Diffundieren aus dem Basaltzersatz erfolgt sein. Neben diesen Kluftausfüllungen tritt noch eine andere Lagerungsform des Erzes auf, die sich in horizontbeständigen Bändern äußert und am deutlichsten in der Umgebung der roten Tuffzone und in dieser selbst anzutreffen ist. Bei den Proben 7, 9 und 16 des Profiles handelt es sich um derartige horizontbeständige Erzbandchen, so daß die Untersuchung des Profiles über ihre Bildung Auskunft geben kann. Wie die Tabelle Abb. 2 des quantitativen Mineralinhaltes zeigt, gliedert sich das Profil hinsichtlich der Hämatit- und Nadeleisenerzführung in zwei Zyklen. So steigen die Eisengehalte bis zum ersten Maximum in der Probe 7 bis 10. Nach einem steilen Abfall der Werte setzt mit der Probe 11 b ein zweiter Zyklus ein, der seinen Höchstwert in der Probe 16 hat. Aus dieser Tatsache läßt sich

1. die Wanderrichtung des Eisens von unten nach oben ableiten,
2. ist die Verwitterung des unteren Basaltstromes zeitlich von derjenigen des oberen zu trennen.

Dies bedeutet, daß zunächst der untere und damit ältere Basaltstrom einer intensiven Verwitterung ausgesetzt war, die zu einer damals oberflächennahen Anreicherung von Hämatit und Nadeleisenerz führte. Dieser Basaltstrom muß daher längere Zeit ohne Bedeckung gewesen sein. Die später abgelagerte Tuffzone scheint eine ähnliche Entwicklung durchgemacht zu haben, was sich in dem allmählichen Anstieg der Fe-Gehalte bis zur Probe 16 bemerkbar macht. Die Zugehörigkeit des oberen Basaltstromes zu diesem Zyklus ist aus dem weniger steilen Abfall der Fe-Gehalte zu den Proben 17 und 18 hin zu vermuten. Die klaren Grenzen, wie sie am Übergang von dem unteren Basaltstrom zur Tuffzone bestehen, sind hier jedoch nicht vorhanden, sei es, daß sie schon primär nicht bestanden, weil nur ein kurzes Zeitintervall zwischen der Tuff- und Basaltablagerung liegt, sei es, daß sie durch spätere andere klimatische

Bedingungen verwischt wurden. Eine so intensive Fe-Anreicherung, wie sie an der Oberfläche des unteren Basaltstromes erhalten geblieben ist, besteht jedenfalls nicht. Trotz dieser sich in zwei Maxima gliedernden Hämatit- und Nadeleisenerzbildung läßt sich im Hinblick auf das Gesamtprofil eine geringe Zunahme von Hämatit gegenüber Nadeleisenerz in den oberen Profilproben feststellen. Dies dürfte mit Befunden von JACKSON und SHERMAN (1953) in Zusammenhang stehen, die bei Laterituntersuchungen Hämatit bevorzugt in trockenen, stark oxydierten Horizonten nahe der Oberfläche fanden, Nadeleisenerz aber vorwiegend in feuchteren, jedoch noch gut oxydierten Bodenschichten. Zu einer ähnlichen Feststellung kamen die belgischen Forscher FRIPIAT, GASTUCHE und COUVREUX (1955).

Trotz dieser zeitlich getrennten Verwitterung ist in der Intensität und Art derselben kein wesentlicher Unterschied festzustellen. Wie vielmehr aus Dünnschliffuntersuchungen zu ersehen ist, zeigen die Olivine im oberen Profilbereich eine starke Auflösung und die Erzminerale sind stärker zersetzt. Dieser nur geringe Unterschied besagt, daß beide Basaltströme nebst der Tuffzone unter denselben klimatischen Bedingungen zersetzt wurden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der untere Basaltstrom lange Zeit ohne Bedeckung gewesen ist und schon vor der Ablagerung des Tuffes und des oberen Basaltstromes einer intensiven Verwitterung ausgesetzt war. In den oberflächennahen Bereichen des Stromes macht sich die Tendenz zur Bildung einer Lateritkruste bemerkbar. Die Magnetitneubildung ist nur in seinen unteren Teilen zu beobachten. Auch die gut erhaltenen Pseudomorphosen der Eisenhydroxyde nach Olivin beschränken sich auf diesen Basaltstrom. Sie wurden durch die darüberlagernde Tuffzone und den oberen Basaltstrom vor einer „Rückentwicklung“ geschützt und spiegeln in gewisser Hinsicht den Zustand wieder, der sich unter dem tropischen Klima herausgebildet hatte.

Der mit dem Tuffauswurf beginnenden erneuten Eruptivtätigkeit dürfte auch der obere Basaltstrom angehören. Jedoch ist zu vermuten, daß das Zeitintervall zwischen Tuff- und Basaltablagerung groß genug war, um die Tuffzone einer gesonderten intensiven Verwitterung zu unterwerfen. Dies zeigt sich an der von unten nach oben zunehmenden Zersetzung der primären Erzminerale dieser Zone und wird in der Abb. 3 durch einen allmählichen Anstieg der Hämatit- und Nadeleisenerzgehalte bis zur Probe 16 deutlich. Die hier in den oberflächennahen Bereichen entstandene Eisenkruste ist jedoch nicht annähernd so mächtig wie diejenige des unteren Stromes. Daher stellte sie dem Einfluß eines sich verschlechternden Klimas kein so großes Hindernis entgegen wie die untere. Da die Bildungsbedingungen von Hämatit auf dem Wege über Eisenhydroxyde durch den Klimaumschwung nicht mehr gegeben waren, machte sich ein langsamer Übergang zu wasserhaltigeren Eisenhydroxyden geltend. In diesem Zusammenhang wurden auch die gut ausgebildeten „Olivinseudomorphosen“ teilweise wieder gelöst und erhielten ein zerlapptes Aussehen.

Ob sich oberhalb dieser Tuffzone im oberen Basaltstrom ein weiterer Verwitterungszyklus widerspiegelt, der durch die periglaziale Aufarbeitung zerstört wurde, ist nicht mit Sicherheit zu sagen, da das Untersuchungsprofil diese Bereiche nicht mehr umfaßt. Die Möglichkeit dazu besteht aber durchaus, zumal in dem aufgearbeiteten überlagernden Material zahlreiche Erzscherben und Erzbruchstücke vorhanden sind.

Zusammenfassung

Die in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise in Merlau/Oberhessen erschlossenen Profile zeigen einen oberen Lößkomplex von wechselnder Mächtigkeit mit unterlagerndem, stark eisenhaltigem Basaltzersatz. Die spezielle Untersuchung eines Teilprofils aus dem Bereich des Basaltzersatzes ergab eine weitere Unterteilung in zwei Basaltströme mit zwischengeschalteter Tuffzone. Die gesamte Partie ist intensiv zersetzt.

An primären Mineralen sind nur noch etwas Titanomagnetit, Ilmenit und Pyrit vorhanden, sowie in der Tuffzone Quarzkörner. Alle übrigen ehemaligen Gesteinskomponenten sind völlig zersetzt und ein Großteil der chemischen Bestandteile ist weggeführt. Aus der Stoffbilanz zwischen frischem und zersetztem Gestein ergibt sich als Zersetzungsursache eine siallitische Verwitterung. Als Verwitterungsneubildungen kommen Tonminerale, Eisenhydroxyd, Hämatit und Magnetit in Frage.

Der untere Basaltstrom fiel vor der Ablagerung des Hangenden schon der Verwitterung anheim. In seinen oberflächennahen Teilen macht sich die Tendenz zur Bildung einer Lateritkruste bemerkbar. Die Magnetitneubildung und die gut erhaltenen Pseudomorphosen der Eisenhydroxyde nach Olivin beschränken sich auf diesen Bereich des Untersuchungsprofils. Die Bildung von Hämatit und Eisenhydroxyd ist hier vorherrschend, sie erfolgte unter tropisch-subtropischem Klima.

Die Tuffzone stellt den Beginn einer neuen Eruptivphase dar. Diese Ablagerung war ebenfalls der Verwitterung ausgesetzt, bevor der obere Basaltstrom zum Absatz kam. Die hier in den oberflächennahen Bereichen entstandene Eisenkruste ist geringmächtiger als die des unteren Stromes. Sie stellte daher den Einflüssen eines sich verschlechternden Klimas kein großes Hindernis entgegen, so daß die Hämatitbildung über Eisenhydroxyd gestoppt wurde und die Olivinpseudomorphosen teilweise einer Auflösung anheimfielen. Der obere Basaltstrom zeigt ähnliche Verwitterungserscheinungen wie sie in der Tuffzone beschrieben wurden.

Schriftenverzeichnis

- BEHREND, F. & G. BERG: Chemische Geologie. — Stuttgart 1927.
- BEYSCHLAG, F.: Die Eisenerze des Vogelsberges. — Z. prakt. Geol., S. 337—338, Berlin 1897.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie, Bd. 1, 8. Aufl., Stuttgart 1956.
- CHELIUS, C.: Eisen und Mangan im Großherzogtum Hessen. — Z. prakt. Geol., 12, S. 356 bis 362, Berlin 1904.
- FRENZEL, G.: Erzmikroskopische Beobachtungen an natürlich erhitzten, insbesondere pseudobrookitführenden Vulkaniten. — Heidelb. Beitr., Mineral. u. Petr., 4, S. 343 bis 376, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1954.
- GILBERT, G.: Some magnetite — hematite relations. — Econ. Geol., 20, S. 587—596, New Haven 1925.
- GRUNER, J. W.: Magnetite — martite — hematite. — Econ. Geol., 21, S. 375—393, New Haven 1926.
- HARRASSOWITZ, H.: Die Bedeutung der gesteinsbildenden Vorgänge für die Erzlagertstättenlehre. — Z. prakt. Geol., 29, S. 65—72, Berlin 1921.
- Die Bauxitlagerstätten des Vogelsberges. — Metall u. Erz, 18, S. 567—576, Halle 1921.
- Die Entstehung der oberhessischen Bauxite und ihre geologische Bedeutung. — Z. deutsch. geol. Ges., 73, Nr. 6/7, S. 179—192, Berlin 1921.

- HARRASSOWITZ, H.: Laterit. — Berlin 1926
— Das Vorkommen der Eisenoxyde in der Natur. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, S. 491, Berlin 1931.
- HENTSCHEL, H.: Petrographische Auswertung der Bohrung „Ludwigssegen 1“. — Vortrag am 3. 2. 1955 in Wetzlar.
- JACKSON, M. L. & C. D. SHERMAN: Chemical weathering of minerals. — Advances in Agr., H. 5, S. 276—290, New York 1953.
- JASMUND, K.: Die silikatischen Tonminerale. — 2. Aufl., Weinheim 1955.
- JUMPERTZ, E. A.: Die quantitative röntgenographische Gemenge-Analyse mit monochromatischer Reflexion. — Freiburger Forschungshefte, C **121**, Berlin 1962.
- LEITH, C. K. & W. J. MEAD: Metamorphic Geology, New York 1915.
- LIEBKNECHT, J. G.: Hassia subterranea specimen (occasione arboris in mineram ferri mutatae), 1730.
- LIEBRICH, A.: Beitrag zur Kenntnis des Bauxites vom Vogelsberge. — Diss. Gießen 1891.
- LINDLEY, H. W.: Mikrographie der Erzminerale oberhessischer Basalte. — N. Jb. Mineral., Beil. Bd. **33**, A, S. 323—360, Stuttgart 1926.
- LIPPMANN, F.: Anwendungsmöglichkeiten der Guinier-Kamera nach v. Wolf bei der röntgenographischen Tonuntersuchung. — Heidelb. Beitr., Mineral. u. Petr., **4**, S. 251 bis 254, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1954.
- LUDWIG, F.: Über die Eisenhydroxyde im Boden unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses auf den T-Wert der Tonminerale. — Diss. Göttingen 1956.
- MEYER, H. L. F.: Verwitterungslagerstätten. — Z. prakt. Geol., **24**, S. 127—146, Berlin 1916.
— Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. — Geol. Rdsch., **7**, S. 193—248, Leipzig 1917.
- MING-SHAN SUN: The nature of Iddingsit in some basaltic rocks of New Mexico. — Am. Mineral., **42**, S. 525—533, Menasha 1957.
- MÜNSTER, H.: Die Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtales am Nordrande des Vogelsgebirges. — Z. prakt. Geol., **13**, S. 242—258, Berlin 1905.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. New York 1949.
- POLYNOW, B. B.: Die Verwitterungskruste. — Akademie der Wiss. d. UdSSR 1934.
— Leitideen der modernen Lehre über die Bildung und Entwicklung von Böden. — Akademie d. Wiss. d. UdSSR 1948.
- RAMDOHR, P.: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit und Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 . — N. Jb. f. Mineral. u. Petrogr., Beil. Bd. **54**, S. 320 bis 379, Stuttgart 1926.
- SAUKOW, A. A.: Geochemie. — VED-Verlag Technik, Berlin 1953.
- SCHNEIDERHÖHN, H. & P. Ramdohr: Lehrbuch der Erzmikroskopie. — Berlin 1931.
- SCHOTTLER, W.: Die Basalte der Umgegend von Gießen. — Abh. großh. hess. geol. L.-A. zu Darmstadt, **4**, S. 321—491, Darmstadt 1908.
- SCHWERTMANN, U.: Mineralogische und chemische Untersuchungen an Eisenhydroxyden in Böden und Sedimenten. — Naturwiss., **42**, S. 255—256, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1955.
- STRENG, A.: Über den Dolorit von Londorf. — N. Jb. Mineral. Geol. Pal., **1888**, **2**, S. 181 bis 229, Stuttgart 1888.
- TASCHE, H.: Über das Vorkommen von Eisenerzen und deren Gewinnung im östlichen Teil der Provinz Oberhessen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. verw. Wiss., (II), **35**, S. 241—246, Darmstadt 1856.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin 1935.
— Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Stuttgart 1952.
- WELLS, F. G.: The hydrothermal alteration of serpentine. — Am. Jour. Sci., **13**, S. 35—52, New Haven 1929.

Der Bims (Trachtyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge

Von

WILLY TH. STÖHR, Mainz

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und Tafel 27

Kurzfassung: Durch die Eruptionen im Laacher See-Gebiet sind trachytische Tuffe, und zwar heller, körniger Bims und dunkelgraue Aschentuffe, in der Mittleren Allerödzeit im Hunsrück zur Ablagerung gekommen. Sie wurden in der Jüngeren Tundrenzeit (Dryas) äolisch und soliflukktiv, später auch aquatisch umgelagert und örtlich als dünner Schleier ausgebreitet oder bis zu 1 Meter mächtigen Mischsedimenten angehäuft. Auf diesen Ablagerungen (Staublehm) haben sich im Postglazial lockere Braunerden bis Parabraunerden entwickelt. Die Untersuchungen unterstreichen die Notwendigkeit, die herkömmlichen Bodenanalysen durch petrographische und mineralogische Untersuchungen der Stein-, Kies-, Grus-, Sand- und Schlufffraktionen des Bodens zu ergänzen.

Inhalt

1. Einleitung	318
2. Zur Geschichte der Bims- und Staublehmforschung	319
3. Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen	321
3.1 Vorkommen und Lagerungsverhältnisse	321
3.2 Tier und Pflanze auf Lockerbraunerde-Standorten	324
3.3 Bims und Misch-Staublehme als Zeitmarken	326
4. Folgerungen	330
4.1 Die Umlagerung des Bimses	331
5. Zur Gliederung der Lockerbraunerden und Misch-Staublehme	333
6. Zusammenfassung.	335
7. Schriftenverzeichnis	336

1. Einleitung

Im Lande Rheinland Pfalz wird, ähnlich wie es in den benachbarten Bundesländern schon geschehen ist, an der Herausgabe einer Bodenübersichtskarte gearbeitet. Als der Verfasser im Jahre 1958 die für erforderlich gehaltenen Kartierungsarbeiten im

Rheinischen Schiefergebirge (Hunsrück) aufnahm, erkannte er, daß die Gliederung der tertiär- und quartärzeitlichen Bildungen der von H. GREBE etwa 1870 bis 1900 im westlichen Hunsrück aufgenommenen und erläuterten geologischen Spezialkarten 1:25000 als Grundlage für ein modernes bodenkundliches Kartenwerk nur bedingt brauchbar ist. Er regte deshalb an, die bodenkundliche Kartierung sorgfältiger durchzuführen, als zunächst vorgesehen war, und mit einer Aufnahme der tertiären und quartären Ablagerungen zu verbinden. Außerdem sollte der Registrierung und Gliederung der Naßböden, welche der geologischen Spezialkarte nicht zu entnehmen sind, eine besondere Beachtung geschenkt werden. Der Leiter des Geologischen Landesamtes, Herr Regierungsdirektor Dr. W. SCHOTTLER, begegnete diesen Überlegungen mit regem Interesse und großer Aufgeschlossenheit. Er förderte die Untersuchungen durch wissenschaftliche Anregungen und unterstützte die Arbeiten sehr großzügig. Der Verfasser darf ihm an dieser Stelle seinen besonderen Dank abstaten.

Im Gegensatz zum westlichen Hunsrück liegen aus dem östlichen und mittleren Hunsrück geologische Spezialkarten 1:25000 aus den Jahren 1932 bis 1940 von H. QUIRING, A. FUCHS und F. KUTSCHER vor, welche eine umfangreiche Aufgliederung der tertiär- und quartärzeitlichen Ablagerungen und Bildungen aufweisen. Diese Karten sind für die moderne Bodenkunde gut brauchbar.

2. Zur Geschichte der Bims- und Staublehmforschung im Hunsrück

Durch einen glücklichen Umstand konnte der Verfasser im Sommer 1958 eine ihm vorgelegte „Bodenprobe“ vom Mainzer Stadtrand als Bims deuten und darüber berichten (SONNE & STÖHR 1959). Dieser Fund gab der Bimsforschung im Mainzer Becken neuen Auftrieb (MICHELS 1960). Damit war ein wichtiges Bindeglied zwischen den aus den Mooren des Südschwarzwaldes bekannten Bimsvorkommen und den Ausbruchstellen im und am Laacher See gefunden. Der Verfasser bemühte sich, die Bimsvorkommen zwischen Mainz und den Ausbruchstellen zu erforschen. Dafür bot sich im Rahmen der bodenkundlichen Kartierungen eine Gelegenheit.

Im Jahre 1958 bahnte sich eine engere Zusammenarbeit zwischen dem Forsteinrichtungsamt in Koblenz und dem Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz an, um welche sich besonders die Herren Oberforstmeister BENINDE und der inzwischen leider verstorbene Forstmeister Dr. G. DEINES verdient gemacht haben. Der Verfasser hatte Gelegenheit, mit den im Hunsrück und in der Eifel im Gelände tätigen forstlichen Standortskartierern, den Herren Forstmeistern D. HOFFMANN, Dr. H. STRELETZKI und Dr. W. WALLECH, über alle geologisch-bodenkundlichen Fragen zu diskutieren. Außerdem stellten sie ihm ihr gesamtes Beobachtungsmaterial aus den inzwischen standortkundlich untersuchten Forstämtern bereitwilligst zur Verfügung. Auch diesen Herren möchte der Verfasser seinen ganz besonderen Dank für die gewährte Unterstützung und die vorbildliche Zusammenarbeit abstaten.

In den Jahren 1959 bis 1961 wurden die vergleichenden Untersuchungen auf den ganzen Hunsrück ausgedehnt. Neben den laufenden Kartierungsarbeiten fand der Verfasser besonders bei der Durchführung von Drainagegutachten 1958 und 1959 Gelegenheit, sich mit Einzelfragen der Bimsverbreitung und Lockerbraunerdebildung zu befassen. Die Taf. 27 gibt Auskunft über die Lage und die Zahl der inzwischen

analytisch und mineralogisch-petrographisch untersuchten Bodenprofile und Aufschlüsse im Hunsrück. Diese Profile werden durch ein Netz vieler Sondierungen (Bohrungen) ergänzt, welche in der Tafel nicht dargestellt sind.

H. GREBE (1885) hat schon auf Vorkommen von „vulkanischem Sand“ im Raum Cochem, Treis, Bullay, Grenderich, Irmenach und Cappel hingewiesen. Ferner berichtet er von derartigen Vorkommen zwischen Sierck (Mosel) und Merzig (Saar). Er belegt vulkanischen Sand auf den von ihm 1876 bis 1888 kartierten und erläuterten Blättern Pfalzel, Schweich, Trier und Welschbillig. W. AHRENS (1932) untersucht die Frage nach der Herkunft dieses „vulkanischen Sandes“. Er führt ihn auf noch unbekannte Basaltschlote zurück. Auch der Verfasser ist nach Durchsicht der Untersuchungsergebnisse der Ansicht, daß dem vulkanischen Sand im westlichen Hunsrück und der Südwesteifel wegen seiner isolierten Vorkommen schon in den alten Darstellungen eine besondere Bedeutung beizumessen ist. Hier liegen Bims und Basalttuffe teils gemischt und teils nebeneinander vor. Nach den bisherigen Beobachtungen ist anzunehmen, daß die nichttrachytischen Tuffe in der Regel nur in der Umgebung ihrer Auswurfstelle zur Ablagerung kamen. Als Ausnahme ist bisher nur der „Kärlicher Ausbläser“ bekannt geworden. Eine nennenswerte äolische Umlagerung der Tuffe erfolgte nicht. Der Nachweis dieser Tuffe in den Deckschichten oder im Boden berechtigt zur Suche des Schlotens in der Umgebung. Der sehr junge Bims besitzt dagegen eine große flächenhafte Verbreitung, welche neben den weiten Wüfen (Mitteldeutschland, Schwarzwald und Bodenseegebiet) auf nachträgliche großräumige Umlagerung (vorwiegend äolisch) zurückzuführen ist. Diese Vorgänge stehen in direkten Beziehungen zur petrographischen Beschaffenheit der Auswurfmassen und den klimatischen Gegebenheiten während und nach den Eruptionen. Auf weitere Einzelheiten wird W. DILLMANN in einer in Vorbereitung befindlichen Veröffentlichung eingehen.

Im Raum Cochem–Treis hingegen enthält der vulkanische Sand nur Minerale des Bimses (Trachyttuff). W. SCHOTTLER (mündliche Mitteilung) hat darauf hingewiesen, daß er schon in den dreißiger Jahren Bimsminerale bei Schwermineraluntersuchungen in Bodenproben aus dem Binger Wald gefunden hat, welche für forstbodenkundliche Kartierungen entnommen waren.

Auf den geologischen Blättern des Vorderhunsrücks (QUIRING, FUCHS und KUTSCHER) werden einzelne inselartige Bimsvorkommen nach Süden bis auf die Linie Fankel–Treis–Macken–Beulich–Halsenbach und Hirzenach im Hunsrück nachgewiesen. J. FRECHEN (1953, S. 61) führt die Südgrenze der Bimsverbreitung im Bogen von Treis über Frankweiler nordöstlich Kastellaun bis Hirzenach (Rhein) und von da weit nach Osten über Gießen und Marburg hinaus.

Für die Bimsforschung über das Mittelrheingebiet hinaus waren die grundlegenden Arbeiten von J. FRECHEN (1952, 1953, 1956 und 1959) von überragender Bedeutung. Die wohl endgültige absolute Altersbestimmung der Bimsruptionen im Laacher Seegebiet geht auf F. FIRBAS (1953) zurück.

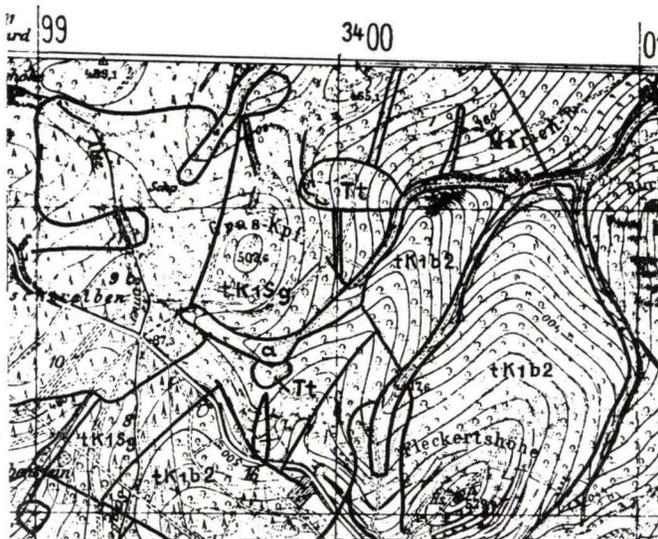
Auf dem anstehenden Bims im Neuwieder Becken und seinen Randgebieten hat sich der Boden zu der von E. SCHÖNHALS (1957, 1959 und 1960) beschriebenen Lockerbraunerde entwickelt, wie eine erste Überprüfung einiger dieser Bimsvorkommen im Hunsrück in den Jahren 1958 und 1959 ergab. Der Verfasser vermutete auf Grund

dieser Beobachtungen, daß zur Bildung echter Lockerbraunerden die Gegenwart von Verwitterungsrückständen des Bimses unter Waldvegetation erforderlich sei. Er fand keine Lockerbraunerden in ihrer typischen Ausbildung bei Acker- und Grünlandnutzung im Vorderhunsrück. Um die Zusammenhänge zu klären, welche zwischen den lockeren Braunerden des östlichen Hunsrücks und den in Farbe und Struktur gleichartigen Böden des westlichen Hunsrücks bestehen, regte der Verfasser 1959 an, zunächst die Siebfractionen aller im Geologischen Landesamt bearbeiteten Bodenproben neben den üblichen Analysenverfahren auch noch auf ihren Mineralgehalt hin unter dem Binokular und dem Mikroskop zu untersuchen. Die Ausarbeitung der erforderlichen Untersuchungsmethoden und die Durchführung der an bisher mehr als ein-tausend Bodenproben vorgenommenen Untersuchungen übernahm Herr Dr. H. Götz. Der Verfasser hat ihm nicht nur für diese Untersuchungen zu danken, sondern auch für viele wissenschaftliche Anregungen, welche sich bei der Diskussion der analytischen Fragen und ihren Folgerungen ergaben.

3. Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen

3.1 Das Vorkommen und die Lagerungsverhältnisse von Bims, Mischlehmen und Misch-Staublehmen (Bims-Staublehmen)

Mit Zunahme der Entfernung zum Laacher Seegebiet ist im Hunsrück das Vorkommen von Bims an Hangfußlagen, wie beispielsweise in der Ziegelei Müller, Brey (SONNE & STÖHR 1959 und SCHÖNHALS 1960), in der Bimsgrube im Konderbachtal bei



Es bedeutet: a – Geröll, Schutt und Lehm der Nebentäler
 Tt – Bimssteinsand
 tK1Sg – Singhofener Schichten des Unterdevon
 tK1b2 – Bänder- u. Grauwackenschiefer des Unterdevon

Abb. 1. Ausschnitt aus der geol. Spezialkarte 1:25 000, Blatt Kestert 5811.

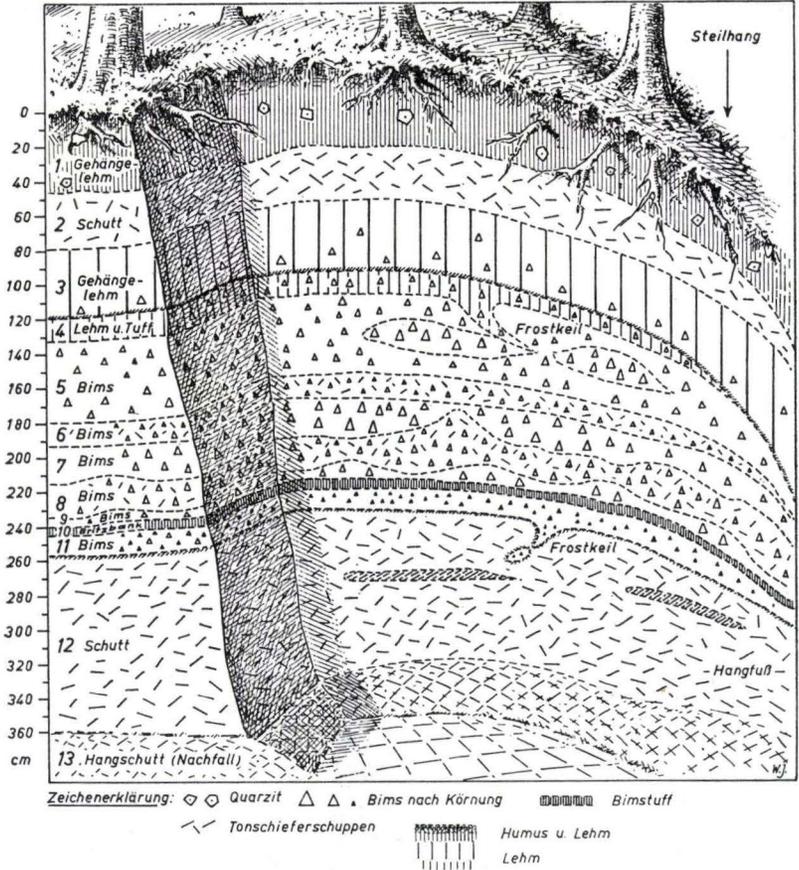


Abb. 2. Bimsgrube westlich Waldesch, Konderbachtal. Aufnahme W. Stöhr 1959.

Waldesch (Abb. 2), an windgeschützte Quellmulden (Abb. 1) und flache Bodensenken (Abb. 3) gebunden.

Profil I, Waldesch (Abb. 2)

Top. Karte Blatt Boppard Nr. 5711, Rechtswert (RW) 33 95 120

Hochwert (HW) 55 72 680

Wald, Hangfuß, Konderbachtal westlich Waldesch, 220 m über NN

Gehängelehm über Bims über Hangschutt aus Tonschiefer

- 1 0 — 50 cm Gehängelehm, braun, einzelne Schieferfetzen und Quarzitbruchstücke
- 2 — 80 cm Schieferschutt (Frostschutt), schwach lehmig
- 3 — 120 cm Gehängelehm, wie oben, einzelne Bimskörner
- 4 — 135 cm Gehängelehm mit Aschentuffbeimengung, reichlich Bimskörner, verdichtet, an der Basis kleiner Frostkeil nach 5
- 5
- bis 9 — 240 cm einzelne Bimslagen, körnig, lose, weißgrau
- 10 — 243 cm Britzbank (?) oder mausgrauer Tuff (?), verfestigt

- 11 — 255 cm Bims, rostig braun verfärbt, schmierig-feucht, mit Frostkeil nach 12
- 12 — 350 cm aufgeschlossen: Schieferschutt (Frostschutt), lose, standfest, örtlich durch Lehm verbacken
- 13 Basis des Aufschlusses mit Nachfall

In den geologischen Spezialkarten sind nur die Bimsvorkommen belegt, bei denen heute noch die Lockerbraunerde von körnigem Bims oder feinem Aschentuff unterlagert wird. Südlich der oben angegebenen Bimsverbreitungsgrenze (Taf. 27) wurden im Wald östlich Emmelshausen einzelne Bimsknöllchen gefunden (W. WALLESCH, mündliche Mitteilung und Ortsbesichtigung 1958), welche unregelmäßig im Profil verteilt waren.

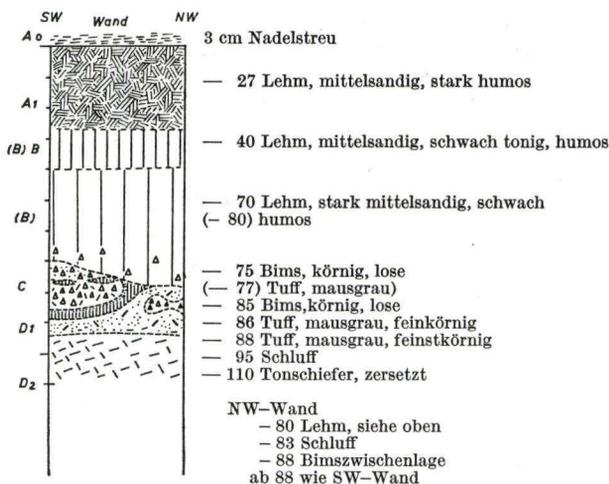


Abb. 3. Profil Buchholz nach W. WALLESCH und W. STÖHR, Aufnahmen 1958/1959.

Profil 2, Serie Hu XIII, Labor-Nr. 26—36, Abb. 3 und Tab. 1) Forstamt Boppard, Revier Buchholz, Abt. 36.

Top. Karte Blatt Boppard Nr. 5711, RW 33 94 720, HW 55 66 390

Wald, auslaufende Quellmulde zum Lehnscheider Bach, 380 m über NN

Lehm (Misch-Staublehm) mit nesterweisen Bimslagen über schluffiger Tonschieferverwitterung.

(Profilaufnahme WALLESCH und STÖHR 1958)

Schichtfolge an der Südwestwand des Bodeneinschlages:

- 2 cm Fichtennadelstreu, grob zersetzt
- 1 cm A₀ Fichtenmoder, 10 YR 2/2
- 0 — 7 cm A 11 Lehm, mittelsandig, schluffig, stark humos, dunkelbraungrau, 10 YR 3/4, sehr locker, steinfrei
- 27 cm A 12 Lehm, wie oben, humos, 10 YR 4/4, locker
- 40 cm (B) B Lehm, wie oben, schwach tonig, schwach humos, 10 YR 5/4, mäßig verdichtet (Eisenoxhydrohydrat ?)
- 65 cm (B) Lehm, wie oben, schwach humos, 10 YR 6/4—5/4, ab 50 cm einzelne Bimskörner, auffallend lockere Lagerung
- 75 cm Bims, körnig, lose, weißgrau

— 77 cm	Aschentuff, mausgrau, nur örtlich vorhanden und in der Lagerung stark gestört (Kryoturbation und Solifluktion)
— 85 cm	Bims, körnig, lose, weißgrau
— 86 cm	Aschentuff, gröber feinkörnig, mausgrau, durchgehendes Band
— 88 cm C	Aschentuff, feinstkörnig
— 95 cm D 1	Schluff, tonig, schwach sandig, oben 5 Y 7/3, unten 2,5 Y 6/2, schwach steinig, stark verdichtet
— 110 cm D 2	aufgeschlossen: Schieferschutt, weißgrau, durch eingeschwemmten Schluff örtlich verdichtet

Schichtfolge an der Nordwestwand des Bodeneinschlages:

— 80 cm	Lehm, wie oben bis 65 cm
— 83 cm	Schluff, wie oben, aus fossiler Schieferverwitterung
— 88 cm	Bims, körnig, als nesterförmige Einlage
ab 88 cm	Schichtfolge wie an der Südwestwand

Bodentyp: Lockerbraunerde oder saure Braunerde.

Bemerkungen: Die Analysenergebnisse zu diesem Profil folgen in Tabelle 1. Der Boden ist mit Ausnahme einer Zwischenschicht von 27 bis 40 cm auffallend locker gelagert und bis an die Basis des Lehms lebhaft durchwurzelt (Fichte). Der Lehm zeigt deutliche Frostumlagerungsspuren.

3.2 Tier und Pflanze auf Lockerbraunerde-Standorten

Bei einer Ortsbesichtigung im Forstamt Kastellaun, Revier Faas, fand Dr. K. W. GEIB (mündliche Mitteilung) 1959 an der Flanke eines Wohnhügels der roten Waldameise (*Formica rufa*), welcher vorwiegend aus Fichten- und Tannennadeln bestand, zahlreiche kleine bis etwa 2 mm große Bimskörnchen, welche die Tiere aus der dort lagernden Lockerbraunerde ausgelesen hatten, um sie als Wärmeisolation für ihren Bau zu verwenden.

Lockerbraunerden besitzen für Tier und Pflanze eine besondere Bedeutung. Fast in jedem Bimsvorkommen des Vorderhunsrücks befinden sich im Wald bewohnte oder verlassene Fuchs- und Dachshöhlen. Ein Forstmeister konnte berichten, daß noch vor etwas mehr als einem Jahrzehnt im mittleren Hunsrück Kaninchen (*Lepus cuniculus* L.) gejagt wurden, welche ihre Bauten in dem lockeren Boden angelegt hatten. Die Haselnuß (*Corylus avellana* L.) gedeiht auf den lockeren Schiefer- und Bimshangschuttböden besonders gut. Sie ist aber auch die Charakterpflanze der Ackerraine im Verbreitungsgebiet ausgeprägter Lockerbraunerden auf der Hunsrückhochfläche. Die Lockerheit dieser Braunerde entwickelt sich in ihrer typischsten Form nur unter Wald. Sie wird vor allem unter Nadelwald, besonders Fichte (*Picea excelsa* Lam. u. DC.), aber auch unter Laubmischwald angetroffen. Der Wald schützt zugleich den lockeren Boden gegen die Deflation des Windes.

Mit dem Einbringen der Fichte in diese Böden scheint es eine besondere Bewandtnis zu haben. Fast immer wurden dem Verfasser von den örtlichen Forstbeamten bei der

Aufnahme der Naßböden diese Standorte als ausgetrocknete Moore oder Anmoore vorgestellt. Tatsächlich ist eine derartige Verwechslung gar nicht so abwegig, denn der hohe Humusgehalt, die dunkle Farbe, die Lockerheit, die Lage in Quellmulden usw. sind ganz besonders auffallende Eigenschaften, welche man vergleichsweise am ehesten in Mooren findet. In einigen Fällen mag tatsächlich vor dem Einbringen der Fichte ein Naßboden, zum Beispiel ein Pseudogley mit sehr kurzer Naßphase infolge Flachgründigkeit, vorgelegen haben (Profil 3, Revier Faas). Es haben sich wohl viele dicke Konkretionen im Boden gebildet, aber keine eisenverarmten Naßbleichungszonen.

Naßböden werden gerne mit Fichte bestockt. Das mag der Grund sein, weshalb im Hunsrück auf den Lockerbraunerden, diesen Pseudo-Naßböden der Forstwirtschaft, oft Fichte angetroffen wird. Die Forstbeamten berichten, daß die Fichte auf diesen Standorten beste Wuchsleistungen zeigt. Für das Profil 2, Revier Buchholz, wird die Ertragsklasse nach W. WALLESCHE (1958) mit IA angegeben. Die Fichte kann den Boden kaum schädigen, denn er verfügt über eine große Nährstoffreserve (Kali) aus dem Bimsglas und den vielen noch fast unberührten Mineralen. Der Boden ist tiefgründig, optimal durchlüftet und außerordentlich intensiv durchwurzelt. Vielleicht ist die flächenhafte Verbreitung des Bimses und seiner Verwitterungsrückstände, wie sie aus Taf. 27 ersichtlich ist, mit ein Grund dafür, daß die mit dieser Holzart bestockten Standorte im Hunsrück nur selten die sonst unter Fichte so gefürchteten Degradationserscheinungen des Bodens zeigen.

Profil 3, Serie Hu XIII, Labor-Nr. 37—47

Forstamt Kastellaun, Revier Faas, Abt. 216

Top. Karte Blatt Kastellaun Nr. 5910, RW 26 00 235, HW 55 43 060

Wald, flache Senke, 481 m über NN

Lehm (Misch-Staublehm) über fossiler Tonschieferverwitterung (Weißlehm)

	2 cm	Fichtennadelstreu, zersetzt
	2 cm	Mull bis Moder
0 —	12 cm A 11	Lehm, sandig-schluffig, sehr stark humos, 10 YR 4/3—3/3, sehr locker, einzelne Quarkörner, Konkretionen ¹⁾
—	40 cm	Lehm, wie oben, schwach tonig, stark humos, 10 YR 4/4, sehr locker,
—	(60 cm) A 12	Konkretionen ¹⁾
—	65 cm (B)	Lehm (Bimsbasislehm), sandig schluffig, 10 YR 7/4—6/4, 15% des Grobbodens sind Konkretionen (2 bis 7 mm \varnothing)
—	70 cm D 11	aufgeschlossen: Schluff, sandig, fossiler Tonschieferersatz, 2,5 Y 7/4, stark verdichtet, betonartig fest
—	125 cm D 12	erbohrt: Schluff und Schieferfetzen, fossiler Zersatz, 2 Eisenanreicherungsbander zwischen 65—70 und 72—77 cm, 10 YR 6/3—7/3

Bodentyp: Plastosol-Lockerbraunerde, pseudovergleyt (?)

Bemerkungen: Der gelblich-fahlbraune Bimsbasislehm enthält keine Bimsminerale. Er ist also älter als der junge bimsführende Misch-Staublehm. Er ist durch Kryotur-
bation nesterweise im Profil angereichert.

¹⁾ 80—85% des Grobbodens sind Konkretionen zwischen 2 bis 7 mm Durchmesser

3.3 Bims und Misch-Staublehme als Zeitmarken für die geologisch-bodenkundliche Altersbestimmung

Die Bedeutung des Bimses als geologischer Leithorizont ist schon herausgestellt worden (J. FRECHEN 1959, SONNE & STÖHR 1959). Im Mittelgebirge ist er für die Altersbestimmung von Gehängelehm- und Hangschuttbildungen wichtig. Seine typische Mineralgesellschaft ermöglicht es, ihn leicht von den Mineralen anderer Eruptiv- und Sedimentgesteine zu unterscheiden und damit sein Vorhandensein schnell zu erkennen. Damit wird er ein wichtiger Indikator von Umlagerungsvorgängen nach seiner in der Allerödzeit (FIRBAS 1953) erfolgten Ablagerung.

W. WALLESCHE (1954) machte auf zwei interessante Bimsvorkommen im Lützelsohn aufmerksam, über welche G. DEINES (1960) berichtet.

Profil 4, Forstamt Kirchberg, Revier Lützelsohn, Abt. 27

Top. Karte Blatt Gemünden Nr. 6110, RW n. b., HW n. b. Wald, an der Womrather Höhe, 540 m über NN

Quarzitschutt (Hangschutt) über Lehm (Misch-Staublehm) über Taunusquarzit

0 — 75 cm	Quarzitschutt (Steinüberrollung)
— 110 cm	Lehm, stark sandig, schluffig, gelblichbraun, 5% Grus
— 130 cm	aufgeschlossen: Lehm, wie oben, mattbraungelb, mit kleinen und größeren meist schwach rostfarbenen Flecken

Bodentyp: Podsol, schwach pseudovergleyt im Unterboden

Bemerkungen: Ohne Zweifel handelt es sich hier um eine sehr junge Hangschuttüberlagerung auf dem angewehten und inzwischen völlig verlehmteten Bims, wie dies schon W. WALLESCHE (1954) in seiner Profilbeschreibung (Steinüberrollung) im Gegensatz zu G. DEINES (1960), der von einer Bodeneinwaschung spricht, zum Ausdruck brachte. Die Bimsmineralgesellschaft wurde von H. GÖTZ (mündliche Mitteilung) in diesem und dem zweiten Profil in der Revierförsterei Ensborn, Abt. 34 b, in der Sandfraktion des Lehmbodens ganz eindeutig belegt.

Profil 5, Serie Hu IV, Labor-Nr. 11—14

Forstamt Dhronecken, Revier Röderbach, Abt. 18

Top. Karte Blatt Morscheid Nr. 6208, RW 25 76 950, HW 55 09 080

Wald, NNW Jagdhaus Hohlweide, geneigter Hang, 700 m über NN

Taunusquarzitschutt mit Misch-Staublehmeinfluß

Profilbeschreibung D. HOFFMANN und W. STÖHR (1959)

2 cm	Nadelstreu, nicht zersetzt
0 — 15 cm A 01	Moder bis Rohhumus mit Humusstoffschicht, schmierig, feucht
— 27 cm (g)A 2	Sand, lehmig, schwach steinig, weißgrau mit leichtem Violetstich, feucht, lose Lagerung
— 32 cm Bhu	Lehm ⁺), stark sandig, schwärzliche Humusorterde, mäßig verdichtet
— 50 cm	Lehm ⁺), sandig, bräunlich-gelbe, schwarzfleckige Humusorterde,
— (60 cm) Bs (hu)	verdichtet, Holzkohle aus Wurzelresten
ab 50 cm D 1	Sand, schwach lehmig, Steine, betonartig verbacken

Bodentyp: Podsol-Hangpseudogley aus Solifluktionsschutt

Der Bims hat, falls er in ausreichender Mächtigkeit zur Ablagerung kam und nachträglich nicht abgetragen oder umgelagert wurde, den im Spätwürm gebildeten Boden

⁺) Misch-Staublehm mit Bimsmineralen

konserviert (SONNE & STÖHR 1959, SCHÖNHALS 1960). Auf der Hunsrückhochfläche ist die Suche nach derartigen Bodenresten bisher erfolglos gewesen. Ausgeprägte Böden werden nach E. SCHÖNHALS (1960) nur in den wärmeren Lagen auf Löß angetroffen.

Auf der Hochfläche des mittleren Hunsrücks müssen einst größere Mengen von einem nach Süden (etwa in Richtung Treis-Idar-Oberstein) gerichteten Bimswurf zur Ablagerung gekommen sein. Bei Bodenuntersuchungen (STÖHR 1959) wurden größere Bimsablagerungen in der Gemarkung Brohl, Kreis Cochem und bedeutende Lockerbraunerdevorkommen bei Mittel- und Altstrimmig gefunden. 1961 beobachteten und beschrieben die Kollegen Dr. K. W. GEIB und Dr. K. E. HEYL Bimsablagerungen (Schwarzer Tuff mit Bimskörnern) in einer Baugrube an der Moselbrücke in Treis.

Profil 6, SO Moselbrücke in Treis

Top. Karte Blatt Treis Nr. 5809, RW 25 93 060, HW 55 60 840

Baugrube am Hangfuß des Zillerberges, etwa 85 m über NN

Lehm mit Tuffeinlagerung über Schwemmsand der Mosel

0 — 100 cm	Lehm, dunkelbraun, mit Schieferfetzen durchsetzt, (Rigolhorizont)
— 300 cm	Gehängelehm, braun
— 380 cm	Tuff, schwarz, oben feinkörnig, unten gröber
— 530 cm	Lehm, rötlich-braun, von einigen Geröllen durchsetzt
— 600 cm	Feinsand, schluffig, mit Steinen durchsetzt

Dieses Bimsvorkommen ist deshalb von großer Bedeutung, weil es den oben erwähnten nach Süden gerichteten Auswurf markiert und belegt. Aus dem Vorherrschen dunklen Bimses (Tuff, schwarz) in den Fundpunkten Treis und Brohl wird gefolgert, daß es sich hier vorwiegend um nach Süden ausgewehtes Material des Auswurfes Lacher See-Tuff 5 (LST 5) nach J. FRECHEN (1953, S. 64) handelt. Der mineralogische Beweis steht noch aus. Mit diesem Auswurf muß das reichliche Vorkommen von Lockerbraunerden im mittleren und südwestlichen Hunsrück in Verbindung gebracht werden (Taf. 27).

Es wurde festgestellt (STÖHR 1959), daß im Bereich dieser dunklen Bimstufe die Ausarbeitung von Dränplänen aus Luftbildunterlagen nur bedingt möglich ist, weil die auch in trockenem Zustand in der Krume sehr dunkel gefärbten Böden keinen eindeutigen Schluß über den Wasserhaushalt des Bodens nach diesem Aufnahmeverfahren zulassen.

Die Verhältnisse auf der Hunsrückhochfläche sind besonders gut geeignet, die nach dem in der Allerödzeit erfolgten Auswurf des Bimses aufgetretenen Umlagerungsvorgänge an feinkörnigem Bodenmaterial (Sand, Schluff usw.) zu studieren. Für diesen Zweck wurden aus der Vielzahl der untersuchten Bodeneinschläge drei Profile, und zwar im vorderen, mittleren und westlichen Hunsrück, ausgewählt, welche die für die jeweilige Landschaft charakteristischen Merkmale am besten wiedergeben, nämlich die Profile 2, 7 und 8. Das Profil 2 wurde oben bereits beschrieben.

Profil 7, Serie Hu 0, Labor-Nr. 1—4 und Hu VI, Labor Nr. 1—6

Ziegeleigrube Nannhausen

Top. Karte Blatt Kirchberg Nr. 6010, RW 33 91 630, HW 55 38 440

Tab. 1. Die Analyseergebnisse der Profile 2, 7 und 8

Profil 2, Revier Buchholz, NW-Wand

Analytiker Dr. H. Götz

Lab. Nr.	Tiefe in cm	> 2 mm	2-0,5	0,5-0,2	0,2-0,05	0,05-0,02	0,02-0,002	< 0,002 mm	Munsell Farbe
26	10—20	9	11,5	19,3	6,3-	31,1	15,8	16,0	10 YR 4/4
27	30—35	13	13,0	21,4	6,2	19,7	18,0	21,7	10 YR 5/4
28	45—52	15	18,1	26,6	9,8	23,8	17,6	4,1	10 YR 5/4—6/4
29	65—75	3	21,7!	41,7!	8,8	18,9	8,0	0,9	10 YR 6/4
30	70—75 ⁺)	2	64,8!	18,9!	2,1!	9,4	4,6	0,2	Bims, körnig
31	75—77 ⁺)	—	11,5!	43,1!	8,6!	20,5	13,8	2,5	Tuff, oben
32	77—80 ⁺)	5	56,5!	22,3!	2,3!	13,3	5,1	0,6	Bims, körnig
33	80—85	< 1	19,2!	48,5!	6,0!	17,2	7,4	1,7	Tuff, unten
34	85—90	10	9,1-	8,8-	2,9-	18,1	32,6	28,5	5 Y 7/3
35	100—110	66	15,8-	6,7-	2,6-	25,6	29,9	19,4	2,5 Y 6/2

⁺) Nur diese Proben wurden an der SW-Wand des Aufschlusses entnommen.

Profil 7, Ziegelei Nannhausen

1	0—10	4	3,1-	4,5:	4,3-	32,2	44,4	11,5	10 YR 6/3—5/3
2	35—45	3	3,3-	2,0-	1,3-	36,2	33,3	23,9	10 YR 7/4—6/4
3	80—90	2	1,9-	1,2-	1,0-	29,3	31,9	34,7	10 YR 6/4—6/6
4	150—160	1	1,1-	0,9-	0,9-	39,9	33,4	23,8	10 YR 7/4—6/4
5	210—220	< 1	0,5-	1,0-	0,6-	38,4	33,8	25,7	10 YR 7/4—6/4
6	320—330	4	2,0-	1,6-	1,4-	36,6	34,8	23,6	10 YR 7/4—6/4
7	500—600	3	2,7-	2,0-	1,2-	26,8	30,0	37,3	10 YR 6/6—6/4
8	800—900	—	0,3-	0,8-	0,8-	34,0	33,5	30,6	10 YR 6/3

Profil 8, Revier Hüttgeswasen

17	15—20	3	4,8-	17,5	10,1	17,7	29,4	20,5	10 YR 4/3
18	35—42	3	5,0-	16,6	10,8	14,3	30,8	22,5	10 YR 6/4
19	65—70	2	5,5-	18,0	10,1	14,0	29,7	22,7	10 YR 6/3
20	100—110	17	16,4-	24,4-	11,0-	15,1	25,5	7,6	10 YR 7/3

Bemerkungen: Nur in den Sandfraktionen (Grob-, Mittel- und Feinsand) wurde der Bimsmineralanteil nach Schätzungen unter dem Binokular ermittelt. Es bedeuten:

! etwa 80—100% Bimsminerale

: etwa 50—80% Bimsminerale

: etwa 25—50% Bimsminerale

. < 25% Bimsminerale

- Spuren von Bimsmineralen

- keine Bimsminerale feststellbar

Profil 2, Nadelwald (Fichte)

Analytiker Dr. H. Götz

Tiefe in cm	pH-Wert	Org. Subst.	S-Wert	T-Wert	T-S-Wert	V-Wert	K ₂ O mg%	P ₂ O ₅ mg%	CaO mg%	Mg mg%	Fe ₂ O ₃ mg%	Al ₂ O ₃ mg%
10— 20	4,2	7,0	2,8	36,3	33,5	8	42	1,0	7	nb.	2,43	0,93
30— 35	4,4	2,3	7,0	25,3	18,3	28	35	1,6	18	nb.	2,76	0,62
65— 75	5,1	nb.	8,2	15,7	7,5	52	25	0	12	nb.	2,04	0,46

10— 20 | C/N-Verhältnis 14,5 Lockerbraunerde

Profil 7, Acker/Grünland

0— 10	5,7	2,8	12,5	18,3	5,8	68	10	6,0	180	11	1,66	0,11
35— 45	6,0	0,4	13,9	16,9	3,0	82	10	Sp.	220	28	2,44	0,17
80— 90	4,4	0,2	12,3	18,6	6,3	66	10	0	210	33	2,91	0,23

0— 10 | C/N-Verhältnis 7,4 Lockerbraunerde-Parabraunerde

Profil 8, Nadelwald (Fichte)

15— 20	3,7	8,0	nb.	nb.	nb.	nb.	5	1,9	3	0	2,2	0,4
35— 42	4,4	2,9	nb.	nb.	nb.	nb.	4	2,8	5	0	2,1	0,4
65— 70	4,6	2,2	nb.	nb.	nb.	nb.	4	2,8	3	0	1,6	0,4
100—110	4,6	nb.	nb.	nb.	nb.	nb.	5	1,5	3	0	0,6	0,2

15— 20 | C/N-Verhältnis 23 Lockerbraunerde, schwach podsolig

Es wurden folgende Analysenmethoden angewandt:

Korngrößenbestimmung durch Siebanalyse (Naßsiebung) > 0,05 mm

Schlamm-analyse nach LÜTTMER-JUNG

pH-Wert in *n*/10 KCl

Organische Substanz nach LICHTERFELDE

N-Bestimmung nach WIENINGER

S-Wert nach KAPPEN, T-S-Wert aus der hydrolytischen Azidität

Laktat-K₂O und P₂O₅ nach RIEHMCaO (austauschbar) mit 1% NH₄Cl-Lösung

Mg nach SCHACHTSCHABEL

Fe₂O₃ und Al₂O₃ nach DEB.

Um eine einheitliche Farbansprache der Bodenproben nach Munsell zu erzielen, welche von der Durchfeuchtung unabhängig ist, wurden die Farbwerte aller Proben im lufttrockenen Zustand ermittelt.

Grubenrand, Wechselland, zur Zeit Grünland, 372 m über NN
Misch-Staublehmschleier über Lößlehm, sehr tiefgründig entkalkt

0 — 25 cm (Ap)	Schluff, schwach sandig, 10 YR 6/3—5/3, einzelne kleine Konkretionen
— 50 cm A3/B1	Lehm, stark schluffig, tonig, 10 YR 7/4—6/4, einzelne kleine Konkretionen
— 120 cm B 2	Lehm, stark schluffig, stark tonig, 10 YR 6/4—6/6, einzelne kleine Konkretionen, zum Teil nesterweise
— 450 cm	Lehm, stark schluffig, tonig, 10 YR 7/4—6/4
— 750 cm	Lehm, stark schluffig, stark tonig, 10 YR 6/6—6/4
— 900 cm	aufgeschlossen: Schluff, tonig, 10 YR 6/3

Bodentyp: Parabraunerde mit subfossiler Pseudovergleyung

Bemerkungen: Im Profil sind zwischen 50 cm und 750 cm reichlich Tontapeten auf Kluftflächen sowie in alten Wurm- und Wurzelröhren vorhanden. Die Kluftflächen sind vielfach schwarzfleckig.

Profil 8, Serie Hu IV, Labor-Nr. 17—20

Forstamt Dhronecken, Revier Hüttgeswasen, Abt. 190 a 1

Top. Karte Blatt Morscheid Nr. 6208, RW 25 79 740, HW 55 11 630

Wald, S „Hängende Birke“, NO-Hang, 732 m über NN

Misch-Staublehm über Quarzitschutt über Taunusquarzit

Profilaufnahme D. HOFFMANN und W. STÖHR 1960

7 cm	Nadelstreu und Rohhumus, teilweise zersetzt
1 cm	Humusstoffschicht, schwärzlich, schmierig
0 — 27 cm A 1—2	Lehm, mittelsandig, schluffig, stark humos, 10 YR 4/3, leichter Violetstich, locker, einzelne blanke Quarzkörner im oberen Teil des Horizontes
— 48 cm (B) Bs	Lehm, wie oben, humos, 10 YR 6/4, einzelne Quarzgerölle, ziemlich locker, einzelne Lehmteilchen sind stärker verbacken und bilden Klümpchen (etwa 2 mm \varnothing), die auf mechanischem Wege nur schwer zu trennen sind (Eisenoxydhydratverklüftung?)
— 90 cm (B)	Lehm, wie oben, humos, 10 YR 6/3, sehr locker, einzelne Quarzgerölle (Milchquarz) und Quarzitgrus
— 120 cm D 1	aufgeschlossen: Quarzitschutt, eckig, schwach sandig, schwach schluffig, 10 YR 7/3, stark verdichtet

Bodentyp: Lockerbraunerde, schwachpodsolig

Bemerkungen: Die Sandfraktion besteht aus Bimsmineralen und weißem Quarzit-sand, der aus dem Frostschutt der Umgebung mit eingeblasen wurde.

4. Folgerung für die Geologie und Bodenkunde

Aus den inselartigen Vorkommen reinen Bimses in Mulden und Senken auf der Hochfläche des Vorderhunsrücks zwischen 350 und 450 m über NN wird geschlossen, daß der Bims während oder gleich nach seiner Sedimentation durch Zusammenwehung auf kürzere Entfernung hin zum Absatz kam. Derartige Verwehungen sind nur in einem vegetationsarmen Gebiet möglich. Für eine relative Vegetationsarmut in der Allerödzeit spricht auch die Anhäufung reinen Bimses am Hangfuß in den Tälern (Profil 1) und an den Flanken des aufragenden Quarzitzuges im Lützelsohn und Soonwald (Profil 4).

Besondere Umlagerungsbedingungen müssen geherrscht haben, als der Bims bis an die Westgrenze des Landes Rheinland-Pfalz verfrachtet wurde, wie aus den in Taf. 27 wiedergegebenen Untersuchungsergebnissen zu entnehmen ist. Diese Tafel zeigt, daß praktisch in allen Böden des Hunsrücks, und sei es nur in der Krume, Bimsminerale nachgewiesen wurden. Die Verteilung der Bimsminerale in den drei Profilen 2, 7 und 8 läßt Schlüsse über die Zeit, die Art und den Umfang der Umlagerungs- oder Verwehuvorgänge zu. Man kann diese nur in Übereinstimmung mit dem von F. FIRBAS (1953) belegten weiteren Vegetationsrückgang in der Jüngerer Tundrenzeit in Verbindung bringen. In dieser Periode und nach der Waldrodung in geschichtlicher Zeit wurde der Bims am Hangfuß mit jungem und jüngstem Gehängelehm und Hangschutt überlagert. Dadurch ist er bis in die Gegenwart vor dem Abtrag geschützt worden.

In dem im Unterboden aus reinem Bims bestehenden Profil 2 sind im Oberboden neben Bimsmineralen noch andere Minerale gefunden worden, welche sich aus dem Frostschutt der Umgebung ableiten lassen. Schon E. SCHÖNHALS (1957) hat darauf hingewiesen, daß das Bodenmaterial der Lockerbraunerden äolisch angehäuft ist und der Umgebung entstammt. E. BARGON (1960) hat Lockerbraunerden auf Solifluktionsschutt aus dem Odenwald untersucht, beschrieben und sich mit der Frage ihrer Entstehung an Hand eingehender Dünnschliffuntersuchungen befaßt. Der Verfasser hat im westlichen Hunsrück lockere Braunerden auf äolisch umlagertem und nachträglich zusammengeschwemmtem Bodenmaterial gefunden.

In der Krume des Profils 7 ist der dort anstehende Lößlehm mit Bimsmineralen vermengt, wie die Korngrößenanalyse und Mineraluntersuchungen bestätigt haben. Im Profil 8 sind es im wesentlichen Sandkörner aus der Quarzitverwitterung und Bimsminerale, denen andere Komponenten, welche sich mit Vorbehalt als Lößlehmabkömmlinge und Reste der fossilen Schieferverwitterung (Graulehm) deuten lassen, beigemischt sind. In der Prümer Kalkmulde (STÖHR 1960) wurden als Mischkomponenten Dolomitsand, Bimsminerale und Lößlehmderivate eindeutig ermittelt. In Rheinhessen sind Lößbestandteile mit sehr wenig Bimsmineralen vermengt bisher nur in zwei Fundpunkten westlich Mainz sicher festgestellt worden (Taf. 27). In diesen Profilen ist es besonders bemerkenswert, daß die Basis der rezenten Bodenbildung (degradierter Tschernosem oder Tschernosem-Parabraunerde) mit dem gehäuften Vorkommen von Bimsmineralen identisch ist. Die rezente Bodenbildung blieb in diesem Falle an einer im Profil makroskopisch nicht erkennbaren Bodenschichtgrenze stehen.

4.1 Die Umlagerung des Bimses und seiner Verwitterungsprodukte

Der Bims unterliegt auf primärer und sekundärer Lagerstätte, wie die Untersuchungen gezeigt haben, den Sedimentationsgesetzen der Geologie. Auf primärer Lagerstätte lassen sich im Bims und seinem Verwitterungsprodukt, dem Boden, die Minerale des Trachyts und Fragmente der Gesteine belegen, die bei der Eruption durchschlagen und als mehr oder weniger gefrittetes Nebengestein gefördert wurden. Das sind vorwiegend Tonschiefer- und Grauwackenbruchstücke. Bei dem umgelagerten Bims und seinen Verwitterungsrückständen sind diese Minerale und Gesteinstrümmen

mit dem Verwitterungsfineboden der Umgebung (Quarzsand, Dolomitsand, Graulehm, Lößlehm und andere) mehr oder weniger vermischt. Im Bodenprofil gibt die horizontale Abfolge dieser Mischgesellschaft (Misch-Staublehm) weitere Aufschlüsse über den Umlagerungsvorgang (Profil 8).

Der Unterboden der Lockerbraunerden enthält in den untersuchten Sandfraktionen viele Bimsminerale neben wenig Nachbarschaftsschutt. Im Oberboden ist das Verhältnis in der Regel umgekehrt. Daraus wird gefolgert, daß vor der Bimsverwehung dieser als jüngstes Sediment oben lag. Er wurde von der Umlagerung zuerst erfaßt und kam deshalb auch auf der sekundären Lagerstätte zuunterst zur Ablagerung. Am Ende des Verwehungsvorganges wurde fast nur noch bimsfreier Feinboden aus dem Frostschutt ausgeblasen und abgelagert. Die bevorzugte Akkumulation der Umlagerungsprodukte in Quellmulden, in Unterhang- und Hangfußlage weist kaum Parallelen zum Auftreten des Lößes im Hunsrück auf, der vorwiegend an die morphologischen Großenken mit fossilen Verwitterungslehmen (Weiß- oder Graulehm) und Schatthänge (Nord- bis Ostexposition) gebunden ist. Löß- und Misch-Staublehm-Mächtigkeiten sind nicht identisch. Daraus kann geschlossen werden, daß beide Sedimente unter verschiedenen Bedingungen zur Ablagerung kamen. Es ist aber auch möglich, daß durch das stark abweichende spezifische Gewicht des Bimses veränderte Sedimentationsbedingungen nur vorgetäuscht werden.

Vom östlichen in den westlichen Hunsrück verschiebt sich das Korngrößenmaximum der Bimsminerale sehr deutlich von der Mittel- in die Feinsandfraktion (Tab. I). Auch der relative Anteil des Feinbodens aus der Umgebung nimmt gegenüber dem Anteil des Bimses in dieser Richtung fast kontinuierlich zu. Das beweist die Verlagerung des Bimses in westlicher Richtung.

Obwohl die Minerale auf relativ große Strecken und über tiefe Täler hinweg umgelagert wurden, zeigen sie nach den Untersuchungen von H. Görz (mündliche Mitteilung) nur in den seltensten Fällen Korrosionserscheinungen, welche man mit dem Umlagerungsvorgang in Verbindung bringen kann. Es wird angenommen, daß die Minerale zusammen mit dem sehr leichten Bimskorn, der Schaumlava, verlagert wurden. Während das leichter zerstörbare Korn wegen seiner durch die vielen Gasblasen stark vergrößerten Oberfläche bei der Verwitterung rasch zerfiel, blieben die schwerer angreifbaren Minerale im Boden erhalten und bewahrten ihr völlig frisches Aussehen. Durch das Schaumlavakorn besaßen die schweren Minerale ein den Auftrieb förderndes Flugorgan, wie man es vergleichsweise bei verschiedenen Samenkörnern im Pflanzenreiche antrifft. Aus diesem Grunde gelten für derartig äolisch umgelagerte Minerale und Gesteinstrümmel die normalen Relationen zwischen der Korngröße, der Umlagerungsentfernung und der Windgeschwindigkeit nicht.

Die Feststellung, daß die Bimsminerale aus umgelagerten und dann verwitterten Bimskörnern stammen, ist für die physikalische Erklärung des Lockerbraunerde-Phänomens von größter Bedeutung. Bei der Verwitterung der Glassubstanz, aus der das porenreiche Bimskorn besteht, vergrößern sich die schon vorhandenen Hohlräume durch Verwitterung und Lösungsabfuhr. Einzelne kleine Hohlräume schließen sich zu größeren Gebilden zusammen. Diese sehr zahlreichen Hohlräume erklären das lockere, voluminöse, schaumartige Gefüge (auch Sauer- oder Hefeteiggefüge) der typischen Lockerbraunerde. Durch mechanische Einflüsse, zum Beispiel die Feld-

bestellung, die stampfende Wirkung von Waldbäumen usw., geht die Lockerheit, das heißt die hohlraumreiche Lagerung des Bodens, ganz oder teilweise verloren.

Lockere Braunerden oder Lockerbraunerden sind aber von E. SCHÖNHALS (1960) auch außerhalb der Bimsverbreitungsgebiete beschrieben und vom Verfasser beispielsweise bei der Exkursion der Bodenkunde-Sachbearbeiter 1960 im Bayrischen Wald und 1962 bei der Exkursion des Vereins für Forststandortskunde im südlichen Schwarzwald beobachtet worden. S. MÜLLER, Stuttgart (mündliche und schriftliche Mitteilung vom 28. 1. 1963) war in Island Zeuge von rezenten Auswehungen des Feinbodens aus dem Frostschutt, der an anderen Stellen zu einer lockeren Braunerde angehäuft wurde. Rezente Verwehungen im Hunsrück wurden auch von Forstmeister D. HOFFMANN, Morbach beobachtet (mündliche Mitteilung). Sie sollen in einer besonderen Abhandlung besprochen werden. Aus den Alpen sind Auswehungen und rezente Lößbildung schon lange bekannt, worauf F. WEIDENBACH (1952) besonders hingewiesen hat und A. HEIM (1917) und LAUTERBORN (1912) zitierte.

In Übereinstimmung mit E. SCHÖNHALS (1960), E. BARGON (1960) und E. MÜCKENHAUSEN (1962) ist der Verfasser der Ansicht, daß die Lockerheit des Bodens auch noch durch andere vorwiegend chemische Einflüsse hervorgerufen wird. Für die Entwicklung des Bodens dürfte der niedrige p_H -Wert von großer Bedeutung sein.

5. Zur Gliederung der Lockerbraunerden und Misch-Staublehme

Es lassen sich zwei Grundformen der Lockerbraunerde oder der sauren Braunerde unterscheiden, und zwar auf Böden mit und ohne Bims. Dazwischen liegt eine Reihe von Übergangsbildungen, bei denen der Bims in unterschiedlichen Mengen mit anderem Bodenmaterial gemischt ist. Die echten Lockerbraunerden stehen mit dem Bims und vermutlich noch anderen vulkanischen Tuffen und deren mehr oder weniger reinen Umlagerungsprodukten in Verbindung. So hat der Verfasser beispielsweise auf einer Italienreise 1953 eine auffallend lockere Braunerde auf Basalttuff in den Albaner Bergen bei Rom beobachtet. Die Bims-Lockerbraunerde hat eine ausgeprägte Braunfärbung, wie E. SCHÖNHALS (1960) und E. BARGON (1960) bereits berichtet haben. Die Krume ist ausgesprochen dunkel. Der Gehalt an organischer Substanz (Humus) ist sehr hoch. Die Basenversorgung ist wesentlich besser als auf den Böden der Ton-schieferverwitterung im Hunsrück. Der Boden verfügt über hohe Kaliwerte (Laktat) Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Werte (nach DEB), welche auf die Verwitterung des vulkanischen Glases zurückzuführen sind.

Die außerhalb des Bimsverbreitungsgebietes vorkommenden lockeren Braunerden wurden hier nicht untersucht. Die vom Verfasser beobachteten Vorkommen unterscheiden sich makroskopisch im Gefüge und vor allem in den Bodenfarben. Die Farben geben Hinweise auf das Ausblasungsgebiet, zum Beispiel gelblich-bräunliche Lößfarben, rötliche Farbtöne in der Umgebung der Rotliegend- und Buntsandsteinsedimente.

Die im Hunsrück sehr verbreiteten Misch-Staublehme (äolische Mischung aus Bims und bimsfreiem Feinboden), die durch Windumlagerung entstanden sind, vermitteln zwischen den beiden Formen der Lockerbraunerde. Das macht ein Vergleich der Profile 2, 7 und 8 sehr anschaulich. Die Struktur und Bodenfarbe ändern sich im

Sinne der vorstehenden Ausführungen. Hand in Hand mit der unter dem Binokular beobachteten relativen Abnahme der Bimsminerale erfolgt eine fast kontinuierliche Verminderung des Kali-, Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Gehaltes vom östlichen in den westlichen Hunsrück (Tab. 1).

Warum haben sich auf dem Bims und seinen Umlagerungsprodukten keine Parabraunerden entwickelt? Der Verfasser glaubt, daß dies mit den besonderen physikalischen, chemischen und mineralogischen Verhältnissen der Ausgangssubstrate der Bodenbildung zusammenhängt.

H. FÖLSTER, B. MEYER und E. KALK (1962 und 1963) haben überzeugend nachgewiesen, daß der in der Lößparabraunerde gebildete und verlagerte Ton im wesentlichen der Verwitterung des Glimmers entstammt. Der Bims ist ebenso arm an Glimmer wie die mit ihm umgelagerten Feinbodenkomponenten, welche im Hunsrück bereits vor der Umlagerung einem Verwitterungs- und Bodenbildungsprozeß unterlagen. Die im Bims reichlich vorhandenen Feldspäte (Sanidin und Plagioklas) zeigen noch keine Umwandlungserscheinungen. Für die deutlich wahrnehmbare Tondurchschlammung (Lessivierung) ist aber ein Mindestgehalt an vorhandenem oder sich ständig neu bildendem Ton im Boden erforderlich. In den mehr oder weniger reinen Bimsverwitterungsböden wird im Nadelwald häufig unter der Krume oder unter dem Hauptwurzelschicht eine leichte Verdichtung angetroffen. Zur Zeit wird noch untersucht, ob diese Erscheinung auf mechanische oder chemische Einflüsse (Ton- oder Lösungswanderungen und Ausfällungen) zurückzuführen ist. Nimmt die ehemalige Lößlehmkomponente im Misch-Staublehm zu, dann wird auch die Profildifferenzierung in einen leichten Ober- und einen bindigeren Unterboden ausgeprägter, wie Profiluntersuchungen und Analysen im westlichen Hunsrück und in der Eifel (STÖHR 1960) bewiesen haben. Es wird angenommen, daß diese Tonminerale teilweise durch Neubildung bei der Fortsetzung der Lößlehmverwitterung entstehen, oder daß sie als verbackene Klümpchen mit den anderen Fraktionen verblasen, abgelagert und im Profil erneut mobilisiert werden.

Im Hunsrück ist die flächenhafte Verbreitung des Misch-Staublehms und seine bis 1 m mächtige Akkumulation in Geländedepressionen und am Hangfuß besonders charakteristisch. Er hat örtlich eine nachträgliche Umlagerung und weitere Vermischung durch Solifluktionvorgänge und Abschwemmung erfahren. Das äolische Umlagerungsprodukt war kalkfrei und feinkörnig. Seine Korngrößenzusammensetzung ähnelt dem Löß mit deutlichen Verschiebungen zur Sandfraktion (Mittelsand) hin.

Für das äolische Sediment schlägt der Verfasser die Zuordnung zu dem Begriff „Staublehm“ vor, der schon von G. A. KRAUS und R. OLBERG (1953) in Schwaben, von J. FINK (1961) in Österreich, G. JANEKOVIĆ (1961) in Jugoslawien und anderen Autoren für ähnliche Ablagerungen gebraucht wird. Beim Vorherrschen des Bimses erscheint die Bezeichnung „Bims-Staublehm“ angebracht, wenn das Substrat nachweislich äolisch umgelagert ist und fast nur aus Bims und seinen Verwitterungsrückständen besteht. Ist der Bims in situ verwittert, dann müßte man von einem „Bims-Verwitterungslehm“ oder kurz von einem „Bims-Lehm“ sprechen. Die Bezeichnung „Misch-Staublehm“ erscheint dann angebracht, wenn der Bims mit anderen Feinbodenkomponenten bei der Windumlagerung vermengt wurde. „Mischlehme“ ganz allgemein liegen vor, wenn das Substrat durch nicht äolische Umlagerungsvorgänge

(Solifluktion, Abschwemmung usw.) vermischt wurde. Die Beimengung von Bims ist für die Bodengenese sehr wichtig. Sie sollte deshalb aus der Substratbezeichnung eindeutig hervorgehen. In der Regel ist ihr Einfluß schon makroskopisch im Bodenprofil feststellbar.

Die Tuffe aus den Eruptionen im Laacher Seegebiet sind eine wichtige Zeitmarke für die Erforschung von Bodenbildungs- und Umlagerungsvorgängen jünger als Mittel-Alleröd. Der kombinierten und regional vergleichenden quartärgeologisch-bodenkundlichen Betrachtungsweise wird es sicher bald gelingen, klare Definitionen und Abgrenzungen für die heute im deutschen Sprachgebiet noch unterschiedlich angewandten Begriffe Lößlehm, Staublehm, Mischlehm, Feinlehm, Decklehm und andere zu schaffen.

6. Zusammenfassung

Für die Ausarbeitung einer Bodenübersichtskarte des Landes Rheinland-Pfalz wurden etwa 150 Bodenprofile im Hunsrück untersucht. Es wird festgestellt, daß die standortskundlichen Eigenschaften der Böden weniger von den unterlagernden Gesteinen (Tonschiefer, Grauwacke, Quarzit und anderen) bestimmt werden, als vielmehr großflächig von jungen trachytischen Magmenbestandteilen (Bims) und sonstigen lehmigen Mischprodukten holozänen Alters. Aus den Untersuchungsergebnissen wird gefolgert, daß die Ausarbeitung bodenkundlicher Übersichtskarten in Rheinland-Pfalz nur möglich ist, wenn sie auf der Grundlage einer sorgfältigen Kartierung erfolgt, und zwar unter besonderer Berücksichtigung der quartärzeitlichen Ablagerungen (Quartärgeologie) und der hydromorphen Böden.

Um sedimentäre, bodengenetische und dynamische Vorgänge unterscheiden und deuten zu können, reichen die überlieferten Analysenverfahren der Bodenkunde nicht aus. Sie müssen durch laufende mineralogische und petrographische Untersuchungen der Bodenbestandteile ergänzt werden. Mit dieser Aufgabe sollte sich die Bodenmineralogie (Bodenpetrographie) neben der Mineralogie der Tonminerale befassen.

Ausführlich wird auf Beobachtungen und Untersuchungen von Bodenbildungen auf Bims (Trachyttuff), den örtlich bis 1 m mächtigen Misch-Staublehmen und den Mischlehm des Hunsrücks eingegangen. Diese Begriffe werden erläutert. Es wird angeregt, einheitliche Definitionen und Abgrenzungen für die verschiedenen heute im deutschen Sprachgebiet gebräuchlichen Bezeichnungen für Lehme (Staublehm, Feinlehm, Decklehm und andere) festzulegen. Dies dürfte nach dem erfreulichen Aufschwung, den Quartärgeologie und Bodenkunde in den letzten beiden Jahrzehnten gemeinsam genommen haben, im Augenblick schon möglich sein.

In Übereinstimmung mit E. SCHÖNHALS sind die Böden auf den jungen (holozänen) Sedimenten als Lockerbraunerden bezeichnet worden. Es werden zwei Grundformen und vermittelnde Übergangsglieder dieses Subtyps der Braunerde bis Parabraunerde, und zwar vornehmlich nach mineralogischen, bodenchemischen, -physikalischen und profilmorphologischen Gesichtspunkten, unterschieden. Im Hunsrück kommen nur die Grundform der Lockerbraunerde auf reinem Bims und einige Übergangsformen auf Misch-Staublehmen und Mischlehm mit unterschiedlichem Bimsgehalt vor. Die zweite Grundform auf bimsfreiem umgelagertem Bodenmaterial der jüngeren Tundrenzeit fehlt im Hunsrück.

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W.: Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld (Eifel) und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks. — Jb. preuß. geol. L.-A., **53**, S. 813—818, Berlin 1932.
- BARGON, E.: Über die Entwicklung von Lockerbraunerden aus Soliflukionsmaterial im vorderen Odenwald. — Z. Pfl. Düng. Bodenkunde, **90**. (135.) 1960.
- DEINES, G.: Erläuterungsbericht zur Teststreifen- und Kahlschlagkartierung im Forstamt Hermeskeil-Ost. — Manuskript, F. E. A. Koblenz, ohne Jahreszahl.
- Bemerkungen zur Frage der Bodendynamik. — Selbstverlag des F. E. A. Koblenz, 1960.
- FINK, J.: Die Südostabdachung der Alpen, Der Staublehm. — Exkursionen durch Österreich, Wien 1961.
- FIRBAS, Fr.: Waldgeschichte Mitteleuropas. — G. Fischer-Verl., Jena 1949.
- Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. — Erdk., **5**, Bonn 1951.
- Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. — Die Naturw., **40**, S. 54—55, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1953.
- FÖLSTER, H., B. MEYER, und E. KALK: Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß etc. — Z. Pfl. Düng. Bodenk., **99**, S. 37—54, 1962 und **100**., S. 1—12, 1963.
- FRECHEN, J.: Der Rheinische Bimsstein. — G. Fischer-Verl., Wittlich 1953
- Entstehung, Ausbildung und Verbreitung der Laacher Bimsablagerungen. — Rhein. Bimsbaustoffe, Bauverlag GmbH., S. 11—29, Wiesbaden-Berlin 1956.
- Die Tuffe des Laacher Vulkangebotes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 363—369, Krefeld 1959.
- GREBE, H.: Legenden und Erläuterungen zu den Geologischen Spezialkarten 1:25 000 des westl. Hunsrücks. — etwa 1870—1900.
- Über die Verbreitung vulkanischen Sandes auf den Hochflächen zu beiden Seiten der Mosel. — Jb. preuß. geol. L.-A., **6**, S. 364 bis 365, Berlin 1885.
- HOFFMANN, D.: Erläuterungsberichte und Profilbeschreibungen zur forstlichen Standortskartierung in einigen Forstämtern des westl. Hunsrücks. — Manuskripte F. E. A. Koblenz, 1954—1962.
- JANEKOVIĆ, G.: Über das Alter und den Bildungsprozeß von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rande des pannonischen Beckens. — Exk. d. Österreich, S. 184—189, Wien 1961.
- KRAUSS, G. A. und R. OLBERG: Standort, Wald und Waldwirtschaft im Fürst. Waldburg-Zeil'schen Forst. — Mitt. Verein f. Standortsk., H. 3, Ludwigsburg 1953.
- MICHELS, F.: Jüngere vulkanische Aschen im und über dem Rheingaugebiet. — Jb. Nass. Ver. Naturk., **95**, Wiesbaden 1960.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der BRD.-DLG. Verlags-GmbH., Frankfurt (Main) 1962.
- QUIRING, H., A. FUCHS, und F. KUTSCHER: Legenden zu einigen Geologischen Spezialkarten des östl. Hunsrücks. — etwa 1932—1940.
- SCHÖNHALS, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Ggw., **8**, S. 5—17, Öhringen 1957.
- Eine äolische Ablagerung der jung. Tundrenzeit im Habichtswald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, S. 380—386, Wiesbaden 1957 (1957 a).
- Spätglaziale Windablagerungen in den nördlichen Kalkalpen etc. — Natur u. Volk, S. 317—328, Ffm. 1957 (1957 b).
- Ein äolisches Sediment der Jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher Seetuff. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 337—340, Krefeld 1959.
- Spät- und Nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. — 7th intern. Congress of soil science, Madison, Wisc. USA 1960.
- SONNE, V. und W. Th. STÖHR: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. — Jber. u. Mitt. oberrh. Geol., NF, **41**, S. 103—116, Stuttgart 1959.

- STÖHR, W. Th.: Gutachten des GLA. über Fragen im Zusammenhange mit Dränarbeiten im Einzugsgebiet der Wasserversorgung Brohl, Kr. Cochem. — Manuskript GLA., Mainz 1959.
- Gutachten des GLA. über Drän- und Rodungsmaßnahmen im Zuge der Flurbereinigungsverfahren in Mittel- und Altstrimmig. — Manuskript GLA., Mainz 1959.
- Die Geologie und die geschichtliche Entwicklung des Bodens im Revier Schönecken, Forstamt Prüm-Süd. — Manuskript GLA., Mainz 1960.
- Die Böden des Kreises Saarburg und ihre Nutzung. — Kreisbeschreibung im Druck, Manuskript GLA., Mainz 1961.
- STRELETZKI, H.: Erläuterungsberichte und Profilbeschreibungen zur forstlichen Standortskartierung im Forstamt Prüm-Süd. — Manuskripte F. E. A. Koblenz 1959.
- WALLECH, W.: Erläuterungsberichte und Profilbeschreibungen zur forstlichen Standortskartierung aus einigen Forstämtern des östlichen Hunsrücks. — Manuskripte F. E. A. Koblenz 1954—1962.
- WEIDENBACH, F.: Gedanken zur Lößfrage. — Eiszeitalter und Gegenw., 2, S. 25—36, Öhringen 1952.

Manuskript eingegangen am 29. 4. 1963

**Nachrichten und Mitteilungen
aus dem
Hessischen Landesamt für Bodenforschung**

Die Brunnenbohrung Arnoldshain 2 (Taunus; Bl. 5716 Oberreifenberg)

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung: Die am NO-Hang des Taunus-Feldberges gelegene Brunnenbohrung Arnoldshain 2, angesetzt bei 685 m über NN und abgeteuft bis 110 m unter Flur, erbrachte eine Dauerleistung von 4,4 l/s bei einer Absenkung bis 55,0 m unter Flur.

Entgegen der Darstellung in der Geologischen Karte wurde Hermeskeiler Sandstein über Tonschiefer-Gesteinen der Singhofener Schichten angetroffen und dadurch eine bisher unbekannte Störung im Brunnenprofil erschlossen.

Inhalt

1. Einleitung	341
2. Geologische Bemerkungen zur Ansatzstelle der Brunnenbohrung	341
3. Daten zur Brunnenbohrung	343
4. Beurteilung und Deutung der Ergebnisse	344
4.1. Ausdeutung der geologischen Befunde	344
4.2. Hydrogeologische Bemerkungen	344
5. Zusammenfassung	345
6. Schriftenverzeichnis	345

1. Einleitung

Die Gemeinde Arnoldshain ließ auf Vorschlag des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in der Nähe ihres Hochbehälters im Krötenbachtal rund 1,5 km südsüdöstlich der Ortslage eine Brunnenbohrung in den Singhofener Schichten des Unterdevons bis 100,0 m abteufen (Arnoldshain 1). Der Pumpversuch förderte täglich 100 m³ Wasser — genau 1,07 l/s bei Absenkung auf 55,0 m — aus dieser Brunnenbohrung, eine Menge, die für die große und stark wachsende Gemeinde als Sofort- und Zukunftslösung nicht befriedigte. Eine weitere Ansatzstelle für eine Brunnenbohrung wurde gefordert, die rund 650 m südsüdöstlich von der Krötenbachtal-Bohrung (Arnoldshain 1) in etwa 685 m Meereshöhe vorgeschlagen wurde. Über die geologischen und hydrogeologischen Erkenntnisse dieser Brunnenbohrung Arnoldshain 2 soll im folgenden berichtet werden.

2. Geologische Bemerkungen zur Ansatzstelle der Brunnenbohrung

Die Brunnenbohrung Arnoldshain 2 befindet sich auf der Top. Karte 1:25000 5716 Bl. Oberreifenberg, im Kreis Usingen, und zwar an der Straße vom Sandplacken nach Oberreifenberg, rund 2,920 km westwärts des Sandplacken, hier etwa 20 m süd-

lich der Straße im Distrikt 2. Koordinaten: H 556744 R 346173; Höhe 685 m über NN. Für den Ansatz der Brunnenbohrung in einer für das dortige Taunusgebiet sonst nicht üblichen Höhenlage sprachen:

1. Das Feldbergmassiv (880 m hoch) bietet mit seinen hohen Niederschlägen und der Möglichkeit einer guten Versickerung in den Schutthalden der Gedinne- und Siegen-Gesteine die Gewähr für ein hohes Maß an Grundwasserneubildung, was äußerlich durch die zahlreichen, z. T. leistungsstarken Quellen rund um das Feldbergmassiv dokumentiert wird. In der Nähe der Brunnenbohrung befindet sich der Stockborn.

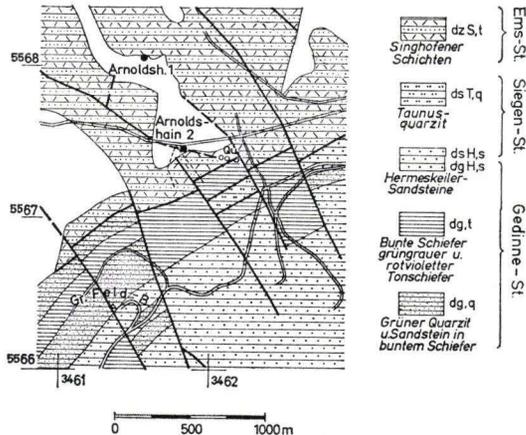


Abb. 1. Ausschnitt aus der Geol. Kte. 1:25 000 5716 Bl. Oberreifenberg mit den Lagepunkten der Brunnenbohrungen Arnoldshain 1 und Arnoldshain 2.

2. Die Ansatzstelle (siehe dazu Abb. 1) liegt auf einer von NW kommenden, etwa über den Dillen-Berg verlaufenden Störung, die nach eigener Beobachtung rund 160 m im SSO des Bohrpunktes endet, wo sie von einer Querstörung abgeschnitten wird. Auf dem letzten Stück befinden sich mehrere Quellen und feuchte Geländestellen.

3. Es wurde mit der Möglichkeit gerechnet, daß beim Abteufen der Brunnenbohrung, entgegen des geologischen Kartierungsbefundes infolge der starken tektonischen Zerstückelung und Verschuppung quarzitisches Gesteine der Siegen- oder Gedinne-Stufe angetroffen werden könnten.

Nach der Geologischen Karte 1:25 000 Bl. Oberreifenberg befindet sich die Ansatzstelle der Brunnenbohrung in Tonschiefergesteinen der Singhofener Schichten, also in der Ems-Stufe des Unterdevons. Diese Unterems-Gesteine bestehen aus zumeist rauhem, sandigem Ton- und Grauwackenschiefer, die örtlich Porphyroidtuffit führen.

Zu den Lagerungsverhältnissen der genannten unterdevonischen Schichtglieder der Umgebung des Brunnenansatzpunktes äußern sich A. LEPPLA (1914) und A. FUCHS (1927).

Die älteren Unterdevonschichten (Bunte Schiefer und Hermeskeiler Sandstein) des Feldberges heben sich von der Saalburg (Bl. Bad Homburg v. d. H.) aus staffelförmig an Querstörungen in die Höhe. Durch die Abtragung der herausgehobenen Schollenteile verschwindet hierbei der Taunusquarzit bereits am Kaltenberg, wodurch Bunte

Schiefer und Hermeskeiler Sandstein die Nord- und Südhänge des Feldberges einnehmen. Vom Kleinen Feldberg ab nach Südwesten zu senkt sich das Gedinne staffelig ab und zieht damit auch den Taunusquarzit im Kleinen Feldberg und Glaskopf herab. Dieser ältere Unterdevon-Komplex (Gesteine der Gedinne- und Siegen-Stufe) wird durch eine streichende, nach ONO-NO ausgerichtete Kammverwerfung (A. FUCHS 1927, S. 11) abgeschnitten und an jüngeres Unterdevon (Singhofener Schichten der Ems-Stufe) angelegt. Es werden dabei der Taunusquarzit, der Hunsrückschiefer und Teile der Emsschichten unterdrückt.

Nordwestlich der Kammverwerfung nimmt A. FUCHS einen Hauptsattel des höheren Unterdevons an, dessen Hauptachse dem Zuge der Spitznackschichten (unterster Teil des Unterems) vom Landstein im Weiltale über die Umgebung südlich der Tenne bis in die Gegend von Steinfischbach folgt. Die Auffaltung wird in die präsideritische Phase der varistischen Faltung verlegt, während die streichende Kammverwerfung in geologisch jüngerer Zeit entstand.

3. Daten zur Brunnenbohrung

Die Brunnenbohrung führte die Firma PETTENPOHL in der Zeit vom 20. 6. 1961 bis 30. 6. 1962 aus. Sie erreichte eine Tiefe von 110,0 m. Ein ausgedehnter Pumpversuch (18. 5.—19. 6. 1962) von 689½ Stunden erbrachte eine konstante Leistung von 4,4 l/s; der ruhende Wasserspiegel lag bei 5,30 m unter Flur, die Absenkung erreichte bei 75,10 m unter Flur eine Konstanz.

Das durchbohrte Gestein ergab folgende Bohrgutverteilung:

Teufe	Mächtigkeit	Gesteinsprofil	Alter	
0 — 0,20 m	0,20 m	Steiniger Gehängelehm mit etwas Humus, gelb	Holozän + Pleistozän	
— 5,30 m	5,10 m	Quarzitschutt und Blöcke in lehmiger Grundmasse		
— 8,20 m	2,90 m	Tonschieferschutt, verwittert, mit Gangquarzstücken		
— 23,40 m	15,20 m	Quarzit, sandig-grusig zerfallend, grau-braun, gelegentlich mit verwittertem Tonschiefermaterial, grau bis hellgrau	Unterdevon	Hermeskeiler Sandstein (Gedinne- oder Siegen-Stufe)
— 30,30 m	6,90 m	Quarzit, sandig-grusig zerfallend		
— 41,60 m	11,30 m	Quarzit, sandig-grusig zerfallend, hellgrau		
— 47,80 m	6,20 m	Quarzit und Tonschiefer, grau. Mischprobe mit nicht festzustellender Grenze. Störzone!		
— 85,50 m	37,70 m	Tonschiefer, blau-grau, mit Gangquarztrümmern		
— 110,0 m	24,50 m	Tonschiefer, blaugrau, mit wechselnder, z. T. starker Gangquarztrümmereführung		Singhofener Schichten (Ems-Stufe)

4. Beurteilung und Deutung der Ergebnisse

4.1. Ausdeutung der geologischen Befunde

Das durch die Brunnenbohrung erschlossene geologische Profil hat Gesteinsschichten durchfahren, die zunächst nicht erwartet worden waren. Entgegen der früheren Kartierung steht die Brunnenbohrung bereits im Hermeskeiler Sandstein und nicht im unteremsischen Tonschiefer. Der erschlossene 5,30 m dicke Verwitterungsschutt mit Quarzitblöcken in lehmiger Grundmasse verschleierte, da bei der Kartierung von der Oberflächenbeobachtung ausgegangen wurde, den wahren Sachverhalt. Hinzu kommt, daß die unter dem Quarzit folgenden 2,90 m Tonschieferschutt, die an anderen Stellen unmittelbar zugage treten mögen, den Verdacht bestätigen, daß bereits Tonschieferschichten der Ems-Stufe anstehen. Sicherlich handelt es sich hierbei aber um Tonschieferpakete, die innerhalb des Hermeskeiler Sandsteins im gleichen Profil und auch vielerorts anstehend registriert werden können.

Spätestens bei 47,80 m bekundet der durchfahrene Schichtverband eine eindeutige Störungszone, da hier die blaugrauen Tonschiefer der Singhofener Schichten einsetzen und bis zur Endteufe anhalten.

Der ältere Hermeskeiler Sandstein in der typischen Ausbildung mit grobem Korn und reichlich Glimmer (Glimmersandstein KOCHS) überlagert einwandfrei die weit jüngeren Tonschiefer der Ems-Stufe im Bereich der Singhofener Schichten. Der schnelle Gesteinswechsel Quarzit-Tonschiefer innerhalb der Störzone spricht für kein Nebeneinanderliegen dieser beiden Gesteinsverbände, sondern für ein Übereinanderliegen. Es darf also hier eine Überschiebung angenommen werden, derart, daß eine Schuppe älterer Gesteine des Feldbergmassivs, aus dem normalen Verband ausgeschert, über die jüngeren Singhofener Gesteine geschoben wurden. Zweifellos ist mit der Brunnenbohrung nicht die Taunuskamm-Verwerfung angeschnitten worden, sondern eine Schuppenzone, die — um mit A. FUCHS zu sprechen — bereits innerhalb der präsideritischen Faltung angelegt und später bei der Entwicklung der Haupt-Verwerfung abgeschnitten wurde.

4.2. Hydrogeologische Bemerkungen

Die erschlossene Wassermenge von 4,4 l/s weicht von den Leistungen der meisten Brunnenbohrungen im Usinger Land im positiven Sinne ab. Brunnenbohrungen in den Singhofener Schichten, die den größten Teil des Taunus im Usinger Kreisgebiet einnehmen, bringen im günstigen Falle 1—1,5 l/s. Die Tatsache, daß die Brunnenbohrung Arnoldshain 2 mindestens die 3fache Leistung des Durchschnittswertes besitzt, ist nicht allein auf den etwa 40 m mächtigen Hermeskeiler Sandstein zurückzuführen, sondern es muß auch eine günstige Struktur dafür verantwortlich sein. Wahrscheinlich — um es exakt zu beweisen, reicht der Aufschluß einer Bohrung nicht aus — legt sich die Schuppe mit Hermeskeiler Sandstein auf die abdichtenden Tonschiefer auf und kann für die Schaffung eines „Hochbehälters“, d. h. eines hoch gelegenen Sammelreservoirs verantwortlich gemacht werden. Nur so ist die langanhaltende Leistung von 8—9 l/s am Anfang des Pumpversuchs hinreichend zu erklären.

5. Zusammenfassung

Geologische und hydrogeologische Erkenntnisse, die bei der Brunnenbohrung Arnoldshain 2 im Taunus (Top. Kte. 5716 Bl. Oberreifenberg) gewonnen wurden, werden mitgeteilt. Bei der 110,0 m tiefen Brunnenbohrung wurden ca. 40 m Hermeskeiler Sandstein über den Tonschiefern der weit jüngeren Singhofener Schichten festgestellt, so daß gegenüber der in der Geologischen Karte 1:25000 Bl. Oberreifenberg vertretenen Ansicht die tektonische Lagerung revidiert werden muß. Wahrscheinlich wurde eine aus dem Feldbergmassiv ausgequetschte Schuppe angefahren. Die Brunnenbohrung erbrachte im Verhältnis zu den übrigen in den Tonschiefern der Singhofener Schichten bisher niedergebrachten Bohrungen die beachtliche Dauerleistung von 4,4 l/s. Dieses Ergebnis wird einer günstigen Struktur zugeschrieben.

6. Schriftenverzeichnis

- FUCHS, A.: Erläuterungen zur Geol. Kte. Preußen u. ben. deutsch. L., Bl. Oberreifenberg, Lfg. 253, 2. Aufl., 48 S., Berlin 1927.
— & LEPLA, A.: Geol. Kte. Preußen u. ben. deutsch. L., Bl. Oberreifenberg, Lfg. 253, 2. Aufl., Berlin 1927.
LEPLA, A.: Bericht über die Aufnahme des Feldberg-Altkönig-Gebietes des Blattes Oberreifenberg. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1911, 32, II, S. 435—437, Berlin 1914.

Manuskript eingegangen am 23. 1. 1963

Die Brunnenbohrung für die Gemeinde Eschbach im Quarzgang am Buchstein

(Taunus; Bl. 5617 Usingen)

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung: Eine beim Buchstein in den Usinger Quarzgang niedergebrachte Brunnenbohrung für die Gemeinde Eschbach (Kreis Usingen) wird beschrieben. Für die Begründung der hierbei erschlossenen guten Wasserdarbietung werden die hydrogeologischen Gesichtspunkte erläutert.

Inhalt

1. Einleitung	346
2. Die Brunnenbohrung am Buchsteinfelsen	347
3. Bemerkungen zur Leistung der Brunnenbohrungen im Unterdevongestein des Usinger Gebietes	348
4. Der Aufbau des Quarzganges	348
5. Das hydrogeologische Verhalten des Quarzganges	350
6. Zusammenfassung	350
7. Schriftenverzeichnis	350

1. Einleitung

In einem Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, ausgeführt durch MICHELS und SCHWARZ (1951, S. 21), war festgestellt worden, daß zur vollen Trinkwasserversorgung der Bevölkerung des Kreises Usingen bis zum Jahre 1975 das 2,5fache des Standes von 1950 zusätzlich beschafft werden muß. Dieser Fehlbestand ist im Kreisgebiet Usingen sehr schwer oder nur mit ungeheurem Kostenaufwand zu gewinnen. Natürliche, bisher ungenutzte Quellen treten nur spärlich zu Tage; ebenso sind die Wassermengen, die sich durch Brunnenbohrungen in den Tonschieferschichten des Unterdevon heben lassen, beschränkt.

Die Schwierigkeiten in der Wasserversorgung des Kreises ergeben sich aus dem geologischen Aufbau. Fast vollständig wird der Untergrund des Kreisgebietes aus Tonschiefern und sandig-tonigen Gesteinen des Unterdevons zusammengesetzt. Die Niederschläge fließen zum großen Teil unmittelbar ab, außerdem sind die unterirdischen Speicherräume in ihrem Fassungsvermögen recht beschränkt. In dem oben angeführten Gutachten wurde auf die Möglichkeit der Wassergewinnung aus Tal-

sperrten hingewiesen, jedoch mit der Einschränkung, daß der örtlich geringe, dazu noch verzettelte Bedarf und die dadurch notwendige weiträumige Verteilung kleiner Mengen sich nicht wirtschaftlich zu gestalten vermag. Zum anderen wurde der Versuch angeregt, im Nordosten und im Südwesten des Kreises die in Spalten sitzenden Quarzgänge, denen die Rolle guter Wasserleiter zugesprochen wird, durch Bohrungen anzuzapfen. Tatsächlich wurden einige Jahre später im Usbachtal 2 Brunnenbohrungen in dem das Tal kreuzenden Quarzgang im und in der Nähe des Geysirit-Werkes niedergebracht. Beide Brunnenbohrungen waren ergiebig.

2. Die Brunnenbohrung am Buchsteinfelsen

Angeregt durch den Erfolg im Usbachtal wurde der Gemeinde Eschbach im Jahre 1956 ebenfalls vorgeschlagen, eine Brunnenbohrung im Usinger Quarzgang niederzubringen und zwar am Buchstein rund 700 m nordöstlich der Ortsmitte. Genaue Lage: Rechts 346726 Hoch 558090; 390 m üNN.

Die Brunnenbohrung wurde vom November 1956 bis Mai 1957 bis auf 81,0 m Endteufe heruntergeführt. Es wurden durchteuft:

- 0— 0,20 m humoser Verwitterungsboden
- 3,50 m brauner eisenschüssiger Gangquarz mit verwitterten Tonschieferbröckchen
- 7,20 m grauer-gelbbrauner Gangquarz
- 16,20 m weiß-grauer Gangquarz mit gelb-braunen Partien
- 28,00 m weiß-grauer Gangquarz
- 28,60 m weiß-grauer Gangquarz mit tonigem Mittel
- 42,20 m weiß-grauer Gangquarz, z. T. rosa gefärbt
- 43,10 m gelblicher, z. T. braungefärbter Gangquarz
- 50,50 m Gangquarz mit Psilomelan. In der ausgeschlämmten groben Fraktion geschätzter Erzanteil 5—10%
- 58,00 m weiß-grauer, z. T. rosa gefärbter Gangquarz
- 65,40 m grauer, untergeordnet brauner Gangquarz mit verwachsenem Nebengestein (Grauwackensandstein)
- 69,00 m hellgrau und rosa gefärbter Gangquarz, durchsetzt mit Grauwacken und tonig-verwitterter Randzone des Ganges
- 75,00 m stark mit Grauwackensandstein durchwachsender Gangquarz, heller Glimmersandstein, stark braun-rot gefärbter Gangquarz
- 81,00 m Nebengestein wie vorher, jedoch zunehmend. Gangquarztrümer, braun-rot gefärbt, weiter zurücktretend.

Der ruhende Wasserspiegel wurde bei 2 m unter Gelände angetroffen.

Zwei Pumpversuche wurden durchgeführt:

1. Pumpversuch bei 63,00 m Teufe (50 Stunden). Ergebnis 6 l/s bei Absenkung auf etwa 15,00 m u. Fl.

2. Pumpversuch bei 81,00 m Teufe (144 Stunden), Pumpe bei 74 m, Ergebnis: 12 l/s bei Absenkung auf 29,80 m, Wassertemperatur 10,5° C.

Zum Abschluß des 2. Pumpversuchs wurden mehrere Stunden 20 l/s gepumpt und dabei eine Absenkung bis auf 43,60 m. u. Fl. beobachtet, die während einiger Stunden konstant blieb. Die Leistungsversuche wurden dann aber eingestellt. Die Dauerent-

nahme für die Bevölkerung des Ortes Eschbach bewegt sich zwischen 250–300 m³/d. Die durchgeführte Analyse zeigte ein recht gutes Trinkwasser mit einem erheblichen Anteil an freier und kalkaggressiver Kohlensäure, die den Einbau einer Entsäuerungsanlage erforderlich machte.

3. Bemerkungen zur Leistung der Brunnenbohrungen im Unterdevongestein des Usinger Gebietes

Die Eschbacher Brunnenbohrung führte zu einem beachtlichen Erfolg und stellt sich — ebenso wie auch die Brunnenbohrungen im gleichen Quarzgang des Usbachtales — außerhalb des gewohnten Rahmens. Vergleichsweise fördern die in den Tonschieferschichten des Unterdevon niedergebrachten Brunnenbohrungen gewöhnlich 1 l/s, in wenigen Fällen 1,5—2 l/s und nur in Ausnahmefällen 3—5 l/s.

Die unterdevonischen Tonschiefer, sandigen Schiefer und quarzitischen Grauwacken sind recht dicht und haben praktisch keinen Porenraum; sie sind für eine Wassererschließung steril. Dagegen zirkuliert das Grundwasser in offenen Störungen, Klüften u.dgl., also in einem System kommunizierender Röhren, aus denen es — vorausgesetzt, daß die Brunnenbohrung dieses System anschneidet — gewonnen und gehoben werden kann. Zum großen Teil sind die Dislokationsräume mit Milchquarz besetzt, die teils offen, zuweilen aber auch zur völligen Abdichtung gelangt sein können. Die Quarzgänge sind gesonderte Einheiten in dem unterdevonischen Gesteinsverband. Sie erweisen sich, nach der Leistung der Brunnenbohrungen zu beurteilen, als besonders günstige Wasserreservoirs.

4. Der Aufbau des Quarzanges

Die Brunnenbohrungen bei Eschbach und im Usbachtal befinden sich im Usinger Quarzgang (MICHELS 1928, S. 40), der NW–SO, also quer zur Streichrichtung der unterdevonischen Gesteinsschichten, verläuft und sich etwa vom Kaiser Friedrich Felsen ssw. Michelbach über rund 6 km bis in den Usinger Stadtwald erstreckt und etwa 1 km s. des Usbachtales endet. Örtlich hebt er sich über 20 m hoch mauerartig aus dem Gelände empor. Mit nur geringen Abweichungen fällt er senkrecht ein.

Der Quarzgang ist kein einheitliches Gebilde; durch eine Reihe von „Rechtsverwerfern“ wird er in viele Einzelteile zerlegt. Auch seine Mächtigkeit wechselt stark; sie schwillt im Unterstrütchen bis auf 80 m an.

Zum Stoffbestand des Usinger Ganges äußerte sich eingehend SCHNEIDERHÖHN 1912 (hier auch ältere Literatur). Er beschreibt ihn als einen Pseudomorphosenquarzgang, wobei Pseudomorphosen von Quarz nach Schwerspat beobachtet werden und andeuten, daß zunächst ein Schwerspatgang vorlag. Wie dieser Vorgang ablief und in welcher Prozeßabwicklung sich der heute vorliegende Gang entwickelte, schilderte und illustrierte G. SOLLE (1941) recht anschaulich. Seine Abb. 9, die einen Querschnitt durch den Usinger Gang darstellt, sei hier wiedergegeben (Abb. 1). Nach SOLLE (S. 26) spielten sich folgende Vorgänge ab:

„Nach dem Aufreißen der Spalte im Karbon (das Nebengestein a—b hing ursprünglich zusammen) füllte sie sich mit Schwerspat. Die Bänder 1, 3, 6: der alte, anfangs zusammenhängende Barytgang. Von rechts nach links folgten also aufeinander: a, 1, 3, 6, b (9 war noch nicht von b abgetrennt). Dieselbe einfache Folge blieb nach der Verquarzung zu-

nächst noch erhalten. Dann riß der Gang am SW-Rand erneut auf; zwischen Pseudomorphosen-Quarz (1, 3, 6) und Nebengestein (b) entstand ein Quarzband (7), nun aber unmittelbar aus Lösungen abgeschieden. Das nächste Wiederaufreißen öffnete an anderer Stelle eine Spalte, die sich mit Quarz füllte; so entstand das Band 5 mitten im alten Pseudomorphosen-Quarz. Ein Streifen Nebengestein (9) riß ab, den ein neuer Quarzgang (10) nun von b trennt. Die jüngsten, noch klaffenden Spalten (2, 4, 8) sind mit Tapeten einzelner Quarzkristalle ausgekleidet; die Füllungen sind nicht fertig geworden.“

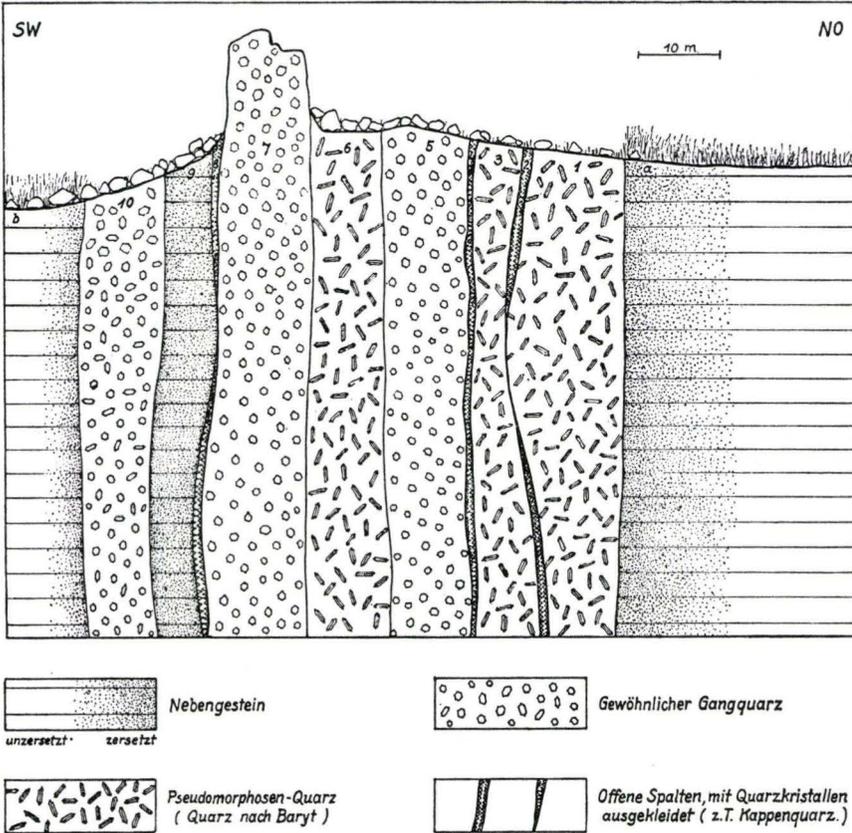


Abb. 1. Querschnitt durch den Usinger Quarzgang. Wiedergabe der Abb. 9 bei SOLLE 1941.

Ergänzend darf noch gemeldet werden, daß sich SCHNEIDERHÖHN (1949) und zuletzt BAIER & VENZLAFF (1961) zur mineralogischen Beschaffenheit der Gangfüllung und zum Gefüge geäußert haben.

Wichtig sind noch Angaben über die Tektonik innerhalb des Ganges. MICHELS (1928, S. 40) führte Messungen über das Streichen (N 40 W—N 20 W) und Fallen (85° NO—90°—85° SW) des Usinger Ganges, Streichen (N 35° O—N 45° O) und Fallen (45—50° SO bis 60—85° SO) der Querklüfte und Fallen der Lagerungs-klüftung (5—35° SO) an, soweit sie an verschiedenen Stellen des Ganges zu beobachten waren. Ebenso bildet er auf S. 41 eine Skizze des Buchstein-Felsen mit diesen tektonischen Elementen ab (Abb. 2 auf S. 41).

5. Das hydrogeologische Verhalten des Quarzganges

Es ist festzustellen, daß sich zu recht verschiedenen Zeiten tektonische Vorgänge im Gangbereich abwickelten. Die Platzergreifung durch die Lösungen der Gangfüllung und die Metamorphose derselben wickeln sich im Gefolge und mit starken Zerrungen ab. Weitere tektonische Kräfte führten zu den erwähnten Kluftbildungen, Zerreißen und Verformungen des Quarzganges, die letztlich bis in die jüngste Zeit anhielten. Alle Vorgänge haben Dislokationen geschaffen, in denen das Grundwasser zirkulieren und sich auch in größeren Mengen ansammeln kann, sicherlich in weit höherem Maße, als es in den benachbarten devonischen Schichtgesteinen möglich ist. Der Quarzgang ist Wassersammler und guter Zirkulationsweg zugleich und daher in der Lage, die hervorragende Wasserspende der Brunnenbohrung sicherzustellen. Schwieriger ist es, die Wasserzuführung vom Nebengestein in das Gangsystem anzusprechen. Der Quarzgang ist mit seinem geringen oberirdischen Einzugsgebiet (Niederschlagsgebiet) nicht allein für die notwendige Grundwassererneuerung verantwortlich, in viel größerem Maße müssen Störungen und Kluftsysteme auf den Gang stoßen und entsprechende Wassermengen zuführen. Bis zu welcher Entfernung die umliegenden Gesteine dem Gang tributpflichtig sind, läßt sich nicht aussagen, da die Art und die Form der zuführenden Wasserleitungswege (kommunizierenden Röhren) schwierig oder gar nicht angesprochen werden können.

6. Zusammenfassung

Am Fuße des Buchstein, einer Klippe im Usinger Quarzgang, wurde eine 81 m tiefe Brunnenbohrung abgeteuft. Geologisches Profil und Wasserdarbietung werden erläutert und mit den Erfahrungen, die bei anderen Brunnenbohrungen im Usinger Gebiet gemacht wurden, verglichen. Bei Absenkung des Wasserspiegels bis auf 29,80 m unter Flur wurde eine konstante Leistung von 12 l/s registriert. Die Geschichte des Quarzganges und seine Stofffüllung wurden kurz erläutert. Die gute Wasserdarbietung wird mit den Dislokationen in Zusammenhang gebracht, wobei der Quarzgang sowohl als Grundwassersammler sowie auch als günstiger Speicherraum angesprochen wird.

7. Schriftenverzeichnis

- BAIER, E. & V. VENZLAFF: Über die Verquarzung von Barytgängen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 365—376, Taf. 21—24, Wiesbaden 1961.
- MICHELS, FR.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen u. ben. deutsch. Länder, Lfg. 275, Bl. Usingen-Fauerbach, 56 S., 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1928.
- & SCHWARZ: Geologisches Gutachten des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung über Wasserversorgungsmöglichkeiten im Kreis Usingen. S. 21—22, im Generalplan für die Wasserversorgung in den Kreisen Main-Taunus, Obertaunus, Usingen, Reg.-Bezirk Wiesbaden, Wiesbaden, den 1. März 1951.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Jg. 1912, 2, S. 1—32, Taf. 1—4, 3 Abb., Stuttgart 1912.
- Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., 1949, A, S. 191—202, 2 Abb., Stuttgart 1949.
- SOLLE, G.: Die Usinger Klippen, der schönste der Pseudomorphosenquarzgänge des Taunus. — Natur u. Volk, 71, S. 19—29, 11 Bilder, Frankfurt/Main 1941.

Manuskript eingegangen am 4. 2. 1963

Die Grundwasserneubildung in Oberdevon- und Unterkarbonschichten in der Gemarkung Wirmighausen (Landkreis Waldeck)

Von

BERNWARD HÖLTING, Wiesbaden

Mit 1 Tabelle

Bei den Vorarbeiten zur Erschließung von Wasser für die Gemeinde Wirmighausen, Landkreis Waldeck (Top. Karte 1:25000 Blätter 4618 Adorf und 4619 Mengerighausen) wurden kurz vor Ende der Frostperiode, vor Einsetzen des Tauwetters, am 3. und 4. März 1963 Abflußmessungen in einigen Bächen der Gemarkung ausgeführt. Da zu dieser Zeit wegen der langanhaltenden Frostperiode angenähert Niedrigwasser war und der Oberflächenabfluß völlig fehlte, müssen die gemessenen Abflußspenden der Summe der Quellschüttungen entsprechen und so ein Maß für die Grundwasserneubildung darstellen. — Für die freundliche Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchungen sei Herrn Dipl.-Ingenieur GRÖTICKE (Berndorf) aufrichtig gedankt.

Wirmighausen liegt an der Nordflanke der erzgebirgisch streichenden Waldecker Hauptmulde des Rheinischen Schiefergebirges. In der Gemarkung stehen bei südöstlich gerichtetem Schichteinfallen oberdevonische, graugrüne Tonschiefer mit Kalksandsteinen und Kalkknottenschiefern (Dasberg-Schichten, to4s) sowie unterkarbonische (Kulmfazies) schwarze Lydite (cdl) und hellgraue Kieselkalke (cdk), dunkle Kulmtonschiefer (cdt), stellenweise mit Kalkbänken, und graue Grauwackenschiefer (cdg) an. Die Schichtfolgen werden von herzynisch streichenden Störungen durchzogen. — Morphologisch ist das Gelände intensiv gegliedert; die Höhenlagen variieren zwischen 526 m und 409 m NN.

Hydrographisch gehört die Gemarkung Wirmighausen dem Niederschlagsgebiet der Bicke, und damit dem der Rhene, Diemel und Weser an. Nach HAUSCHULZ (1959) beträgt das langjährige (1891—1955) Mittel der Niederschlagshöhe 750—800 mm, der Verdunstungshöhe 400 mm und der Abflußhöhe 350—400 mm.

Das untersuchte Gebiet gliedert sich in 5 Niederschlagsgebiete; sie sind in Tab. 1 durch die Zahlen 1, 2 a, 2 b, 3, 4 unterschieden worden.

Tab. 1. Die Niederschlagsgebiete und ihre Charakterisierung

Gebiet	Lage der Meßstelle	m NN	Fläche des Niederschlagsgebietes (km ²)	Abfluß (l/s)	Abflußspende (l/s · km ²)	Anstehende Schichten
1	r. 34 88 60 h. 56 90 12	409	2,27	3,45	1,52	Tonschiefer und Grauwackenschiefer, Kalkbänke, Kieselkalke (Unterkarbon)
2 a	r. 34 88 44 h. 56 89 71	421	0,37	0,92	2,96	Kieselkalke, wenig Tonschiefer (Unterkarbon)
2 b	r. 34 88 37 h. 56 89 76	424	0,42	0,61	1,46	Tonschiefer, wenig Lydite (Oberdevon und Unterkarbon)
3	r. 34 88 56 h. 56 90 06	409	0,95	2,35	2,48	Kieselkalke, Lydite, Grauwackenschiefer wenig Tonschiefer (Unterkarbon)
4	r. 34 87 66 h. 56 90 38	390	0,47	0,48	1,02	Tonschiefer (Oberdevon)

Da diese Abflußspenden der Summe der Quellschüttungen entsprechen, ergeben sich für die in den jeweiligen Niederschlagsgebieten anstehenden Schichten angenähert folgende Werte für die Grundwasserneubildung:

Tonschiefer der Dasberg-Stufe (Oberdevon)	etwa 1,0 l/s·km ²
Tonschiefer und Grauwackenschiefer (Unterkarbon, Kulmfazies)	etwa 1,5 l/s·km ²
Kieselkalke und Lydite (Unterkarbon, Kulmfazies)	2,5—3 l/s·km ²

Für das gesamte untersuchte Gebiet (Teilgebiete 1, 3 und 4; 2 a und 2 b sind Teilgebiete von 3), in dem die unterkarbonischen Tonschiefer und Grauwackenschiefer flächenmäßig weit überwiegen, wurde bei einer Fläche von 3,69 km² und einem Abfluß von 6,28 l/s eine Abflußspende (Grundwasserneubildung) von 1,7 l/s·km² ermittelt. Dieser Wert entspricht einer Abflußhöhe von 54 mm/a.

Schriftenverzeichnis

HAUSCHULZ, J.: Gewässerkundliches Kartenwerk Hessen, Teil 1. — Wiesbaden 1959.

Manuskript eingegangen am 25. 3. 1963

Schwermineralanalytische Untersuchungen an Sandsteinen der Eichsfeld-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der Brunnenbohrung Rückers (Landkreis Hünfeld)

Von

BERNWARD HÖLTING, Wiesbaden

Mit 2 Tabellen

Im Jahre 1960 wurde am Ostufer des Haune-Tales etwa 5 km südlich Hünfeld für die Gemeinde Rückers (Landkreis Hünfeld) eine 76,0 m tiefe Brunnenbohrung in die Sandsteinflolgen des Mittleren Buntsandstein niedergebracht. Der Ansatzpunkt liegt im Bereich der topographischen Karte 1:25000 Blatt 5324 Hünfeld bei R. 35 52 59 H. 56 11 09 auf 300 m NN. Folgendes Profil wurde angetroffen:

00,00— 4,00 m Grobsandstein, rötlich-violett Rhön-Folge
 —72,30 m Sandstein, rötlich-violett, etwas tonig Plattensandstein der Eichsfeld-Folge
 —76,00 m Grobsandstein, rötlich-violett Grobsandstein der Eichsfeld-Folge

Im Profilabschnitt 40,0 m u. G. bis Bohrlochsohle (also unterer Teil des Plattensandstein sowie Grobsandstein) waren die Sandsteine so locker, daß 12 Korngrößenanalysen angefertigt werden konnten. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Tabelle 1. Ergebnisse der Korngrößenanalysen

Teufe (m)	Medianwert (Md in mm)	Sortierungs- koeffizient (So)	Symmetriewert (Sk)	Ungleichförmig- keitsgrad (U)
40,0—43,5	0,51	1,45	1,0	2,71
43,5—47,0	1,20	2,64	1,03	8,5
47,0—49,0	0,49	1,66	0,97	4,08
49,0—53,0	0,56	1,45	0,92	3,0
53,0—56,8	0,67	1,46	0,95	0,38
57,1—59,0	0,49	1,92	1,38	3,75
59,0—61,5	0,34	1,5	1,12	2,5
61,5—63,0	0,34	1,4	1,08	3,34
63,2—65,0	0,38	1,88	0,7	5,6
65,0—70,0	0,48	1,36	0,98	2,85
70,0—72,0	0,24	1,42	1,12	2,9
72,3—76,0	0,56	1,39	0,79	3,0
Mittelwerte:	0,52	1,62	1,0	3,55

Die mittleren Korngrößen (Md = Schnittpunkt der 50%-Linie mit der Summenkurve) wechseln zwischen 0,24 mm und 1,2 mm, das Mittel errechnet sich zu 0,52 mm. Im geröllreichen Grobsandstein der Eichsfeld-Folge an der Profilbasis ist der Md-Wert nicht höher als im Plattensandstein. Das ist darauf zurückzuführen, daß — wie der Symmetriewert (Sk) zeigt — der feinere Kornanteil erheblich überwiegt (vollkommene Symmetrie bei Sk = 1,0). Insgesamt sind jedoch die gröberen und feineren Gemengteile ausgeglichen, wie sich aus dem Mittel von Sk (= 1,0) ergibt. Sortierungskoeffizient (So) und Ungleichförmigkeitsgrad (U) lassen eine verhältnismäßig gute Sortierung erkennen. Die Mittelwerte betragen 1,62 und 3,55. Die extremen Werte finden sich bei ziemlich grobkörnigem Material (43,5—47,0 m u. G.) mit So = 2,64 und U = 8,5 (= schlechtere Sortierung). Nach diesen Daten ist das Material mehr wasser- als windtransportiert.

Aus den Proben der Teufen: 47,0—49,0 m u. G. (Probe 1), 53,0—56,8 m u. G. (Probe 2) und 65,0—70,0 m u. G. (Probe 3) wurden die Fraktionen 0,1—0,2 mm auf ihre Schwermineralverteilung untersucht (Tab. 2). Die Aufbereitung erfolgte mit Salzsäure, so daß mögliche Apatitgehalte nicht festgestellt werden konnten.

Tabelle 2. Schwermineralverteilung in den Proben 1—3 (in Prozent)

Probe	1	2	3	Mittel aus 1—3
Turmalin	42	50	69	57
Zirkon	44	29	27	33
Topas	6	5	0	4
Epidot	4	14	3	7
Rutil	4	2	1	2
Granat	0	0	0	0

Während Turmalin, Zirkon und Rutil in Ablagerungen des Mittleren Buntsandstein wiederholt gefunden wurden (VALETON 1953; SCHNITZER 1956; SINDOWSKI 1957; WUNDERLICH 1957), sind Epidot (als farbloser Pistazit) und Topas zumindest aus dem hessischen Buntsandstein noch nicht bekannt. — Der erhöhte Epidotgehalt in der Probe 2 dürfte nicht als stratigraphisches Merkmal zu werten sein, sondern wird auf unterschiedliche Transportverhältnisse der sedimentierenden Medien zurückgeführt. Ein Hinweis ergibt sich aus der höheren mittleren Korngröße (Md) gegenüber den beiden anderen Proben. Ähnliche Beobachtungen sind in vergleichbaren Sedimentationsräumen wie z. B. in eiszeitlichen (pleistozänen) Sandern (HÖLTING 1957, 1958, WEISS 1958) gemacht worden.

SINDOWSKI (1957) hatte im westdeutschen Buntsandstein Mineralprovinzen aufgestellt. Nach seiner Karte (Abb. 4, S. 285) gehört das Gebiet um Hünfeld der schwarzwäldisch-hessischen Provinz S2 im Mittleren Buntsandstein an mit der Zusammensetzung (nach den Anfangsbuchstaben der Mineralien, Zirkon, Turmalin, Rutil und deren Prozentgehalten) $Z_{60}T_{30}R_{10}$ bei geringem Granatgehalt. Die hier untersuchten Proben haben aber die Verteilung: $T_{60}Z_{30}$; Granat wurde nicht nachgewiesen. Diese Sandsteine gehören damit eher der Vogesen-Pfälzer Wald-Nordoden-

wald-Provinz S3 an, die nach SINDOWSKI die Charakteristik $T_{80}Z_{20}$ bei fehlendem Granatgehalt hat. Man könnte danach annehmen, daß das Liefergebiet für das Material der Sandsteine geologisch ähnlich dem des Pfälzer Wald-Nordodenwaldes war. Nur dürfte die Schüttung im Hünfelder Gebiet nach den paläogeographischen Verhältnissen aus östlichen bis südöstlichen Richtungen erfolgt sein. Weitere Untersuchungen werden aber abgewartet werden müssen, in denen die regionalen Änderungen der Schwermineralverteilung geklärt und Folgerungen daraus gezogen werden.

Für die freundliche Kontrollzählung einer Probe danke ich aufrichtig Frau Dr. VALETON (Hamburg).

Schriftenverzeichnis

- HÖLTING, B.: Schwermineralanalytische Untersuchungen in Riß- und Würmablagerungen im Gebiet der Kreise Segeberg, Plön und Rendsburg. — Segeberger Jahrbuch, S. 1—22, Segeberg/Holst. 1957.
- Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. — Meyniana, 7, S. 61—98, 24 Abb., 3 Tab.; Kiel, April 1958.
- SINDOWSKI, K.-H.: Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., 73, S. 277—294, 7 Abb., 3 Tab., Hannover, Oktober 1957.
- SCHNITZER, W. A.: Paläogeographie von Frankenwald und Fichtelgebirge im Buntsandstein. — Z. deutsch. geol. Ges., 108, Hannover 1956.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. — Heidelberger Beitr. Miner.Petr., 3, S. 335—379, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1953.
- WEISS, E. N.: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins. — Meyniana, 7, S. 5—60, 20 Abb., 5 Karten, Kiel, April 1958.
- WUNDERLICH, H. G.: Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. — N. Jb. Geol. Paläontol., 1957, Mh., S. 123—143, Stuttgart 1957.

Manuskript eingegangen am 15. 5. 1963

Herrichten und Konservieren von bodenkundlichen Schauprofilen

Von

ERNST BARGON, Wiesbaden

Zum Studium und zur Demonstration von Bodenprofilen eignen sich frisch angelegte Schürffgruben besonders gut, da dem Betrachter durch die unmittelbare Verbindung zum Gelände auch bodengenetische und ökologische Zusammenhänge vermittelt werden. Außerdem lassen sich textuelle, strukturelle und andere, im Gelände durchführbare Untersuchungen hier leicht vornehmen.

Für Vergleichs- und Lehrzwecke werden aber auch konservierte Profile benötigt, die den verschiedenartigen Bodenaufbau möglichst naturgetreu wiedergeben sollen. Von den nachfolgend mitgeteilten Sammlungsverfahren haben sich die zuletzt beschriebenen Lackfilm-Methoden nach E. VOIGT und nach A. HERRNBRODT am meisten durchgesetzt. Andere, z. T. mit geringeren Mitteln leicht anwendbare Verfahren werden nicht nur der Vollständigkeit halber erwähnt, sondern stellen auch eine wertvolle Ergänzung zu einfachen Bodenbeschreibungen dar.

1. Bodenproben werden horizontweise in Glasröhrchen ($\varnothing \sim 1,5$ cm, Länge ~ 8 cm) oder Weißblechkästen (W. L. KUBIENA 1953) gesammelt. Die Gefäße können profilweise auf engem Raum zusammengefaßt werden. Sofern man Glasröhrchen mit luftabdichtenden Plastikverschlüssen benutzt, bleibt die natürliche Bodenfeuchtigkeit erhalten, und das Material kann bspw. zur Bodenartenbestimmung nach der Fingerprobe längere Zeit aufbewahrt werden.

2. Nach dem Monolith-Verfahren konserviert man heute noch Profile, wenn bspw. für bodenkundliche Übungen genügend Boden zur Verfügung stehen soll. Größere Monolith-Sammlungen beanspruchen jedoch sehr viel Platz, und die einzelnen Kästen sind ziemlich schwer. — W. L. KUBIENA schlägt zur Entnahme eines Monolithes rechteckige Holz- oder Blechkästen vor, die nicht zu groß sein dürfen und deren Deckel und Böden abgeschraubt werden können. Diese Kästen werden über das an einer Profilwand reliefartig herauspräparierte Bodenprofil gestülpt. Danach wird der Boden hinter dem Kasten abgestochen. Zur Erhaltung der naturfeuchten Bodenfärbungen kann man das Monolithprofil vor dem Verschließen des Kastens mit Eisolid-Überzugslack N 1460 (Fa. Heimberg und Gresers, Krefeld) präparieren. Danach werden in der Sammlung die Kästen aufgestellt und die Deckel abgenommen. —

D. ALBRECHT (1958) hat eine Methode entwickelt, wonach man auf Schürfe verzichten und mit Hilfe eines Struktur- bzw. Stegbohrers sowie anderer Zusatzgeräte Bodenkerne gewinnen kann, die nach längsseitigem Durchschneiden in Spezialkästen ähnlich wie Monolithe aufbewahrt werden können oder die Grundlage zur Herstellung von Lack- bzw. Klebprofilen bilden.

3. Beim Klebprofil-Verfahren nach F. VOGEL und F. KOHL (1952) wird wasserlöslicher Leim (Luward-Leimgesellschaft, Mannheim-Reinau) auf eine Sperrholzplatte gestrichen. Danach löst man den an der Profilwand 5 bis 10 cm weit herauspräparierten Boden mit einem Spachtel oder einem Messer und klebt ihn stückweise (10—20 cm) auf.

4. Die Lackfilm-Methode nach E. VOIGT (1936, 1949) hat sich, wie eingangs bereits erwähnt, zur Bergung von Bodenprofilen besonders gut bewährt.

Man benötigt zur Profilentnahme einen entsprechend großen Aufschluß, um ungehindert arbeiten zu können. Dazu eignen sich Sand- und Lehmgruben, aber auch entsprechend große Schürfe, zu deren Anlage Spaten, Schaufel und evtl. auch Spitzhacke dienen. Die Profilwand wird etwas schräg angelegt, so daß sie mit der Schürfe- grubensohle einen stumpfen Winkel bildet. Wurzeln müssen mit einer Schere kurz geschnitten werden. Sofern die Profilwand größere Löcher und Vertiefungen aufweist, füllt man sie mit Boden desselben Horizontes aus. Steine behindern die Profilentnahme nur, wenn sie zu groß sind oder zu weit aus dem Boden herausragen. Schwere Böden müssen vor Beginn der Präparierarbeiten erst einige Tage abtrocknen. Deswegen und zur raschen Abwicklung aller weiteren Arbeiten sollte man die Lackfilm- methode nur an lufttrockenen, warmen Sommertagen und möglichst an Profilwänden mit Süd- bis Westexposition anwenden. Zwar kann man den Trocknungsvorgang durch eine Lötlampe oder durch mehrmaliges Abbrennen des an die Profilwand gespritzten Präparationslackes unterstützen, gutes Lackprofilentnahme-Wetter können derartige Manipulationen jedoch kaum ersetzen.

Die an der Aufschlußwand markierte Fläche wird, nachdem alle lockeren Bodenbestandteile vorsichtig entfernt worden sind, mit durch technisches Aceton verdünntem „Spezialpräparationslack Z 4/924“ der Firma G. RUTH, Temperol-Werke, Hamburg-Wandsbeck, oder der Firma Springer u. Moeller, Leipzig-Leutzsch, vorbereitend behandelt, indem man mit Hilfe einer Flit- oder Bohnerwachsspritze den verdünnten Lack gleichmäßig anspritzt, so daß er wenige Millimeter eindringen kann. Die Verdünnung sollte bei leichten Böden schwächer als bei schweren Böden sein. Im allgemeinen setzt man dem Präparationslack 4 Teile Aceton zu. Sobald eine Stabilisierung der zu entnehmenden Profilwandschicht eingetreten ist, wird sie unter Verwendung eines Breitpinsels vorsichtig mit verdünntem Lack bestrichen. Es ist darauf zu achten, daß der Pinsel möglichst wenig an einer Stelle bewegt wird, da sich sonst der bei der Vorbereitung bereits verfestigte Lack löst und mit Bodenbestandteilen zu fließen beginnt. Der Lackanstrich wird ein- bis zweimal wiederholt. Um ein Einreißen des Lackfilmes bei der Abnahme des Profils bzw. beim Transport zu vermeiden, lackiert man beim letzten Anstrich an den Profilrändern 10—20 cm breite Mullbinden ein. Größere Profile versieht man dagegen ganzflächig mit Mullbinden. Pro m² Lackprofilfläche werden im Durchschnitt 2 Liter Lack und 3 Liter Aceton benötigt.

Nach 2—6 Stunden Trockenzeit nimmt man das Lackprofil unter Zuhilfenahme eines Spatens vorsichtig ab. Da der Lackfilm jetzt noch weich und elastisch ist, klebt man ihn mit Präparationslack am besten gleich auf ein vorbereitetes Sperrholzbrett und präpariert mittels eines Messers die noch erdfeuchten Gefügeaggregate heraus. Fehlstellen werden entweder sofort oder zu Hause mit horizontgleichem Boden besei-

tigt. Nachdem der an den Lackfilm gebundene Boden abgetrocknet ist und alle lockeren Bestandteile entfernt worden sind, wird das Lackprofil zur weiteren Verfestigung und zur Wiederherstellung seiner naturfrischen Farbe unter Verwendung einer feinstäubenden Spritze mit acetonverdünntem Eisolid-Überzugslack N 1460 der Firma Heimberg & Gresers, Krefeld besprüht. Durch Seitenleisten und durch entsprechende Beschriftung am Kopf des Lackprofils kann man schließlich das Profilbild vervollständigen.

5. Das Capaplex Verfahren nach A. HERRNBRODT (1954), über das später auch Fr.-C. BRAND (1959) berichtet hat, beruht auf der Verwendung eines dünnflüssigen, wasserabweisenden Grundier- und Isolierlackes, der aus in Wasser dispergierten Kunstharzteilchen besteht. Capaplex-Lack wird von den Deutschen Amphibolin-Werken, Ober-Ramstadt/Hessen, hergestellt. Diese Firma produziert auch das mehr breiartige Caparol, das mit Wasser bis zu der zur Durchtränkung notwendigen Viskosität verdünnt werden kann, daneben aber auch unverdünnt bereits die für spätere Anstrich- und Einlackarbeiten notwendige Konsistenz besitzt.

Capaplex- bzw. Caparol-Lack werden ähnlich wie der Spezialpräparationslack der Temperol-Werke verarbeitet. Der Vorteil des Capaplex-Verfahrens liegt jedoch darin, daß es sich unabhängig von der Witterung sogar bei feuchten und schweren Böden anwenden läßt. Allerdings wird zum Trocknen mehr Zeit als bei dem acetonverdünnten Spezialpräparationslack benötigt. Gut bewährt hat sich auch die kombinierte Anwendung der beiden Methoden, wobei Capaplex zum Vortränken des feuchten Bodens und der Spezialpräparationslack Z 4/924 der Temperol-Werke anschließend zum Einlacken der Mullbinden herangezogen werden.

Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, D.: Ein Beitrag zur Methode der Entnahme und Fixierung von Bodenprofilen. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkunde, **81**, S. 126—133, 1958.
- BRAND, Fr.C.: Die Herstellung von Lackfilmprofilen erdfuchter Böden. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkunde, **86**, S. 123—131, 1959.
- HERRNBRODT, A.: Eine neue Lackfilm-Methode: das Capaplex-Verfahren. — Bonner Jahrbücher, **154**, S. 182—184, 1954.
- KUBIENA, W. L.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953.
- VOGEL, F. & F. KOHL: Das Bodenprofil. — Verlag Bayer. Geol. Landesanst., München 1952.
- VOIGT, E.: Die Lackfilmmethode usw. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 272—292, 1936.
- Ein neues Verfahren zur Konservierung von Bodenprofilen. — Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkunde, **45**, S. 111—115, 1936.
- Die Anwendung der Lackfilm-Methode bei der Bergung geologischer und bodenkundlicher Profile. — Mitt. geol. Staatsinstitut Hamburg, **19**, S. 11—129, 1949.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 1963

Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken)

Von

ARNO SEMMEL, Wiesbaden

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung: Der Beschreibung einer pleistozänen Schichtfolge mit einem mehrgliedrigen Rißlöß und einem mehrgliedrigen Würmlöß schließt sich die Diskussion über die stratigraphische Stellung eines Präriß-Schotterkörpers, eines Präriß-Lößlehmes und eines noch älteren Schotterkörpers an.

1. Einleitung

Im nördlich von Hahnstätten a. d. Aar gelegenen Kalkbruch der Schaefer Kalkwerke GmbH. ist zur Zeit ein Pleistozänprofil aufgeschlossen, dessen stark differenzierter Aufbau wesentliche Hinweise auf den Ablauf des Pleistozäns im Limburger Becken geben dürfte. Im folgenden soll kurz das Profilbild skizziert und eine vorläufige stratigraphische Einordnung der einzelnen Bildungen versucht werden. Im Rahmen der zur Zeit im Hessischen Landesamt für Bodenforschung laufenden Arbeiten zur Gliederung des Pleistozäns im Rhein-Main-Gebiet wird auch der oben genannte Aufschluß eingehend sediment-petrographisch, paläopedologisch und paläontologisch untersucht. Da jedoch einerseits mit dem Abschluß dieser Arbeiten erst in einigen Jahren zu rechnen ist, andererseits die Gefahr besteht, daß der fortschreitende Abbau das Profilbild verschlechtert, scheint es sinnvoll, das Besondere dieses Aufschlusses in einer kurzen Mitteilung zu erörtern.

2. Beschreibung des Aufschlusses

Der im Liegenden der pleistozänen Decke anstehende devonische Massenkalk ist an seiner Oberfläche sehr stark verkarstet. Schlottenbildungen bis zu 8 m Tiefe und mit mehreren Metern Durchmesser sind keine Seltenheit. Die Hohlräume werden durch grau-, gelb- und rotgeflecktes toniges Substrat ausgefüllt. Dieses Substrat bedeckt auch die gesamte Oberfläche des Kalkes mit Mächtigkeiten bis zu 10 m. Es scheint sich dabei fast nur um den Rückstand von verwittertem Kalk zu handeln. Jedoch muß abgewartet werden, welche Ergebnisse die noch in Arbeit befindlichen Analysen zu dieser Frage liefern.

Im östlichen Teil des Aufschlusses ist die tonige Decke auf eine Breite von nahezu 250 m zum größten Teil ausgeräumt. Hier liegt 4 bis 5 m über dem Kalkstein ein Schotterkörper (vgl. 3)¹⁾ der Aar, der maximal 3 m mächtig wird. Er besteht hauptsächlich aus groben Schiefer-, Quarzit- und Quarzgeröllen und zeigt das für periglaziale Bachsedimente typische Bild. Vor allem fällt die schlechte Sortierung des Sedimentes auf. Die Unterkante des Schotterkörpers liegt etwa 20 m über der Aaraue. Darüber folgt ein brauner, schwach marmorierter Lehm (vgl. 4) von wechselnder Mächtigkeit, der den Rest eines fossilen Bodens darstellt. Er wird von zahlreichen senkrechten grauen Streifen durchsetzt, die infolge einer Pseudovergleyung entstanden sind. Die Streifen greifen oft bis auf den liegenden Schotterkörper über. Der braune Lehm ist aus Löß hervorgegangen. Ihm fehlen dort, wo er direkt über dem Schotterkörper liegt, alle gröberen – steinig oder sandigen – Beimengungen. Im westlichen Teil keilt der Schotterkörper aus und die Oberfläche des farbigen Tones steigt stark an. Auch der fossile Boden folgt diesem Anstieg, jedoch schaltet

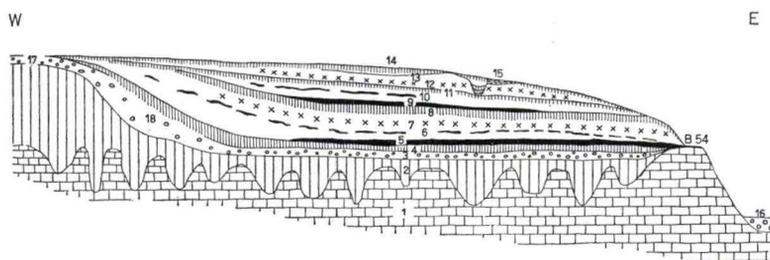


Abb. 1. Schematisches Profil des Aufschlusses bei Hahnstätten.

1. Devonischer Massenkalk – 2. Rot- und graugefleckter Ton – 3. Mittlerer Schotterkörper – 4. Unterer pseudovergleyter brauner Boden – 5. Untere humose Lage – 6. Umgelagerter Braunlehm bzw. Lößkindlhorizont – 7. Unterer Rostfleckenhorizont – 8. Oberer pseudovergleyter brauner Boden – 9. Obere humose Lage – 10. Umgelagerter Braunlehm – 11. Brauner Boden – 12. Oberer Rostfleckenhorizont – 13. Kärlicher Tuffband – 14. Rezentere Boden – 15. Binstuff – 16. Niederterrasse – 17. Höherer Schotterkörper – 18. Lößlehm mit vereinzelt Geröllen

sich hier zwischen dem Ton und dem braunen Lehm eine bis zu 5 m mächtige Lage von braunem rostfleckigem tonigem Lehm ein (vgl. 18), in der zahlreiche Fe-Mn-Konkretionen und vereinzelt Gerölle von Quarz, Schiefer und Quarzit enthalten sind. Dieser Lehm scheint ebenfalls aus einem Löß entstanden zu sein.

Dem fossilen Lößboden über dem Schotterkörper liegt ein 0,5 bis 1 m mächtiges dunkelgraues humoses kalkhaltiges Material auf, dessen Körnung der eines Lösses entspricht (vgl. 5). Darüber folgt eine etwa 1 m starke Lage von graugelblichem, stark kalkhaltigem Löß, dem sich nach oben ein sehr dichter Löß anschließt. Dieser enthält zahlreiche Kalkkonkretionen und Mollusken (vorwiegend *Pupilla muscorum*). An manchen Stellen der Profilwand liegen hierüber noch Fahnen eines braunen Lehmes, der offenbar solifluidal umgelagert und verwürgt wurde (vgl. 6). Es handelt sich dabei allem Anschein nach um die Reste eines fossilen Bodens. Diese bilden das Liegende einer etwa 0,8 m starken Schicht von graugelblichem kalkhaltigem Löß mit vereinzelt Rostflecken. Hieran schließt sich ein 0,20 bis 0,30 m mächtiger, sehr

¹⁾ Die Zahl bezieht sich jeweils auf das schematische Profil (vgl. Abb. 1).

stark rostfleckiger Löß (vgl. 7) an, an dessen oberer Grenze zahlreiche Konkretionen auftreten. Nach einer Lößlage von durchschnittlich 1 m Mächtigkeit folgt dann ein allmählich von hellbraun nach dunkelbraun übergehender, schwach kalkhaltiger 1,3 m starker Lehm. Dieser besitzt ein sehr lockeres Gefüge, das im unteren Abschnitt plattig, im oberen polyedrisch ist. Das Hangende stellt ein brauner, schwach kalkhaltiger plattiger Lehm (vgl. 8) dar, der ebenso wie der unmittelbar über dem Schotterkörper liegende braune Lehm eine deutliche Marmorierung aufweist und Fe-Mn-Konkretionen enthält. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 0,7 m. Auch hier finden sich die senkrechten grauen Streifen, jedoch sind diese leicht in Richtung des schwachen Gefälles schräg gestellt. Das dürfte eine Auswirkung der Solifluktionvorgänge sein, die den Boden überprägt und teilweise abgetragen haben. So finden sich denn auch nur noch an wenigen Stellen Reste eines Staunässeleiters in Form von gelbgrauem, schwach kalkhaltigem Lehm mit großen Fe-Mn-Konkretionen. In den meisten Fällen liegt dagegen dem braunen Lehm unmittelbar ein gelblicher streifig-plattiger Löß auf. Wenn noch Reste eines Staunässeleiters vorhanden sind, folgt darüber häufig ein etwa 0,30 m mächtiger dunkelbrauner humoser Horizont mit leuchtend braunen Flecken (vgl. 9). Das Hangende bildet eine 0,5 bis 1 m starke Lößlage, auf der ein 0,3 bis 0,5 m mächtiger brauner kalkhaltiger Lehm mit bröckelig-polyedrischem Gefüge liegt (vgl. 11). Dieser Boden trägt eine 1,5 bis 2 m starke Lößdecke, die durch einen graugelben, kräftig rostgefleckten Horizont mit vereinzelt Schieferbröckchen und Kalkkonkretionen gegliedert wird (vgl. 12). An manchen Stellen grenzt dieser Horizont unmittelbar an den liegenden Boden (vgl. 11).

In meist sehr geringem Abstand von der heutigen Oberfläche tritt dann schließlich noch ein schwarzgraues Band auf, das manchmal vom B-Horizont der rezenten Parabraunerde erfaßt, an den stärker geneigten Hangteilen sogar schon völlig abgetragen worden ist. So fehlt es zum Beispiel an der Stelle, an der durch die Aufschlußwand offensichtlich der obere Teil eines Erdfalles angeschnitten wurde. In dieser Senke liegt ein weißgrauer Bimstuff von 0,5 m Mächtigkeit. Er wird überlagert von 3 m Lößlehm.

Die rezente Parabraunerde ist entlang der ganzen Aufschlußwand stark erodiert und wird stellenweise nur noch durch eine Pararendzina-Braunerde vertreten.

Nach Westen zu erreicht die Steinbruchwand ein Plateau von 185 m Höhe ü. NN., auf dem ein Aar-Schotterkörper liegt. Die Höhendifferenz zur Aaraue beträgt 40 m. Im Aufschluß läßt sich beobachten, daß die Gerölle dieser Terrasse mit dem Solifluktionmaterial, das auf dem farbigen Ton liegt (vgl. Nr. 18), bis zu dem Schotterkörper (vgl. 3) hinunterziehen, der die Basis der pleistozänen Deckschichten bildet. Die petrographische Zusammensetzung des auf dem Plateau gelegenen Schotterkörpers gleicht der des tiefergelegenen. Allerdings scheint der Anteil der Quarzgerölle auf Kosten der Schiefergerölle zugenommen zu haben. Jedoch dürfte es sich auch in diesem Falle um eine periglaziale Akkumulation handeln.

3. Stratigraphische Deutung

Die stratigraphische Deutung des Profils kann zur Zeit nur auf Grund des Geländebefundes vorgenommen werden. Als Hilfsmittel hierfür bieten sich vor allem die fossilen Böden an. Von diesen zeichnen sich zwei dadurch aus, daß sie das Produkt

von Bodenbildungen sind, die an Intensität den holozänen bodengenetischen Vorgängen kaum nachgestanden haben dürften. Es handelt sich dabei um die Böden, die auf der Abbildung als Nr. 4 und 8 bezeichnet sind. Diese sollen vorläufig als „Pseudogley-Braunlehme“ gekennzeichnet werden. Sie stellen sicher keine Böden dar, die ihre tiefgründige Entwicklung einer Reliefbesonderheit verdanken. Andernfalls ließen sich die Braunlehme wohl kaum auf eine Strecke von nahezu 300 m verfolgen, ohne daß sie ihre spezifischen Merkmale verlieren. Man wird deshalb für ihre Bildung ein Klima verantwortlich zu machen haben, das dem heutigen zum mindesten vergleichbar gewesen ist. Sie dürften also als Böden echter Warmzeiten anzusehen sein. Der obere von ihnen kann deshalb mit einiger Berechtigung der letzten Warmzeit zugeordnet werden. Über diesem liegt stellenweise eine braunfleckige humose Lage, die dem in vielen Lößgebieten auftretenden humosen Komplex des Frühwürms zu entsprechen scheint²⁾. Daß es sich bei dieser Bildung nicht nur um den A-Horizont des darunter liegenden fossilen Bodens handelt, läßt sich im Kalkbruch Dyckerhoff in Wiesbaden-Biebrich an ähnlichen Lagen nachweisen³⁾. Oft wird der untere Teil der humosen Lage allerdings aus dem alten A-Horizont hervorgegangen sein. Letzterer konnte sich sowieso nur in Reliefvertiefungen erhalten, die gegen die später folgende soliflukative Abtragung geschützt waren. Die Bildung der braunfleckigen Humuszonen ist anscheinend ebenfalls auf derartige feuchte Muldenstandorte beschränkt.

Über der humosen Lage des Hahnstätter Profils ist an einigen Stellen ein solifluidal umgelagerter Braunlehm zu erkennen. Der nächste, nach oben folgende Boden (vgl. 11) entspricht mit allen wesentlichen Merkmalen dem in den Lößprofilen bei Kitzingen a. M. auftretenden „Braunen Verwitterungshorizont“ oder „arctic brown soil“ BRUNNACKERS⁴⁾. Der Boden kann deshalb dem Interstadial zugeordnet werden, das augenblicklich die Bezeichnung „Paudorf“ trägt. Nach dieser Bodenbildung fanden erneut Bodenversetzungen statt.

Den letzten pleistozänen „Boden“, der im Profil Hahnstätten nachzuweisen ist, bildet der Rostfleckenhorizont (vgl. 12), der typologisch mit dem „Naßboden“ im Löß III H. FREISINGS zu parallelisieren ist⁵⁾. Nach — oder zum Teil sogar während —

²⁾ Vgl. hierzu u. a. J. FINK 1956, S. 59—60 und 1962, S. 6; K. BRUNNACKER 1958, S. 136—143; I. LIEBEROTH 1962, S. 76.

³⁾ In der Lößdecke im Kalksteinbruch der Dyckerhoffwerke zu Wiesbaden-Biebrich sind zwei breite muldenartige Vertiefungen zu erkennen, die tief in die liegenden Mosbacher Sande eingreifen. Der sonst im allgemeinen in diesem Aufschluß an der Basis der Lößdecke ausgebildete Braunlehm fehlt unter den Mulden. Die Muldenfüllungen bestehen in ihrem tiefsten Teil aus einem braunfleckigen humosen Horizont, der der oben erwähnten Bildung bei Hahnstätten sehr ähnlich sieht. Über diesem tiefsten Horizont folgen nach einer jeweils dazwischenliegenden Lößschicht noch mehrere Humuszonen, die alle keinem B-Horizont aufliegen und deshalb als selbständige Bildungen angesehen werden müssen. Diese Interpretation schließt sich den bereits von J. FINK, K. BRUNNACKER und I. LIEBEROTH gegebenen Darstellungen an.

⁴⁾ Vgl. K. BRUNNACKER 1958, S. 137 u. 140.

⁵⁾ Vgl. H. FREISING, u. a. 1957, S. 10. Hierbei ist aber zu berücksichtigen, daß der Naßboden H. FREISINGS von K. BRUNNACKER stratigraphisch dem Paudorf zugeordnet wird. Laut freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn BRUNNACKER am 28. 5. 1963 gibt es aber auch in Bayern Lößprofile, in denen über dem Paudorfboden ein weiterer Naßboden auftritt.

der Entstehung dieses Horizontes traten abermals soliflukative Bewegungen auf (Einlagerung von Schieferbröckchen).

Bei dem dicht unter dem rezenten Boden gelegenen schwarzgrauen Band handelt es sich um den Kärlicher Basaltuff, der als Leithorizont des jüngsten Würmlösses anzusehen ist⁶⁾. Auch nach Ablagerung des Tuffes traten nochmals erhebliche Solifuktions- und Kryoturbationsbewegungen auf. So zeigt z. B. das südwestlich von Heringen (östlich Hahnstätten) aufgeschlossene Tuffband 1—2 m tiefe Stauchfalten, die hangabwärts geneigt sind⁷⁾.

Der in dem Erdfall liegende Bimstuff wird sehr wahrscheinlich der im Alleröd erfolgten Laacher Eruption zuzuordnen sein. Er gleicht den in Flugsanden bei Mainz von V. SONNE und W. STÖHR und den in einer Düne bei Rüsselsheim von E. BECKER gefundenen Vorkommen⁸⁾. Der über dem Bimstuff liegende Lößlehm stammt wohl von abgetragenem Bodenmaterial aus der näheren Umgebung des Erdfalles.

Zusammenfassend kann über den Würmlöß des Hahnstätter Profiles gesagt werden, daß die Lößsedimentation mindestens einmal durch eine kräftige und mindestens einmal durch eine schwache Bodenbildung unterbrochen wurde. Es läßt sich eigentlich gut die Würmgliederung von I. LIEBEROTH auf das Hahnstätter Profil übertragen. Demnach würde der Rostfleckenhorizont vielleicht dem $W_{\gamma 1}/W_{\gamma 2}$ und der mit dem „Braunen Verwitterungshorizont“ BRUNNACKERS parallelisierte Boden dem W_{β}/W_{γ} LIEBEROTHS entsprechen⁹⁾. Diese Parallelisierung kann allerdings nur mit großem Vorbehalt erfolgen. Vor allem muß berücksichtigt werden, daß von dem jüngsten Würmlöß bei Hahnstätten maximal nur noch 1,5 m erhalten sind.

Für den unter dem oberen Pseudogley-Braunlehm, dem Boden der letzten Warmzeit, liegenden Lößkomplex ist anzunehmen, daß er eine Akkumulation der vorletzten Kaltzeit (Riß) ist. Das Liegende dieses Komplexes bildet der untere Pseudogley-Braunlehm (vgl. 4). Dieser Boden dürfte der vorletzten Warmzeit (Mindel/Riß) zuzuordnen sein. Auf ihm liegt eine humose Zone, die wohl genetisch mit der braunfleckigen humosen Lage über dem oberen Pseudogley-Braunlehm zu vergleichen ist. Der eigentliche Rißlöß wird erstmals durch eine Bodenbildung unterbrochen, von der stellenweise nur noch der Ca-Horizont erhalten blieb (vgl. 6). In der westlichen Hälfte finden sich jedoch noch verwürgte, stark rostfleckige Braunlehmreste. Dieser Boden kann als eine recht intensive Bildung angesehen werden, die später von solifluidalen und kryoturbaten Vorgängen außerordentlich stark überprägt worden ist. Im hangenden Löß tritt dann noch ein Rostfleckenhorizont auf (vgl. 7), der genetisch dem im Würmlöß ausgebildeten Rostfleckenhorizont (vgl. 12) zu entsprechen scheint.

So baut sich der Rißlöß in nahezu gleicher Weise wie der Würmlöß auf. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß in beiden Fällen unter Umständen fossile

⁶⁾ Vgl. E. SCHÖNHALS 1959, S. 313—322 und J. FRECHEN 1959, S. 306—310.

⁷⁾ Vgl. hierzu die Beobachtungen von E. SCHÖNHALS 1959, S. 320; J. FRECHEN u. A. ROSAUER 1959, S. 278—280 und H. ZAKOSEK 1962, S. 30.

⁸⁾ Vgl. V. SONNE u. W. STÖHR 1960 u. Vortrag von E. BECKER auf der DEUQUA-Tagung in Nürnberg 1962.

⁹⁾ Vgl. I. LIEBEROTH 1962, S. 74.

Böden abgetragen worden sind¹⁰⁾. Diese werden indessen kaum echte Warmzeitbildungen gewesen sein, denn aus Gründen, die noch zu erläutern sind, ist es unwahrscheinlich, daß der untere Pseudogley-Braunlehm (vgl. 4) älter als Mindel/Riß ist.

Das Ausgangsmaterial für diesen Braunlehm scheint echter Löß gewesen zu sein. Dieser wurde auf dem Schotterkörper (vgl. 3) abgelagert. Beide Sedimente können aber wohl kaum einer Phase einer Kaltzeit angehören. Man sollte vielmehr annehmen, daß sie zumindest durch eine Wärmeschwankung, wenn nicht durch eine echte Warmzeit getrennt sind. Diese Annahme würde sich bestätigen, falls im Verlauf der weiteren Untersuchungen der Nachweis gelingt, daß der Schotterkörper bereits vor der Verwitterung der Lößdecke von einer Bodenbildung überprägt worden ist. Auf Grund dieser Überlegungen muß man wohl für den Schotterkörper ein altmindelzeitliches, unter Umständen sogar ein günzzeitliches Alter folgern¹¹⁾.

Eine solche Datierung überrascht, weil die Schotterbasis kaum 20 m über der Niederterrasse der Aar (vgl. 19) liegt, der auf dem Plateau gelegene Schotterkörper (17) dagegen eine relative Höhe von 40 m über der Niederterrasse erreicht. Da letzterer bereits unter periglazialen Bedingungen akkumuliert wurde, hat also die pleistozäne fluviatile Eintiefung seit dem Günz oder dem frühen Mindel nur den gleichen Betrag erreicht wie vorher in der Zeit von der Ablagerung des Plateauschotterkörpers bis zur Ausbildung des 20 m tiefer gelegenen Schotterkörpers (vgl. 3). Wenn auch noch nicht sicher zu übersehen ist, inwieweit außer der Zeit hierbei andere Faktoren — z. B. tektonische — eine unterschiedliche Rolle gespielt haben, so dürfte doch auch in diesem Raum mit dem Günz-Mindel bereits ein zeitlich sehr wesentlicher Abschnitt des Pleistozäns vergangen sein¹²⁾.

Der Plateauschotterkörper (vgl. 17) ist von einer Solifluktsdecke (vgl. 18) überfahren worden, die auf den mittleren Schotterkörper (vgl. 3) eingestellt war. Diese Solifluktsdecke besteht überwiegend aus einem rostfleckigen braunen tonigen Lehm, der aus einem Löß hervorgegangen ist. Dabei ist nicht sicher, ob der Lehm den Rest eines ehemaligen Bodens darstellt, oder ob er dadurch entstand, daß feuchte (frühkaltzeitliche) Bedingungen bereits während der Lößsedimentation für eine Verlehmung sorgten. Im letzten Falle könnte man diesen Lößlehm als gleichaltrig mit der Solifluktsdecke und somit auch als gleichaltrig mit dem mittleren Schotterkörper (vgl. 3) ansehen. Im ersten Falle wäre der Lößlehm das Abtragungsprodukt eines Lößbodens, der älter als der mittlere Schotterkörper, aber vermutlich jünger als der Plateauschotterkörper gewesen ist. Für diesen Löß wäre dann die Annahme eines prägünzzeitlichen Alters nicht unwahrscheinlich. Wobei — und das

¹⁰⁾ Außerdem ist an dem im Augenblick nicht zugänglichen Westteil der Aufschlußwand zu erkennen, daß sich zwischen (9) und (10) noch zwei schwache Verbraunungszonen einschalten. Auch der Rostfleckenhorizont (13) teilt sich in diesem Bereich manchmal in ein oberes und in ein unteres Band. Der zwischen diesen Bändern liegende Löß ist ebenfalls schwach verbraunt.

¹¹⁾ Nach F. MICHELS (1938, S. 244) gehört dieser Schotterkörper der „Oberen Mittelterrasse“ an.

¹²⁾ Es sei hier auf J. AHLBURG verwiesen, der beträchtliche pleistozäne tektonische Bewegungen im Limburger Becken annimmt und in diesen die Ursachen der Terrassenbildungen sieht (vgl. J. AHLBURG 1914, u. a. S. 354—358).

gilt für den gesamten Pleistozänkomplex — bei einer solchen stratigraphischen Einstufung Voraussetzung ist, daß die von A. PENCK aufgestellte Eiszeitgliederung zutrifft.

4. Zusammenfassung

Es wird ein Quartärprofil beschrieben, in dem unter einer mehrgliedrigen Lößdecke ein periglazialer Schotterkörper liegt. Im hangenden Teil der Lößdecke ist das Kärlicher Tuffband ausgebildet. Außerdem liegt in einem Erdfall ein weißgrauer Bimsuff, der der allerödzeitlichen Laacher Eruption zuzuordnen ist. Der unter dem Kärlicher Tuffband folgende Profilteil wird durch vier Böden gegliedert. Zwei von diesen sind als echte Warmzeitböden anzusehen. Der obere wird der Riß-Würm-Warmzeit, der untere der Mindel-Riß-Warmzeit zugeordnet. Rißlöß und Würmlöß werden jeweils im unteren Teil durch einen braunen Boden und im oberen Teil durch einen Rostfleckenhorizont geteilt.

Der liegende Schotterkörper ist älter als die Mindel-Riß-Warmzeit. Ein noch älterer periglazialer Schotterkörper tritt im westlichen Teil des Aufschlusses zutage.

Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J.: Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. für 1914, **36**, S. 269—373, Berlin 1915.
- BRUNNACKER, K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb., **76**, S. 129—150, Hannover 1958.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löße in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, S. 49—77, Öhringen 1956.
- Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. geol. Ges. Wien, **54**, S. 1—25, Wien 1961.
- FRECHEN, J.: Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, S. 301—312, Krefeld 1959.
- & E. A. ROSAUER: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, S. 267—282, Krefeld 1959.
- FREISING, H.: Neue Altsteinzeitfunde aus Nordwürttemberg und ihr erdgeschichtliches Alter. — Fundberichte aus Schwaben, N. F. **14**, S. 7—27, Stuttgart 1957.
- LIEBEROTH, I.: Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns. — Forsch. u. Fortschr., **36**, S. 73—77, Berlin 1962.
- MICHELS, F.; Exkursionsbericht in „Summer Field Meeting, 5th July to 19th July, 1937“. — Proc. Geol. Ass., **49**, S. 225—260, London 1938.
- SCHÖNHALS, E.: Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**, S. 313—323, Krefeld 1959.
- SONNE, V. & W. STÖHR: Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz u. Ingelheim. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F. **41**, S. 103—116, Stuttgart 1959.
- ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, Wiesbaden 1962.

Manuskript eingegangen am 12. 7. 1963

Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers*)

**5. Pteropoden-Vorkommen im Hunsrückschiefer
des Hunsrücks und Taunus**

Von

FRITZ KUTSCHER, Wiesbaden

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung: Die Angaben über Pteropodenfunde im Hunsrückschiefer lassen erkennen, daß diese altertümlichen Formen an weit verzweigten Stellen der Hunsrückschiefer-Schichten vorkommen. Pteropoden treten örtlich in großen Mengen auf, wobei der Fundpunkt Gemünden im Hunsrück besonders hervortritt.

Als spezifische Arten aus dem Hunsrückschiefer wurden *Novakia fuchsi* (KUTSCHER 1931) und *Novakia gemündina* RUNZHEIMER 1932 herausgestellt.

Inhalt

1. Einleitung	366
2. Mitteilungen über Pteropoden in der Hunsrückschiefer-Literatur	367
3. Kritische Betrachtung der vorkommenden Arten	368
4. Die Verbreitung der Pteropoden im Hunsrückschiefer	369
5. Artmäßig bestimmte Formen	369
6. Zusammenfassung	370
7. Schriftenverzeichnis	371

1. Einleitung

Die Tatsache, daß der rheinische Hunsrückschiefer eine außerordentliche Fülle von fossilen Raritäten geliefert hat und z. T. auch heute noch liefert, läßt unscheinbare

*) In dieser Reihe bisher erschienen:

- KUTSCHER, F.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 160—164, 2 Tab., Wiesbaden 1962.
- & M. HORN: 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband, S. 134—139, Taf. 13—14, Stuttgart 1962.
- 2. Die Chondriten als Lebensanzeiger. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 494—498, Taf. 36, Wiesbaden 1962.
- 3. Die Anwendung der Röntgentechnik zur Diagnostik der Hunsrückschieferfossilien. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91, S. 74—86, Taf. 9—11, Wiesbaden 1963.
- & M. HORN: 4. Fossilien und organogener Detritus im Sediment. — Ebenda, S. 87—91, Taf. 12.

Tierformen unbeachtet oder aber stark in den Hintergrund treten. Im folgenden soll eine solche Tiergruppe, die nur sehr kleine, bis zu wenigen Millimetern große Formen aufzuweisen hat, besprochen werden. Es handelt sich um Novakien, Tentaculiten und Styliolinen (Pteropoden).

2. Mitteilungen über Pteropoden in der Hunsrückschiefer-Literatur

Vertreter der Pteropoden (Flügelschnecken) kommen in den tonigen Sedimenten des Unterdevons häufig vor; sie geben dort ganzen Schichtkomplexen ihren Namen (Tentaculiten-Schichten im tieferen Unterdevon). Auch im Hunsrückschiefer sind sie örtlich in reicher Menge überliefert worden.

Erstmals werden Tentaculiten von E. KAYSER (1880) aus der Kaisergrube von Gemünden erwähnt.

1889 nennt FRECH (S. 186) das Vorkommen von Tentaculiten in Gemünden unter den häufigeren Elementen der dortigen Hunsrückschiefer-Fauna.

SANDBERGER (1889, S. 22) verweist auf die KAYSERSchen Angaben von Tentaculiten bei Gemünden mit dem Zusatz, daß ihm in Nassau noch keine bekannt geworden seien.

In den Erläuterungen zu Bl. Buhlenberg führt LEPPLA (1898) in einer kleinen Fossiliste Tentaculiten im Hunsrückschiefer an.

Nach längerer Pause erscheinen dann mehrere Hinweise und auch Neubeschreibungen von Pteropoden aus der ersten Blütezeit des Bekanntwerdens der berühmten Hunsrückschiefer-Fauna. Es sind dies:

BROILI 1929, S. 265: „Die Oberfläche eines Carapax von *Heroldina rhenana* von Gemünden ist mit zahlreichen kleinen Tentaculiten übersät. Auch die Umgebung ist dicht bedeckt. Möglicherweise fanden die Tentaculiten an den Zerfallsprodukten Nahrung.“

FUCHS 1930 (Erl.Bl. Bad Schwalbach) nennt vom Fundpunkt Vicinalweg östlich Wolfsgraben südlich Ramschied aus Kieselgallen

Tentaculites n. sp. (vereinzelt),

Styliolina hunsrückiana n. sp. (sehr häufig)

und vom Fundpunkt Hohe Straße zwischen Rachelbach und Hohewald SW Bad Schwalbach

Styliolina hunsrückiana n. sp.,

sehr lang, spitz kegelförmig (sehr häufig),

Tentaculites n. sp. (cf. *scalaris* SANDBERGER).

GÜRICH 1931, S. 230: „Die kleinsten pyritisierten Fossilreste im Schiefer sind schlank kegelförmige Steinkerne oder plattgedrückte Schälchen von *Novakia* GÜR. (*Tentaculites* aut.) von etwa 3 mm Länge; manche namentlich dolomitische Partien des Gesteins der Bundenbacher Vorkommnisse sind sehr reich daran. Für eine Artbestimmung ist die Erhaltung ungünstig. Auch im Dünnschliff der Knollen im Schiefer sind die Längs- und Querschnitte der Röhren teils dolomitisiert, teils verkieselt wohl zu erkennen, aber nicht näher bestimmbar. Noch kleinere Pyritkugeln, die etwa der Embryonalblase von *Novakia* entsprechen, sind noch weniger deutbar.“

RUD. RICHTER 1931, S. 310, 333 erwähnt die Kieserhaltung von *Novakia* im Hunsrückschiefer.

F. KUTSCHER 1931, S. 212—214: „Örtlich kommt es zu Anreicherungen von Tentaculiten, die eine weite Verbreitung in Gemünden besitzen. Selten sind es ganze Exemplare, meistens sind die Spitzen oder der obere Teil abgebrochen. Neu beschrieben wurde die Art *Tentaculites fuchsi* KUTSCHER von der Kaisergrube in Gemünden. Styliolinen kommen in Gemünden häufig vor, und zwar recht große Formen.“

H. RUNZHEIMER 1932 (S. 87—91) beschreibt, ebenfalls von Gemünden, *Novakia gemündina* als neue Art aus dem Hunsrück-schiefer, wobei auf *Novakia intermedia* BARRANDE (1867, S. 132, Taf. 14, Fig. 33—35) als eine Form von ähnlichem Habitus verwiesen wird.

F. KUTSCHER 1933 nennt verkieste Tentaculiten und andere kleine organische Reste von der Dachschiefergrube Rothsberg nordöstlich Gemünden.

Nach längerer Pause gelangten in den letzten Jahren wieder Notizen über Pteropoden in die Literatur. Zu nennen sind hier:

ENGELS (1955, S. 69) erwähnt aus der Nähe der Grubengebäude „Gute Hoffnung“ im Leimbachtal nördlich Bacharach aus Grauwackenschiefern *Tentaculites* cf. *alternans* und *Tentaculites* sp.

Von dem gleichen Tentaculiten-Fundpunkt berichten KUTSCHER & HORN (1962). Mehrere Tentaculitenbruchstücke sind in der Fig. 2 der Taf. 14 sichtbar. Sie zeigen unregelmäßige wulstige Ringe, die mit den vorgenannten Gemündener Arten durchaus vergleichbar sind.

Gelegentlich der Verfolgung von Strömungsanzeichen im Gemündener Hunsrück-schiefermeer weist SEILACHER (1960, S. 98, Abb. 10) auf das scharenweise Vorkommen von kleineren Tentaculiten und orthoconen Cephalopoden hin. Sie sind hier — entgegen den sonstigen Beobachtungen — relativ selten eingesteuert. Sogar neben eingesteuerten Seesternen und Crinoiden liegen sie oft wirr und ungerregelt durcheinander. SEILACHER glaubt, daß zum Transport der Echinodermen eine geringere Strömung genügte, oder daß die Tentaculiten schon zu fest in zähem Schlamm klebten, um noch transportiert werden zu können.

3. Kritische Betrachtung der vorkommenden Arten

Die Literaturschau ergibt, daß der Erhaltungszustand der gefundenen Pteropoden nur in Einzelfällen zu Artbestimmungen ausreicht. Zumeist ist nur die Gattung bestimmbar.

FUCHS (1930) nennt die neuen Arten

Styliolina hunsrückiana n. sp.

Tentaculites n. sp.

Tentaculites n. sp. (cf. *scalaris* SANDBERGER).

Die Kieselgallen mit den genannten Arten befanden sich in der Sammlung der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin. Sie sind von A. FUCHS nicht beschrieben worden; es existieren lediglich die Namen auf den Etiketten und in der erwähnten Erläuterung zur Geol. Karte 1:25000 Bl. Bad Schwalbach.

Die von KUTSCHER (1931) und RUNZHEIMER (1932) neu beschriebenen, in Gemünden vorkommenden Arten

Tentaculites fuchsi und
Novakia gemündina

ähneln sich sehr, sowohl in der Größe als auch in der Skulptur. Der Verdacht liegt nahe, daß es sich um Varietäten handeln könnte, die sich durch die wechselnde Zahl der Längsrippchen unterscheiden.

RUNZHEIMER (1932) war es gelungen, bei einem Tier einen tadellos erhaltenen Embryonalnucleus zu beobachten (Abb. 1, Holotypus), was ihn dazu berechtigte, die Gemündener Art der Gattung *Novakia* GÜRICH zuzuweisen („Gattung *Novakia* GÜRICH: Kleine dünne konische Schälchen mit deutlichen Embryonalbläschen und mit kräftiger Querskulptur (Ringelung) und feinerer Längsstreifung. Form und Skulptur wechseln bei den verschiedenen Arten in geringen Grenzen.“).

Mit gutem Recht wird man die von mir 1931 aufgestellte Art ebenfalls zur Gattung *Novakia* stellen dürfen.

Die von FUCHS (1930) gesammelten Kieselgallen mit den erwähnten Styliolen und Tentaculiten von Bl. Bad Schwalbach habe ich während meiner Berliner Zeit öfters in Händen gehabt. Von den Gemündener Arten unterscheiden sie sich grundlegend durch ihre geringere Größe; sie gehören wahrscheinlich einem anderen Formenkreis an.

An vielen Stellen der Erde wird den Pteropoden heute besondere Beachtung geschenkt. Neben der artlichen Festlegung versucht man sie auch für die Stratigraphie nutzbar zu machen. Es ist daher geboten, den Pteropodenfunden und -formen im Hunsrückschiefer eine gebührende Aufmerksamkeit zu erweisen.

4. Die Verbreitung der Pteropoden im Hunsrückschiefer

Pteropodenfunde liegen von verschiedenen Stellen des Hunsrückschiefers vor. Sicherlich sind die Vorkommen noch weit verbreiteter, als es nach den sparsamen Fundmitteilungen erscheinen mag. Wie so häufig im Hunsrückschiefer, wo nur das außergewöhnliche und bestechende Fossil Bedeutung hat, wurden und werden sie wegen ihrer Unscheinbarkeit wenig oder gar nicht beachtet.

Die Verteilung auf weit auseinanderliegende Fundpunkte im Hunsrück, am Mittelrhein und im Taunus, dazu örtlich die große Häufigkeit, lassen vermuten, daß Pteropoden im Hunsrückschiefermeer heimisch waren. Namentlich die Dachschiefergruben bei Gemünden und Bundenbach förderten reichliches Material, was auch heute noch auf manchen Dachschieferhalden in achtenswerter Menge gefunden werden kann.

5. Artmäßig bestimmte Formen

Aus den Hunsrückschiefer-Schichten wurden mehrere Arten neu aufgestellt, beschrieben jedoch nur folgende 2 Arten:

Novakia fuchsi (KUTSCHER 1931)

Diese Art ist auf Abb. 3 der Taf. 2 bei KUTSCHER 1931, S. 213 abgebildet und beschrieben.

Holotypus: Früher in der Sammlung des Geol.-Paläontol. Inst. der Universität Berlin; heute wahrscheinlich ebenda (Humboldt-Universität).

Die stets verkiesten Exemplare kommen recht zahlreich vor und können auf der Halde der ehemaligen Kaisergrube, von wo auch der Holotypus stammt, heute noch gesammelt werden.

Diagnose: Spitz-kegelförmig, mindestens 3, wahrscheinlich bis zu 5 mm lang. Die Skulptur besteht aus wulstigen Querringen, die nach oben undeutlicher werden. Die Abstände der Querringe sind unregelmäßig. Charakteristisch sind 8 gerundete Längsrippen, die über die Schale und die wulstigen Querringe hinübersetzen.



Abb. 1. *Novakia fuchsi*
(KUTSCHER). Kopie aus
KUTSCHER 1931, Taf. 2, Abb. 3
19/1. — Kaisergrube Gemünden



Abb. 2. *Novakia gemündina*
RUNZHEIMER. Nachzeichnung:
RUNZHEIMER 1932, S. 89, Abb. 1
Holotypus. — 30/1. — Senck. Mus.
(XIV 7a)



Abb. 3. *Novakia gemündina* RUNZ-
HEIMER. Nachzeichnung: RUNZ-
HEIMER 1932, S. 89, Abb. 2.
Paratypoid. — 20/1. — Senck.-Mus.
(XIV 7b)

Novakia gemündina RUNZHEIMER 1932

Beschrieben und abgebildet bei RUNZHEIMER 1932, S. 89—90, Abb. 1 und 2.

Holotypus: Senckenberg-Museum (XIV 7a).

Paratypoiden: Senckenberg-Museum (XIV 7b).

Diagnose: Eine *Novakia* mit schlankem Gehäuse. Wachstumszunahme gering und gleichmäßig. Embryonalnucleus länglich eiförmig. Zwischen der Embryonalblase und dem geringelten Teil des Gehäuses ein verhältnismäßig langer, schlanker, ungeringelter Hals. Querringe stumpfgerundet, knotenförmig. Zwischenräume konkav; zwei- bis vierfache Breite der Ringe. Längsrippchen verhältnismäßig stark; sie überziehen die Ringe und sind hier leicht angeschwollen. Nach dem Jugendende hin verlieren die Längsrippchen deutlich an Schärfe.

6. Zusammenfassung

Den Pteropodenvorkommen und -funden im Hunsrückschiefer wurde bisher nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Sie werden, seit E. KAYSER 1880 erstmalig darauf aufmerksam machte, nur selten in der Literatur erwähnt.

Sie sind bisher von verschiedenen Stellen im Hunsrück und Taunus bekannt geworden, zumeist in größerer Häufigkeit. Ein Schwerpunkt des Auftretens scheint in Gemünden zu liegen, von wo auch früher 2 neue Arten:

Tentaculites fuchsi KUTSCHER

Novakia gemündina RUNZHEIMER

beschrieben wurden. Zumeist reicht bei den Funden der Erhaltungszustand nur zu einer Gattungsbestimmung aus.

Neuaufsammlungen und Vermehrung der Funde sind sehr erwünscht; eine kritische Bearbeitung aller Formen müßte angeschlossen werden.

7. Schriftenverzeichnis

- BROILI, F.: Ein neuer Archaeostrace aus dem rheinischen Unterdevon. — Sber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt., Jg. 1929, S. 263—271, München 1929.
- ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen am Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 14, 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf., Wiesbaden 1955.
- GÜRICH, G.: Leitfossilien. — 2. Lfg., Taf. 29—52, Berlin 1909.
- *Mimaster hexagonalis*, ein neuer Kruster aus dem unterdevonischen Bundenbacher Dachschiefer. — Palaeont. Z., 13, S. 204—238, 11 Abb., Berlin 1931.
- KAYSER, E.: Über *Dalmanites rhenanus*, eine Art der Hausmanni-Gruppe, und einige andere Trilobiten aus den älteren rheinischen Dachschiefern. — Z. deutsch. geol. Ges., 32, S. 19—23, Taf. 3, Berlin 1880.
- KUTSCHER, F.: Zur Entstehung des Hunsrückschiefers am Mittelrhein und auf dem Hunsrück. — Jb. nass. Ver. Naturk., 81, S. 177—232, 2 Taf., Wiesbaden 1931.
- Über gestreifte Schiefer in den unterdevonischen Dachschiefern von Gemünden. — Z. prakt. Geol., 41, S. 131—133, 2 Abb., Halle (Saale) 1933.
- & M. HORN: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband, S. 134—139, Taf. 13 u. 14, Stuttgart 1962.
- LEPPLA, A.: Erl. geol. Spec.-Kte. Preußen u. thür. St., Lfg. 63, Bl. Buhlenberg (6308), 37 S., Berlin 1898.
- RICHTER, RUD.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer; zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins. — Senckenbergiana, 13, S. 299—342, 16 Abb., Frankfurt a. M. 1931.
- RUNZHEIMER, H.: *Novakia gemündina* n. sp., ein Pteropod aus dem Hunsrückschiefer (Unterdevon) des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, 14, S. 87—91, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1932.

Manuskript eingegangen am 18. Juni 1963

B.
Amtlicher Teil

Tätigkeitsbericht

des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 1. — 31. 12. 1962

Das Hessische Landesamt für Bodenforschung hat seine Tätigkeit in der Berichtszeit wie in den vergangenen Jahren weitergeführt. Termingebundene Forderungen nach praktischen Beratungen haben auch während dieses Jahres den Arbeitsgang bestimmt. Trotzdem konnte das Amt die geologische Landesaufnahme, die die Grundlage jeder wissenschaftlichen und angewandten geologischen Arbeit in und außerhalb des Amtes bedeutet, im wesentlichen in Übereinstimmung mit dem Arbeitsplan durchführen.

Besonders vermerkt zu werden verdient die Tatsache, daß die seit Jahren schwebende Regelung des Eigentumsrechts an der Bibliothek geklärt wurde und diese, die in ihrem älteren Teil aus dem Besitz der Preußischen Geologischen Landesanstalt bzw. des Reichsamtes für Bodenforschung stammte, nach der Zustimmung der Länder durch einen Vertrag zwischen dem Bund und dem Land Hessen in den Besitz des Landes Hessen übergegangen ist.

Die Arbeiten in den Abteilungen Hydrogeologie und Ingenieurgeologie sind auch im Berichtsjahr überwiegend gutachterlicher Art gewesen, haben in ihrer Auswirkung aber die Leistung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung weiten Kreisen vor Augen geführt. Soweit vertretbar und zugänglich, wurde den beiden überlasteten Abteilungen Unterstützung durch Angehörige der Abteilung Kartierung gewährt. Das hatte aber mit zur Folge, daß die geologische Grundlagenforschung, die überaus dringlich, unerlässlich und zum Teil Nachholarbeit vorstellt, immer wieder eingeschränkt werden mußte.

Die Bemühungen um die landwirtschaftliche Neuordnung und die damit verbundene Flurbereinigung bedeuten auch für das Hessische Landesamt für Bodenforschung eine stärkere Tätigkeit auf dem Sektor Bodenkunde. Während des Berichtsjahres wurden ferner die notwendigen Vorbereitungen getroffen, um die Ausarbeitung von Bodengütekarten auf Grund der Unterlagen der Bodenschätzung im Jahre 1963 anlaufen zu lassen.

Wie bisher waren auch im Berichtsjahr weiterhin mehrere wissenschaftliche Bedienstete als Mitglieder von Fachausschüssen, Kommissionen und Arbeitskreisen mit fachlichen Sonderaufgaben betraut.

6 Mitarbeiter des Amtes übten zusätzlich eine Lehrtätigkeit an den Hochschulen Darmstadt, Gießen, Mainz und Marburg aus.

Die anschließenden Einzelberichte geben einen Einblick in die Tätigkeit der Abteilungen (und Referate) des Amtes.

Abt. I. Geologische Landesaufnahme, Paläontologie und angewandte Geophysik

Geologische Kartierung im Rahmen des Kartenwerks 1:25000

Die geologische Kartierung wurde gemäß Arbeitsplan weitergeführt. Auch im abgelaufenen Jahr war es öfters unvermeidlich, daß Kartierer wegen dringender anderweitiger Aufgaben zeitweise aus ihren Kartierungsarbeiten herausgenommen werden mußten.

Abgeschlossen wurden die geologischen Feldarbeiten auf den Blättern 5223 Queck und 5323 Schlitz. In beiden Fällen handelt es sich um Erstkartierungen. Fast ganz erfüllt der Buntsandstein diese Blattgebiete. Es gelang, mit Hilfe der neu entwickelten Faziesgliederung des Buntsandsteins eine recht detaillierte Flächengliederung durchzuführen, und darauf aufbauend konnten die Lagerungsverhältnisse der Gesteine recht genau erkannt werden. Für die Lösung der vielfachen praktischen Aufgaben des Amtes haben diese neuen Kartenblätter nunmehr eine wertvolle, unterstützende Bedeutung.

Die 1962 durchgeführten Kartierungen und sonstigen Spezialarbeiten sind in der folgenden Aufzählung zusammengestellt:

4719 Korbach	Auf dem fertig kartierten Blatt wurden ergänzende Fossilauflösungen, Profilaufnahmen und Schürfarbeiten im Paläozoikum und Mesozoikum ausgeführt.
4720 Waldeck	30 km ² Fläche wurden neu aufgenommen.
4723 Kassel-Niederzwehren	98 km ² Fläche wurden kartiert.
4820 Bad Wildungen	45 km ² Fläche wurden neu aufgenommen.
5215 Dillenburg	32 km ² Fläche wurden kartiert.
5224 Eiterfeld	Die Feldarbeiten wurden bis auf kleinere Restteile fortgeführt.
5324 Hünfeld	Die Feldkartierung wurde begonnen und ca. 48 km ² Fläche auskartiert.
5523 Neuhof	Die Feldkartierung der Südhälfte des Blattes wurde in Angriff genommen; 57 km ² wurden aufgenommen.
6217 Zwingenberg	85 km ² Fläche wurden kartiert.

Allgemeine Kartierungsarbeiten und Erhebungen zur Stratigraphie

Die Kartierungsarbeiten der vergangenen Jahre auf den Blättern Queck, Schlitz, Eiterfeld und Hünfeld erfaßten kalisalzthöfliche Gebietsteile. Es bahnte sich dadurch eine für die Kartierung recht fruchtbare Zusammenarbeit mit der Kali-Industrie dieses Raumes an. Die Kartierungsergebnisse der Firmen und des Amtes wurden ausgetauscht, die beiderseitigen geophysikalischen Messungen zusammengetragen und nicht zuletzt boten oftmals gemeinsame Aussprachen und Besichtigungen von Aufschlüssen und Tiefbohrungen Anlaß zu fruchtbarem Gedankenaustausch.

Eine im Zechstein des Kellerwaldrandes angesetzte Bohrung wurde durchgeführt und ausgewertet. Diese Bohrung dient der genauen Aufstellung eines Zechstein-Profiles am Rande des Schiefergebirges und einer Parallelisierung mit den durch die vorerwähnten Aufschlußbohrungen nachgewiesenen Verhältnissen im Beckenraum.

Bohrungen im Buntsandsteinbereich wurden zusammen mit den Herren Geologen der anderen Abteilungen im Hause laufend verfolgt, wie auch Aufschlüsse im Bereich der in Bauvorbereitung befindlichen Autobahn im Hinblick auf die Kartierung ausgewertet wurden.

Im Hunsrückschiefergebiet des Wispertales und seiner Nebentäler wurden Begehungen ausgeführt und alte und neue Stollenanlagen zur Klärung stratigraphischer und tektonischer Fragen mit den Sachbearbeitern der Abteilung IV verfolgt.

Die zur Stilllegung kommenden Eisenerzgruben im Lahn-Dill-Revier wurden wiederholt befahren zur Aufnahme der zuletzt erreichten Abbaue und Streckenaufschlüsse im Hinblick auf die stratigraphische und tektonische Auswertung für die Kartierung in der Lahn-Dill-Mulde.

Ebenso wurden Neuaufschlüsse in den im Umbau befindlichen Eisenbahntunnels der Strecke Gemünden-Fulda-Göttingen verfolgt.

Biostratigraphie und Paläontologie

Es wurden Symbol-Vorschläge für die oberdevonischen Kartiereinheiten in Hessen und den benachbarten Bundesländern ausgearbeitet.

An Fossilfundpunkten und Profilen der Lahnmulde wurden biostratigraphische Untersuchungen durchgeführt. Dasselbe gilt für Fossilaufsammlungen auf Blatt Wildungen sowie Feldaufsammlungen von Vergleichsmaterial an Typuslokalitäten und Schürfen im Oberharz und in der Eifel, die gemeinsam mit Vertretern der Geologischen Landesämter in Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz ausgeführt wurden.

An Neuaufschlüssen, die zum Teil auf den Straßenbau zurückgehen, wurden zur biostratigraphischen Einstufung Fossilaufsammlungen sowie Revisionsbegehungen auf den Blättern Oberscheld, Dillenburg, Herboren und Ballersbach durchgeführt.

Angewandte Geophysik

Die im Rahmen des Geophysikalischen Forschungsprogrammes auf Eisenerze seit Jahren ausgeführten geophysikalischen Messungen wurden weiter überwacht und ausgewertet. Die Feldarbeiten sind abgeschlossen worden.

Mit der Einrichtung eines geophysikalischen Archivs wurde begonnen. Eine Schwere-Übersichtskarte 1:300 000 von Hessen wurde bearbeitet. Die Salzdettfurth AG. wurde hinsichtlich eines erdmagnetischen Meßprogramms im nordwestlichen Kaligebiet Hessens beraten.

Für die geologische Kartierung auf den Blättern Hersfeld und Fulda wurden regionalmagnetische Anomalien sowie das erdmagnetische Z-Feld erfaßt bzw. Vorbereitungen getroffen, um diese Daten im Maßstab 1:100 000 zusammenzustellen.

An Geländeaufnahmen zur Feststellung seismischer Amplitudenbeschleunigung wurde teilgenommen.

Zur Unterstützung der Feldkartierung auf den verschiedenen Blättern wurden von einem Meßtrupp geophysikalische Geländearbeiten ausgeführt und ausgewertet. Zu nennen sind hier:

4722 Kassel-Niederzwehren	Erdmagnetische und geoelektrische Feldarbeiten zur Erfassung und Abgrenzung von Basalttuffen.
4723 Oberkaufungen	Fortsetzung erdmagnetischer Messungen zur Lokalisierung der Basaltvorkommen.
4820 Bad Wildungen	Radioaktive, elektrische und erdmagnetische Feld-Versuchsmessungen zur Erfassung der Diabase und geologischer Grenzen.
5215 Dillenburg	Erdmagnetische und radioaktive Feldmessungen zur Festlegung geologischer Gesteinskomplexe und der Tektonik.
5223 Queck	Auswertungsarbeiten und Zusammenstellung früherer Meßergebnisse.
5224 Eiterfeld	Erdmagnetische Aufnahmen an Basaltvorkommen.
5323 Schlitz	Erdmagnetische Spezialkartierung von Basaltvorkommen.

Sonstiges

Eine Stellungnahme zu *Bauleitplänen* erfolgte in 124 Fällen von 132 dazu eingegangenen Anträgen. Die Anträge verteilten sich auf die einzelnen Regierungsbezirke in der folgenden Weise:

Regierungsbezirk Darmstadt	28
„ Kassel	66
„ Wiesbaden	38.

Abt. II. Lagerstättenkunde, Mineralogie, Petrographie, Geochemie,

Lagerstättenkunde

Eisenerze

Die Beratung der Erzbergbaubetriebe des Lahn-Dill-Reviers in Fragen der Aufsuchung von Lagerteilen sowie feinstratigraphische und petrographische Untersuchungen an den Roteisenerzen dieses Gebietes wurden fortgesetzt. Der Umstand, daß eine ganze Reihe von Bergwerken dieses Raumes zum Erliegen kommt, verlangte eine beschleunigte und verstärkte Bestandsaufnahme der durch die Grubenbaue aufgeschlossenen Lagerstättenteile. Diese Arbeiten dienten sowohl der weiteren Aufklärung über die Entstehung der Eisenerze vom „Lahn-Dill-Typ“ als auch der Fortführung des Manuskriptes über das Erzrevier für das Sammelwerk „Deutsche Eisenerzlagerstätten“.

Uran

Die Untersuchungen über Uranvorkommen in Nordhessen wurden abgeschlossen. Ein Gesamtbericht über die vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung seit 1959 betriebenen Uranforschungen ist fertiggestellt worden.

Braunkohle

Die Braunkohlenbergwerksbetriebe in Nordhessen wurden wie in früheren Jahren beraten. Die Tagebau-Aufschlüsse wurden verfolgt, Profile aufgenommen und diese geologisch und auch hinsichtlich bergmännischer Fragen ausgewertet.

Kali und Erdöl

Die Kali- und Erdöl-Aufschlußbohrungen wurden wie in den Vorjahren verfolgt. Ebenso wurden geophysikalische Bohrlochdiagramme und Schichtenverzeichnisse zur Erweiterung der Erkenntnisse des Deckgebirges des Werra-Kali-Reviere bearbeitet. In Zusammenarbeit mit der Kali-Industrie wurden zugleich mit der Überwachung der Versenkung der Kaliendlaugen die geologischen Möglichkeiten verstärkter Versenkung überprüft. Der Erfassung von Auslaugungsräumen in den Salzlagern und ihrer regionalen Verbreitung wurde dabei besonderes Augenmerk geschenkt.

Steine und Erden

Für die Vorratsermittlung und Bewertung von Gesteins-, Ton-, Sand- und insbesondere Kiesvorräten für den Autobahnbau wurden 11 Gutachten ausgearbeitet.

Lagerstättenkarten

Für die lagerstättenkundliche Übersichtskarte für den wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Nidda wurde ein Erläuterungsbericht verfaßt.

An lagerstättenkundlichen Übersichtskarten für den Gesamttraum der Bundesrepublik Deutschland wurde mitgearbeitet.

Petrographie und Geochemie

Für die Neukartierung der Blätter Wolfhagen, Schlitz, Queck und Oberkaufungen wurden petrographische Untersuchungen durchgeführt. Diese Arbeiten umfaßten im einzelnen: die Typengliederung der Basalte des Blattes Wolfhagen auf Grund mikroskopischer Mineralbestandsaufnahmen aller Basaltvorkommen im Blattgebiet, die mikroskopische Untersuchung der Basalte auf Bl. Oberkaufungen und der Verfolgung von thermometamorphen Veränderungen von Tertiärsedimenten an Basaltkontakten, die petrographische Untersuchung von typischen Schichtgliedern des Buntsandsteins aus dem Bereich der Blätter Schlitz und Queck nebst Korngrößen- und Schwermineral-Analysen.

Das Problem des Aufstiegs der tertiären Basalte wurde an einem Beispiel (Wickersberg b. Langendernbach) parallellaufend zu geophysikalischen Messungen petrographisch näher untersucht und der Schlotbereich von der Basaltausflußdecke abgegrenzt. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen.

Mit der Untersuchung der Zersetzung bei Tertiärbasalten, einer die Basaltindustrie stark berührenden Frage, wurde begonnen. Basalte aus dem Vogelsberg, aus Nordhessen und dem Westerwald wurden dabei herangezogen und ihre Zersetzminerale röntgenologisch ermittelt.

Die petrographische Bearbeitung der Gesteine des Diabasvulkanismus im Lahn-Dillgebiet wurde vorwiegend an Hand von Bohrkernproben und von Proben aus dem Untertagebergbau fortgesetzt.

Chemisches Laboratorium

Nach dem Ausscheiden von Herrn Oberregierungsgeologen Dr. P. Pfeffer hat Herr Dipl.-Chemiker Thielicke ab 16. 1. 1962 die Leitung des Laboratoriums übernommen.

Das Chemische Laboratorium hatte im Berichtszeitraum weiterhin Mühe, allen ihm von den Abteilungen des Amtes zugehenden Anforderungen gerecht zu werden. Es wurden ausgeführt:

1. Zur Unterstützung der petrographischen Arbeiten für die Neukartierung 1:25000:
 - 10 Gesteinsvollanalysen
vorwiegend von Basalten des Blattes Oberkaufungen
 - 17 Gesteins-Teilanalysen
vorwiegend von Gesteinen des Blattes Korbach.
2. Zur Unterstützung der Abteilung Bodenkunde für deren Arbeiten zur bodenkundlichen Kartierung und zur Standortkartierung für Wein- und Obstbau:
 - 405 Boden-Teilanalysen
 - 85 Spurenelement-Bestimmungen (Mg, Mn und B).
3. Zur Unterstützung der Abteilungen Hydrogeologie und Ingenieurgeologie für Gutachten und hydrogeologische Kartierung:
 - 30 Wasseranalysen.

Abt. III. Hydrogeologie

Die hydrogeologischen Erkundungen im Zusammenhang mit der geologischen Kartierung beschränkten sich auf Auswertungsarbeiten an Unterlagen, die in früheren Jahren im Raum der Blätter Korbach und Oberkaufungen beschafft worden waren.

In der Trockenheit des Herbstes 1962 wurde der aus dem unterirdischen Wasservorrat gespeiste Abfluß der im Vogelsberg gelegenen Wasserläufe an zahlreichen Stellen gemessen, um Rückschlüsse auf die hydrogeologischen Verhältnisse dieses Gebirges, einem der wichtigsten hessischen Wasserspeicher, zu ziehen.

Im Zusammenhang mit praktischen Fragen wurden auf den Blättern Mengerhausen und Korbach die dortigen Karstwasserhältnisse mittels Kennzeichnung des unterirdischen Wassers durch gefärbte Bärlappsporen erkundet.

Mehrere Meßstellen wurden im Hinblick auf ihre Eignung zur Aufnahme in den Landesgrundwasserdienst beurteilt. Die Sammlung von Grundwasseranalysen wurde fortgesetzt. Geeignete Standorte für den Bau von Lysimetern wurden ausgewählt.

Praktische Aufgaben

Im Jahre 1962 wurden 561 Gutachten abgegeben (gegenüber 626 im Jahre 1961 und 497 im Jahre 1960). Davon entfallen auf den Regierungsbezirk Darmstadt 305, den Regierungsbezirk Kassel 130 und den Regierungsbezirk Wiesbaden 126 Gutachten. Von diesen Gutachten befaßten sich 145 mit öffentlicher Wasserversorgung, 40 mit der Wasserversorgung von Aussiedlern, 85 mit der Festsetzung von Wasserschutzgebieten und 177 mit der Grundwassergefährdung durch Lagerflüssigkeiten, Kläranlagen, Müllablagerungen und dgl.

Die Zahl der erstatteten Gutachten zur Festsetzung von Wasserschutzgebieten ging im Jahre 1962 auf 85 gegenüber 262 im Jahre 1961 zurück. Die Ursache liegt im Erlaß der Verwaltungsvorschriften über die Festsetzung von Wasserschutzgebieten vom 8. 1. 1962, die die Einleitung der Festsetzungsverfahren in die Hand der Oberen Wasserbehörden gaben. Vorher waren derartige Gutachten in großem Um-

fange von den Wasserversorgungsunternehmen, den Landräten, den Gesundheitsämtern, den Kreisbauämtern und anderen Stellen beantragt worden.

Die Zahl der Gutachten zu grundwassergefährdenden Anlagen, hauptsächlich zur Lagerung von Heizöl, stieg von 67 im Jahre 1961 auf 177 im Jahre 1962. Dieser Anstieg ist auf den Erlaß der „Vorläufigen Verwaltungsvorschriften über das Befördern und Lagern wassergefährdender Stoffe“ vom 28. 2. 1962 zurückzuführen.

Hydrogeologische Beratung befaßte sich mit mehreren größeren Vorhaben von überörtlicher Bedeutung, z. B. mit der Grundwassererschließung des Wasserverbandes Wasserwerk Ried, der Grundwassererkundung des Landes Hessen mittels Versuchsbohrungen im bayerischen Spessart, dem Bau des unterirdischen Speichers für Kokereigas in Gernsheim und dem Bau der Rohöffernleitung von der hessischen Landesgrenze im Gebiet von Limburg bis Kelsterbach.

Es wurden rund 290 Wasserbohrungen verfolgt. Zahlreiche Wasserbohrungen (164) und sonstige Bohrungen (479) konnten aus Zeitmangel nicht ausgewertet werden. Sehr viele weitere Bohrungen (über 400) sind geologisch zwar aufgenommen, die Schichtenverzeichnisse aber noch nicht aufgestellt worden.

Abt. IV. Ingenieurgeologie

Im Kalenderjahr 1962 wurden von der Abteilung IV insgesamt 191 Gutachten erstattet. Darüber hinaus wurden fast täglich mündliche und fernmündliche Auskünfte und Gründungsberatungen an die staatlichen Bauämter und andere Dienststellen des Landes, des Bundes und der Gemeinden erteilt.

In der Zahl der 191 ingenieurgeologischen Gutachten sind u.a. folgende Projekte inbegriffen:

- 13 Universitäts- und Hochschulbauten
- 17 Behördenbauten
- 14 Bauvorhaben für die Bundeswehr
 - 9 Schulen, Krankenhäuser, Dorfgemeinschaftshäuser u. ä.
- 45 Aussiedlerhöfe
 - 9 BAB Trassen-Beurteilungen (Teilstrecken) und allgemeine Straßenbaugutachten
 - 3 größere Rutschungen
 - 7 Talsperren und Hochwasser-Rückhaltebecken
 - 5 Gutachten für Felsbau.

Von Beratungen größeren Umfangs, die teilweise noch nicht abgeschlossen sind, seien namentlich genannt:

Die Begutachtung für die Erhaltung des Herkulesbauwerkes in Kassel und für die Erhaltung der Kalbe auf dem Hohen Meißner,
Baugrunderkundung für den Neubau des Regierungspräsidiums in Wiesbaden, für das Behördenhochhaus in Frankfurt/Main, Adickesallee,
für das Technische Überwachungs- und Gewerbeaufsichtsamt und für das Versorgungsamt in Kassel.

Baugrunduntersuchungen für Erweiterungsbauten der Justus-Liebig-Universität in Gießen (Neubauten der Naturwissenschaftl. Fakultät, der Heizzentrale und eines Schwesternwohnheims)

sowie der Philipps-Universität in Marburg (Neubauten der geisteswissenschaftlichen Institute, zweier Schwesternwohnheime und von Gebäuden der Vorklinischen Forschungseinheiten).

Für den Straßenbau wurden im Berichtszeitraum, neben den genannten 45 Bauwerksgutachten der I. Bauabschnitt der BAB-Neubaustrecke Kassel-Hamm (15 km), die Teilstrecken Ostumfahrung Fulda bis zur Bayerischen Landesgrenze der BAB-Neubaustrecke Kirchheim-Würzburg und 2 Teilstrecken des Main-Neckar-Schnellweges bearbeitet.

Besonders zu nennen sind auch die sehr umfangreichen Gutachten für die Tal Sperren Eichelsdorf und Rainrod, für das Hochwasser-Rückhaltebecken an der Wohra, der Ulfa und für die Ulmbachsperrre bei Holzhausen. In Bearbeitung ist ferner die Beurteilung für die geplante Wispertalsperre.

Seit Juli 1962 ist die Abteilung Ingenieurgeologie für die geologische Aufnahme des Gebirges und für die technische Beratung in Bezug auf die Sicherheit beim Ausbau von Felsbau-Projekten der Bundeswehr eingesetzt.

Abt. V. Bodenkunde

Kartierungsarbeiten

In Übereinstimmung mit den übrigen Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland hat das Hessische Landesamt für Bodenforschung die begonnene Bodenkartierung im Maßstab 1:25 000 zum Zweck der Herausgabe von Bodenkarten in diesem Maßstab gegenüber dem Vorjahr verstärkt weitergeführt. Es konnten inzwischen die Blätter Eiterfeld, Presberg und Wiesbaden abgeschlossen werden. Das bereits als fertig genannte Blatt Eltville befindet sich in Druckvorbereitung.

Auf Blatt Zwingenberg wurde die bodenkundliche Kartierung 1:25 000 fortgesetzt und 89 km² aufgenommen.

Begonnen wurde die bodenkundliche Kartierung 1:25 000 auf den Blättern Gedern (8 km²), Nidda (65 km²), Schotten (46 km²), Ulrichstein (21 km²) und Waldeck (9 km²).

Im Zusammenhang mit Arbeiten für die wasserwirtschaftlichen Rahmenpläne konnten die Korrekturarbeiten für die Bodenkarte des Niederschlagsgebietes der Nidda abgeschlossen und die Feldaufnahme für die Bodenkarte des Niederschlagsgebietes Schwarzbach-Ried begonnen werden.

Ein weiterer Schwerpunkt der Arbeiten der Abteilung Bodenkunde lag auch weiterhin auf Aufnahmarbeiten für Gemeinschafts- und Beispielsobstanlagen. Zwei Gemeinschaftsanlagen in Bissenberg und Reichensachsen und eine Beispielsanlage in Rüdesheim mit zusammen ca. 30 ha Fläche wurden 1:1000 bzw. 1:1500 kartiert. Die Kartierung der für den Obstbau vorgesehenen Teile der Gemarkung Unterrieden im Kreis Witzenhausen mit 280 ha wurde im Maßstab 1:5000 abgeschlossen. Ebenso konnten die für den Obstbau vorgesehenen Ödlandflächen in Rüdesheim-Ebental mit 160 ha im Maßstab 1:5000 kartiert werden.

Sonstige Arbeiten

Die in den Vorjahren erarbeiteten Weinbergsbodenkarten sollen zu einer Standortkarte der hessischen Weinbaugebiete gemeinsam mit der Kleinklimakarte im Maßstab 1:5000 vereinigt werden. Die Arbeiten dafür wurden fortgesetzt.

In Zusammenarbeit mit den übrigen Geologischen Landesämtern wurde die Darstellung der Bodentypen und -arten einheitlich geregelt, so daß die von den verschiedenen Ländern in Zukunft herauszugebenden Karten untereinander vergleichbar sein werden.

Schon im Jahre 1961 ist mit dem Hessischen Ministerium für Landwirtschaft und Forsten sowie mit der Arbeitsgemeinschaft zur Verbesserung der Agrarstruktur über die Voraussetzungen zur Schaffung von Bodengütekarten auf der Grundlage der Reichsbodenschätzung verhandelt worden. Aus haushaltstechnischen Gründen sind bisher nur Entwicklungsarbeiten zu diesem Zweck angelaufen. Diese Arbeiten sollen im Jahre 1963 verstärkt zur Durchführung kommen. Ebenso sollen auf Wunsch des Herrn Ministers für Landwirtschaft und Forsten weitere Flächen für die obst- und gartenbauliche Planung bodenkundlich untersucht werden.

Archiv

Im Jahre 1962 erhielt das Archiv einen Zuwachs von 887 Gutachten und Berichten. Von 202 Bohrungen sind die Schichtenverzeichnisse vereinnahmt und die Bohrpunkte eingetragen worden; außerdem wurden 329 Bohrungen aus älteren Baugrundgutachten im Bohrarchiv erfaßt. — In die Sammlung der chemischen Analysen der hessischen Mineral-, Trink- und Gebrauchswässer sind 1653 Analysen neu übernommen worden.

Bibliothek und Vertriebsstelle

Der Zuwachs der Bibliothek betrug 2500 Bücher und 500 Karten; davon entfielen auf den Austausch allein 1500 Bücher. Die Anzahl der Tauschpartner ist von 480 auf 500 angewachsen. — Ausgeliehen wurden im Jahre 1962 ca. 3000 Buch- und Zeitschriftenbände sowie 450 Karten.

Von der Vertriebsstelle wurden in der Berichtszeit 4981 Karten, darunter 3424 mit dem Maßstab 1:25000 verkauft, an sonstigen Veröffentlichungen 1268.

Veröffentlichungen des Amtes

Im Jahre 1962 wurden herausgegeben:

Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 90, 558 S., 75 Abb., 31 Tab., 36 Taf., 1 Bild, Wiesbaden 1962.

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Heft 37: ZAKOSEK, H., Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — 46 S., 1 Abb., 19 Tab., Wiesbaden 1962.

Heft 38: ZIEGLER, W., Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.

Heft 39: MEISCHNER, K.-D., Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). — 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1962.

Heft 40: HOLTZ, S., Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. — 46 S., 1 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1962.

Hessisches Lagerstättenarchiv,

Heft 5: PFLUG, H. D., Untersuchungen an Kalisalz-Profilen des Werra-Gebietes. — 50 S., 1 Abb., 1 Tab., 6 Diagr., 4 Taf., Wiesbaden 1962.

Vorbereitung sämtlicher Farbauszüge und Kopierarbeiten für den Druck des Blattes Queck 5223.

Nachtrag 1961

Geologische Karte des südlichen Kellerwaldgebirges von D. STOPPEL. Maßstab 1:25000, Teile der Bl. 5020 Gilserberg und 4920 Armsfeld umfassend.

Wissenschaftliche Veröffentlichungen von Angehörigen des Amtes

BARGON, E.: Bodenerosion. Ihr Auftreten, ihre Erkennung und Darstellung. — Geol. Jb., 79, S. 479–492.

— Ziele der Bodenkartierung im Obstbau. — Die Gartenbauwissenschaft, 27. Heft 2, 1962.

— Obstbauliche Folgerungen aus einem Vergleich zwischen Bodenkartierung und Bodenschätzung. — Der Erwerbsobstbau, 4, H. 12.

— (zusammen mit E. SCHÖNHALS): Bodenkarte des Nidda-Gebietes (In Druck).

HENTSCHEL, H.: Die Bildung der Bimssteintuffe und das Problem der Ignimbrite. — In Druck bei: Bulletin Volcanologique, Bd. 25.

— In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes. — In Druck bei: Bulletin Volcanologique, Bd. 25.

HENTSCHEL, H. & F. RÖSING: Geologische Halbtagesexkursion in das Dörnberg-Gebiet am 23. Mai 1961. — Decheniana, 114, Bonn 1962.

HENTSCHEL, KORITNIG, KUTSCHER & RÖSING: Ganztagesexkursion zur Blauen Kuppe und zum Meißner am 25. Mai 1961. — Decheniana, 114, Bonn 1962.

HÖLTING, B.: Die chemischen Änderungen im Kreislauf des Wassers in El Salvador (Zentralamerika). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 115, Stuttgart 1962.

HORN, M.: Ein neues Vorkommen von Zechstein-Konglomerat im Wesetal (nördlicher Kellerwald, Bl. 4820 Bad Wildungen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.

KULICK, J. & H. ZAKOSEK: Zur Sedimentation im Edersee von 1914–1959. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.

KUTSCHER, F.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.

— Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — 2. Die Chondriten als Lebensanzeiger. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.

— Per Rössle†. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.

- KUTSCHER, F. & A. KARSCHNY: Die stratigraphisch-paläontologische Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, Wiesbaden 1962.
- KUTSCHER, F. & M. HORN: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückchiefers. — 1. Ein Fossilvorkommen im Leimbach-Tal nördlich Bacharach (Unterdevon, Mittelrhein). — Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband, Stuttgart 1962.
- KUTSCHER, F.: Geophysikalische Forschungen in den hessischen Eisenerzgebieten. — Geol. Rdsch., **51**, Stuttgart 1961.
- LÄMMLER, M.: Profil durch den Buntsandstein im Spessart. — HERMANN ALDINGER-Festschrift, Stuttgart 1962.
- MATTHES, G.: Die Geologie des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft. Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
— Hessisches Geologisches Schrifttum 1961. Mit Nachträgen aus den Jahren 1942 bis 1960. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, Wiesbaden 1962.
- MEISL, ST.: Lagerstättenkundliche und geochemische Untersuchung von Uranvorkommen in Nordhessen. — Zum Druck gegeben für Hess. Lagerstättenarchiv, **6**, Wiesbaden.
- NÖRING, F.: Schutzgebiete für Trinkwasser. — Wasser und Boden, **14**, Hamburg 1962.
— Erhaltung der Grundwassergüte durch Schutzgebiete. — DVGW-Tagungsheft „Gutes Trinkwasser, Schutz und Aufbereitung“, Frankfurt/M., 1962.
- RÖSING, F.: Geologische Halbtagesexkursion durch den Habichtswald und den Kasseler Graben am 24. Mai 1961. — Decheniana, **114**, Bonn 1962.
- SEMMELE, A.: Beobachtungen über die Höhenlage von 2 klimamorphologischen Grenzen im Hochland von Gdjam. — Petermanns Geogr. Mitt., Heft 4, 1962.
- ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrhein. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, Wiesbaden 1962.
— Die Böden des Rheingaukreises (mit einer Bodenkarte des Rheingaukreises 1:50000). — Festband 75 Jahre Rheingaukreis, Rudesheim 1962.
— (zusammen mit V. NEUGEBAUER): Die Smonica. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, Wiesbaden 1962.

Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Amtes

- BARGON, E.: Die Bodenkartierung 1:25000 unter besonderer Berücksichtigung des Blattes Wiesbaden. — Vortrag vor Deutscher Geologischer Gesellschaft am 27. 4. 1962 in Wiesbaden.
- FINKENWIRTH, A.: Buntsandstein-Bohrprofile in Nordhessen. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- HENTSCHEL, H.: Die Bildung der Minerale in den Gesteinen. — Nassauischer Verein für Naturkunde zu Wiesbaden, Februar 1962.
— Unterkarbonische Hyaloklastite und brekziöse Diabase des Dillgebietes. — Jahrestagung der „Geol. Gesellschaft in der DDR“ in Erfurt, Mai 1962.
— Submariner effusiver Vulkanismus des Lahn-Dill-Gebietes. — Kolloquium des Mineral. und des Geolog. Instituts der Universität Leipzig, Mai 1962.

- KUTSCHER, F.: Der Buntsandstein in Hessen. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
 — Zur Unterdevon-Gliederung im Rheinischen Schiefergebirge. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- LIPPERT, H.-J.: Zur Geologie der mittleren Lahn-Mulde im Raum Wirbelau. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- MATTHES, G.: Über die Geologie der Grube Messel bei Darmstadt. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- RÖSING, F.: Leithorizonte im Mittleren und Oberen Buntsandstein zwischen Kassel und Eschwege. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- THEWS, D.: Über neue Mineralwasservorkommen im Rheinischen Schiefergebirge. — Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1962 in Frankfurt/M.
- WENDLER, R.: Zusammenhänge zwischen Petrographie und magnetischem Verhalten der Gesteine. — Geophysikalisches Kolloquium, Universität Mainz, Juni 1962.
- ZAKOSEK, H.: Weinbergskartierung und Weinbergsbegrenzung. — 14. 3. 1962 vor Weinbauverein Rheingau in Mittelheim.
 — Möglichkeiten der Standortsuntersuchungen im Wein- und Obstbau. — 21. 7. 1962 vor Bund der Gartenbautechniker in Mainz.
 — Entstehung und Eigenschaften der wichtigsten Böden. — 11. 12. 1962 vor hessischen Gartenbauberatern in Geisenheim.
 — Bodenkarten und ihre Anwendungsmöglichkeiten. — 12. 12. 1962 vor hessischen Gartenbauberatern in Geisenheim.

Personalbestand: 31. Dezember 1962

Leiter: Professor Dr. HANS UDLUFT, Direktor

Vertreter: Professor Dr. HANS HENTSCHEL, Reg.-Direktor

Oberregierungsgeologen:

Professor Dr. FRIEDRICH KUTSCHER
 Dr. HANSJOACHIM LIPPERT
 Dr. FRIEDRICH NÖRING
 Dr. ALBERT SCHWARZ

Regierungsgeologen:

Dr. ERNST BARGON
 Dr. ALFRED FINKENWIRTH
 Dr. JENS KULICK
 Dr. HANS-GÜNTHER KUPFAHL
 Dr. MANFRED LÄMMLER

Regierungsgeologen:

Dr. GEORG MATTHESS
 Dr. HELMUT PRINZ
 Dr. ARNOLD RABIEN
 Dr. FRANZ RÖSING
 Dr. OTTO SCHMITT
 Dr. DIETRICH THEWS
 Privatdozent Dr. HEINRICH ZAKOSEK

Wissenschaftliche Angestellte:

Dipl.-Geologe Dr. HANS DENGLER
 Dipl.-Geologe Dr. WALTER FICKEL
 Geologe Dr. KUNIBERT FRIEDRICH
 Dipl.-Geologe Dr. ARTHUR GOLWER
 Dipl.-Geologe Dr. HELMUT HICKETHIER
 Dipl.-Geologe Dr. BERNWARD HÖLTING
 Dipl.-Geologe Dr. SIEGFRIED HOLTZ
 Dipl.-Geologe Dr. MANFRED HORN
 Dipl.-Ingenieur Dr. KURT MAGAR
 Dipl.-Geologe Dr. STEFAN MEISL
 Dipl.-Geologin Dr. RENATE MOTZKA
 Dipl.-Ingenieur KARL-HANS MÜLLER
 Dipl.-Geologe Dr. ERNST PAULY
 Dipl.-Geologe WOLFGANG PLASS
 Dipl.-Geologe Dr. DIETRICH RAMBOW
 Dipl.-Geologe Dr. KONRAD REUL
 Geologe Dr. ARNO SEMMEL
 Dipl.-Geologe Dr. WITIGO STENGEL-RUTKOWSKI
 Dipl.-Chemiker GÜNTER THIELICKE
 Geologe Dr. RALF VILLWOCK
 Dipl.-Geologe RALPH WENDLER

Bibliothek und Vertriebsstelle:

Bibliothekarin: Frau JOHANNA SCHADWINKEL
 Fr. INGRID BOCK
 Fr. GERDA BÖHME
 Fr. LIESEL FALTER
 Frau INGE NOAH
 Frau RUTH SALZBURG
 Frau LIESELOTTE SCHULTE
 KARL ROMPEL

Technische Bedienstete:

Kartographen-Inspektor HANS NEUMANN
NORBERT BLECK
LUDWIG BÖTTIGER
JOSEF BREITFELDER
RICHARD BUSCHNER
Ing. EWALD CLOEREN
HANS EWALD
KARL FINK
ANTON GLASER
SIEGFRIED GRÜN
GERNOT HÜHNER
ALBERT KARSCHNY
GERHARD KNAB
Frl. ILSE KRÜGER
GERHARD LAUE
HEINZ LEICK
FRIEDRICH MARQUARDT
ALBERT ROMSCHINSKI
Frl. SUSANNE SALCHER
ALFONS SEDLATSCHKE
OTTO SOHN
HANS-HEINRICH SCHMIDT
Frl. ANNA SCHMITT
WILHELM TERME
ERWIN THIEL
HELMUT WESNER
WILHELM ZIMMERHACKEL
Frl. URSULA ZÖLLER

Landkartentechnisches Büro:

Leitung: Kartographen-Oberinspektor JOHANNES MATHEIS
JOSEF BÄUERLEIN
JÜRGEN BARTHOLOMAY
Frl. INGEBORG BRANDT
Frau HEDWIG EBEL
JOSEF FISCHER
Frau MARGARETE GLOTH
RUDOLF HEUSER
Frl. ANTONIE HOCH
WERNFRIED HÜBLER
SIEGFRIED STEIN
PAUL UHL

Verwaltung:

Leitung: Reg-Amtmann HUBERTUS CHRISTIAN
HUBERT GROSSMANN
Frl. ILSE FRÖLICH
Frau URSULA MICHNA
Frl. CHRISTA MÜLLER

Schreibbüro:

Leitung: Frl. GERTRUD SCHUHMACHER
Frau URSULA KALTWASSER
Frl. CHRISTEL KRUTZ
Frl. URSULA KOPP
Frl. HEIDRUN MÜLLER
Frau URSULA ROTH
Frau ELISABETH RUTHE
Frau DORIS SCHIML
Frl. HELMA SOLTAU
Frau URSULA STOBER
Frau EDLE WIEGAND

Archiv, Registratur, Pförtner, Schriftleitung und Telefon:

Reg.-Hauptsekretär ERNST RUPPEL
Frl. GERDA ARZBÄCHER
RUDOLF DIEHL
HANS KLEBE
Frl. ANNY MÜLLER
Frau ERIKA PANNEITZ
Frau ROSEMARIE REUBOLD
Frau HEDWIG WEWER

Lohnempfänger:

Fahrer WILHELM BRÜCK
Fahrer FERDINAND FLIESS
Fahrer ALFRED HUBMANN
Fahrer FRIEDRICH LUDWIG
Fahrer FRITZ MEILINGER
Fahrer KARL-HEINZ OTTO
Fahrer WILHELM RICHTER
Facharbeiter JOACHIM EWALD
FACHARBEITER KARL HIELSCHER
BOHRGEHILFE ANTON SCHWARZ
Hausmeister ERICH STRAUCH
Heizer WERNER FAIKA

Lohnempfänger:

Reinmachefrauen: Frau KAROLINE DIEHL
Frau ADELE LOEFFLER

Freiwillige Mitarbeiter:

Prof. Dr. OTTO BURRE, Oberregierungsgeologe a. D., Darmstadt, Niebergallweg 26
ERWIN BUSSE, Verwaltungsoberinspektor, Kassel, Holländ. Str. 104/III
Prof. Dr. FRANZ MICHELS, Direktor i. R., Wiesbaden, Schöne Aussicht 17
OSKAR ROSE, Konrektor i. R., Wiesbaden, Bismarckring 1
Dipl.-Geologe Dr. ERWIN SCHENK, Gießen, Professorenweg 6
Dr. MAX TEIKE, Oberregierungsgeologe a. D., Wiesbaden, Drususstr. 29
Prof. Dr. HEINZ TOBIEN, Darmstadt, Friedensplatz 1
Prof. Dr. WILHELM WAGNER, Berggrat, Darmstadt, Claudiusstraße 16

Korrespondent:

Dr. FRITZ HÄUSER, Oberstudienrat, Windecken, Kr. Hanau, Bahnhofstraße 15

Ausgeschieden bis 31. 12. 1962:

GOTTHARD LIESS

Hessisches Geologisches Schrifttum 1962

Mit Nachträgen aus den Jahren 1938—1961

Bearbeitet von **GEORG MATTHESS**, Wiesbaden

Nachtrag aus dem Jahre 1938

Almanach zum 80jährigen Bestehen der Chemischen Werke Albert, Wiesbaden-Biebrich. — 46 S., Frankfurt/Main 1938.

Nachtrag aus dem Jahre 1940

KÖBRICH, C.: Die Mineralstoffmengen der Mineralquellen in Oberhessen. V. — Fundgrube, **14**, S. 359—362, Darmstadt 1940.

Nachtrag aus dem Jahre 1947

RABES, M.: Die Bundesbahndirektion Kassel. — Die Bundesbahn, **31**, 6, S. 257, 1947.

Nachtrag aus dem Jahre 1952

KINKEL, K.: Gewerbeleben, Struktur und Gestalt der Siedlungen des Mümlingtales (Odenwald). — Rhein-Main.Forsch., **35**, 104 S., 11 Abb., 1 Kte., Frankfurt/Main (Kramer) 1952.

LIPPERT, H. J. & M. TEIKE: Die Eisenerze Hessens. — XIX. Cong. géol. intern., Symp. sur les gisements de fer du monde, **II**, S. 13—15, Algier 1952.

Nachtrag aus dem Jahre 1954

ZIMMER, W.: Darmstadt — Grenzen und Möglichkeiten einer Stadt. — Rhein-Main.Forsch., **41**, 107 S., 18 Abb., Frankfurt am Main (Kramer) 1954.

Nachtrag aus dem Jahre 1956

EWALD, G.: Die Bodenschätzungskarten der Gemeinde Bürstadt, Kreis Bergstraße. — Arch. Raumforsch. i. Hessen, **1956**, 1, Wiesbaden (Hess. Min.-Präs., L.-Planung) 1956.

JORNS, W.: Zur Frühgeschichte des Büdinger Landes. — Kreis Büdingen — Wesen und Werden, **1**, S. 143—158, 9 Abb., Büdingen 1956.

Nachtrag aus dem Jahre 1957

ELKINS, T. H.: The Central German chemical industry. — Geography, **42**, 197, T. 3, S. 183, London 1957.

GOGUEL, J.: Gravimétrie et Fosse Rhéнан. — Ver. Kon. Nederl. geol.-mijnbouw. genootschap., Geol. Ser., **18**, S. 125—147, Den Haag 1957.

GUMMEL, H.-J.: Die Industriesiedlung auf dem Gelände der ehemaligen Sprengstoffwerke in Allendorf, Kreis Marburg. Ein historischer Überblick mit besonderer Berücksichtigung des Strukturwandels der Gemeinde Allendorf und raumordnerischer Gesichtspunkte. — Arch. Raumforsch. Hessen, Wiesbaden (Hess. Min. Inn., L.-Planung) 1957.

- HAASS, G.: Strukturuntersuchung des Landkreises Waldeck. — Wiesbaden 1957.
- HACHMANN, R.: Ostgermanische Funde der Spätlatènezeit in Mittel- und Westdeutschland. Ein Beitrag zum Problem des Nachweises von Bevölkerungsbewegungen auf Grund des urgeschichtlichen Grundstoffs. — Arch. Geographica, **6**, 8, S. 55, 1957. [Spätlatènezeitliche Funde in der Wetterau.]
- HÄFNER-MOUTOUX, L.: Der Landkreis Hünfeld. Eine Strukturuntersuchung. — 111 S., 50 Taf., Tab., Hünfeld (Möller) 1957.
- HALLSTEIN, K.: Der Atlas der Gesamtherrschaft Breuberg vom Jahre 1757. — Der Odenwald, **4**, 2/3, S. 100, 1 Abb., Darmstadt 1957.
- HEIL, J.: 125 Jahre Landkreis Offenbach. — 38 S., 8 Abb., 1 Kte., Offenbach (Giese) 1957.
- HILLER, W.: Über die Mechanik und Dynamik der Erdbeben. Zeitlicher und räumlicher Ablauf der seismischen Aktivität in Südwestdeutschland. — Geol. Rdsch., **46**, 1, S. 39—50, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- JAAG, O.: Reinhalttaufgaben am Rheinstrom. — V. Meer z. Bodensee, S. 111, Freiburg i. Br. (O. Walter AG) 1957.
- KALTENHÄUSER, J.: Die Entwicklung Königsteins zur Kurstadt. — Heimatl. Geschichtsb. Königstein i. Ts., **4**, S. 3, Königstein (Ver. f. Heimatkde.) 1957.
- KIEFER, F.: Die Grundwasserfauna des Oberrheingebietes mit besonderer Berücksichtigung der Crustaceen. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., **26**, 2, S. 65, 1 Kte., 1957.
- KLÜFFEL, W.: Die Entwicklung und das Alter unserer Gebirge. — Geol. Rdsch., **46**, 2, S. 505—525, 3 Abb., Stuttgart (Enke) 1957.
- KOPF, G.: Oberflächenwasser als Grundstoff für die Wasserversorgung. — Westdeutsch. Wasserwirtsch. Verb. e. V. Essen, S. 63, Essen 1957.
- KÜTTNER, H.: Wirtschaftlichkeit und Kostenstruktur des landwirtschaftlichen Obstbaues im Rhein-Main-Gebiet. — Diss., Gießen 1957.
- KREUTER, K.: Aus der Chronik von Studernheim. — Studernheim (Verl. Expositur) 1957. [Rheinläufe bei Mannheim-Ludwigshafen.]
- LANGE, O.: Untersuchungen über die Abflußverhältnisse im Ruhrgebiet. — Deutsch. gewässerk. Mitt., **1**, 4/5, S. 65, 1957.
- LEHMANN, H. & H. SCHLEGEL: Zusammenhänge zwischen geologischer Herkunft, thermischer Behandlung und Güteeigenschaften von Gipsen. — Z. angew. Geol., **3**, 7, S. 339, 1957.
- MENNE, P.: Der Landkreis Fritzlar-Homberg. Seine Natur, sein Werden und Wirken. — 28 S., Abb., Tab., 1 Kte., Fritzlar 1957.
- NAHRGANG, K.: Stadt- und Landkreis Offenbach a. Main. Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. — Lfg. 2, 24 Taf., Frankfurt/M. (Kramer) 1957.
- OLSEN, K. H.: Die Bodenbenutzung in Westdeutschland. — Kali-Briefe, 15. F., 1957.
- SCHREIBER, H.: Einfluß der Bodenstruktur und des Oberflächenzustandes auf Abfluß und Abtrag. — U.G.G.I., Ass. Gen. Toronto, 1, S. 65—71, Toronto 1957. [Betr. die Weinberge des Rheingaaues.]
- STREIF, J. W.: Zur Ordnung von Bebauung und Verkehr im Raume Mainz—Wiesbaden. — 28 S., Abb., Mainz 1957.
- WOLF, W.: Geophysikalische Beiträge zur Erforschung des tieferen Untergrundes des Rheinischen Gebirges (unter Benutzung neuerer gravimetrischer Meßergebnisse von A. SCHLEUSNER-Seismos GmbH, Hannover). — Geol. Rdsch., **46**, 1, S. 186—196, 5 Abb., Stuttgart (Enke) 1957.

Nachtrag aus dem Jahre 1958

- ECKOLDT, M.: Vom Werden der Neckarwasserstraße. — Wasserwirtsch., **48**, 6, S. 150—154, Abb., 1958.

- FÖRSTER, K.: Die Rhein-Main-Donau-Schiffahrtsstraße unter wirtschaftsgeographischen Gesichtspunkten. — Tijdschr. voor economische en sociale geografie, **49**, 3/4, S. 81—87, 6 Abb., Rotterdam 1958.
- FRICKE, W.: Sozialfaktoren in der Agrarlandschaft des Limburger Beckens. — Diss., Frankfurt/M. 1958.
- GRÜNEWALD, F.: Tausend Jahre Offenbach am Main. Ein geschichtlicher Überblick. — Offenbacher Geschichtsbl., **9**, 11 S., Offenbach 1958.
- HAAS, U.: Wandlungen der wirtschafts- und sozialgeographischen Struktur des Siegerlandes im zweiten Viertel des 20. Jahrhunderts. — Forsch. deutsch. Landesk., **108**, 85 S., Tab., Ktn., Taf., Remagen (Bund.-Anst. Landesk.) 1958.
- HEMPEL, L.: Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften. — Forsch. deutsch. Landesk., **112**, Remagen (Selbstverl.) 1958.
- HERBER, F.: Zur Rechtslage der Landesplanung in Hessen. — Raumforsch. u. Raumordnung, **16**, 3, S. 152—155, 1958.
- HOTTES, K.: Die Naturwerksteinindustrie in der Bundesrepublik Deutschland. — Geogr. Taschenbuch 1958/59, S. 322—335, 1 Taf., Wiesbaden 1958.
- ILLNER, A.: Wissenschaftliche Arbeiten von S. v. BUBNOFF. — Geologie, **7**, S. 251—256, 1958.
- KREUTZ & SCHUBACH: Das Klima der Gemarkung Espenschied und Vorschläge zur Klima-verbesserung durch Windschutz. — Arch. Raumforsch. Hessen, S. 25, Wiesbaden 1958.
- KRUTSCH, W. & D. LOTSCH: Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Thetys-Raum). — Ber. geol. Ges. DDR, Gesamtgeb. geol. Wiss., **3**, 2/3, S. 99, 1958.
- LUCAS, O.: Planungsgrundlagen für den Landkreis Wittgenstein. — Berleburg-Münster (Kreisverwaltg. Wittgenstein) 1958.
- MALLISON, H.: Verfahren zur Prüfung des Haftvermögens bituminöser Bindemittel am Gestein bei Wassereinwirkung. — Straße u. Autobahn, **9**, 2, S. 56, 1958. [Rhein-Main-Gebiet.]
- PICKEL, W. & H. SANDER: Versuch einer Deutung der naturgeschichtlichen Grundlagen für die frühe Entwicklung des Platzes Kassel. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., **69**, S. 19—32, 8 Abb., 1958.
- SCHLUMS, J.: Die Straßenverkehrserhebung im Rhein-Main-Gebiet im Mai 1957. Erstes Teilergebnis. — Straßenverkehrstechnik, **2**, S. 57—60, 10 Abb., 1 Darst., 1 Taf., 1 Tab., 1958.
- SPONHEUER, W.: Die Tiefen der Erdbebenherde in Deutschland auf Grund makroseismischer Berechnungen. — Ann. di Geofisica, **11**, 3—4, S. 158—167, 1958.
- ZAKOSEK, H.: Brachland und ent- und bewässerungsbedürftige Weinbauflächen. 1: 75 000. — Der Rheingau von morgen. Entwurf z. e. Kreisentwicklungsplan, Beih. 1, Rüdeshcim (Kreisausschuß) 1958.
- Rheinland-Pfalz. Der Fremdenverkehr. Betrachtungen über Zustand und Möglichkeiten. — Mainz (Land.-Pl. Rheinland-Pfalz) 1958. [Heil- und Mineralquellen.]

Nachtrag aus dem Jahre 1959

- BERCKHEMER, H., A. MÜLLER & M. SELLEVOLL: Die Phasengeschwindigkeit seismischer Oberflächenwellen in Südwestdeutschland. — Phys. Verhandl., **10**, S. 186, 1959.
- BERGMANN, J.: Ein neues Mittelpaläolithikum aus Kieselchiefer in Niederhessen. — Germania, **37**, 1/4, S. 1—13, 4 Taf., Tab., 1959. [Betr. Gemeinde Maden, Krs. Fritzlar-Homberg.]
- BERNDT, H., G. HENKE & H. SCHWEIZER: Untersuchungen über die Wirtschafts- und Agrarstruktur im Gebiet des nördlichen Spessartlandes. — Veröff. Forsch.-Ges. Agrarpolitik u. Agrarsoziol. e. V., **98**, Bonn 1959.
- BRELIE, G. v. D.: Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **4**, S. 27—54, 9 Abb., 2 Tab., Krefeld 1959. [Hinweise auf hessische Vorkommen.]

- BRELIE, G. v. D., K. KILPER & R. TEICHMÜLLER: Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 179—196, 6 Abb., 10 Taf., 2 Tab., Krefeld 1959. [Hinweise auf Pollenvorkommen in der Wetterau.]
- ERNST, E.: Die Obstbaulandschaft des Vordertaunus und der südwestlichen Wetterau. Ein Beitrag zur Frage des agrargeographischen Gefüges im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., 46, 172 S., 43 Tab., 29 Abb., Frankfurt am Main (Kramer) 1959.
- FISCHER, W.: Rheinischer Dachschiefer aus dem Hunsrück. — Festbuch z. 12. Landesverbandstag d. Dachdeckerhandwerks Rheinland-Pfalz, S. 1—8, 1 Kte., Idar-Oberstein 1959.
- FRECHEN, J. & G. VAN DEN BOOM: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 89—125, 26 Abb., 21 Tab., Krefeld 1959.
- FRECHEN, J. & E. A. ROSAUER: Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 267—282, 8 Abb., 3 Taf., 6 Tab., Krefeld 1959. [Hinweise auf hessische Vorkommen.]
- GENSICKE, H.: Der Untertaunuskreis. Geschichte, Wirtschaft und Kultur. — Heimat-Adreßbuch Untertaunuskreis, S. I/7—I/9, 1959.
- GRAMANN, F.: Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. — Diss., Marburg 1959.
- GREULICH, CH.: Über das Verhalten der Spurenelemente der Werra-Serie in der Schachtanlage „Marx-Engels“, Unterbreizbach/Rhön. — Geol., 8, 8, S. 910, Berlin 1959.
- GRÜNEWALD, F.: Tausend Jahre Offenbach am Main. — Offenbach am Main. Junge deutsche Großstadt. Hrsg. Magistrat Stadt Offenbach i. Zsarb. mit W. A. NAGEL, S. 9, Hanau (Kuwe) 1959.
- GÜNTHER, K.: Territorialgeschichte der Landschaft zwischen Diemel und Oberweser vom 12. bis zum 16. Jahrhundert. — Diss., Marburg 1959.
- HÄUSER, F.: Altsteinzeitliche Funde im Bereiche der Blätter Altenstadt und Hanau 1:25000 nebst Geologie des Löß in der südlichen Wetterau. — Jber. wetterauischen Ges. f. d. gesamt. Naturk. Hanau a. M., 87—112, S. 21—42, 2 Taf., 1959.
- HEIDELBACH, P.: Kassel. Ein Jahrtausend hessischer Stadtkultur. — 2. Aufl., 351 S., Abb., Taf., Kassel-Basel (Bärenreiter) 1959.
- JANSSON, J.: Comitatus Erpach. In: Der Odenwald. Land zwischen Rhein, Main und Neckar. — Deutsch. Landsch., 8, Essen (Burekhard-Verl. E. Heyer) 1959.
- KILPPER, K.: Eine Pliozän-Flora aus den Kieseloolith-Schichten von Frimmersdorf (Kreis Grevenbroich). — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 55—68, 2 Abb., 3 Taf., Krefeld 1959. [Hinweise auf die Flora der Klärbecken von Frankfurt/Main.]
- KLÖPPER, R.: Junge Industrie-Großstädte. Ludwigshafen-Leverkusen-Höchst. — Ber. deutsch. Landesk., 23, S. 201—214, Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landes.) 1959.
- KNICKMANN, H. & J. WURM: Bodengütekarte von Bayern. 1:100000. Übersichtskarte der landwirtschaftlich genutzten Böden nach den Ergebnissen der Bodenschätzung. — München (Bayer. LVA) 1959.
- KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Gliederung des obersten Mitteldevons und der tiefen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senckenberg. leth., 40, S. 367—387, 1 Abb., 2 Taf., Frankfurt a. M. 1959.
- MÜLLER-MINY, H.: Katastrophe und Landschaft. Ein Beitrag zur Kulturlandschaftsforschung am Beispiel griechischer und deutscher Landschaft. — Ber. deutsch. Landes., 23, S. 95—124, 9 Abb., 8 Ktn., Bad Godesberg (Bund.-Anst. Landes.) 1959. [Angaben über Hessen.]
- REMY, H.: Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, S. 323—330, 3 Abb., 1 Tab., Krefeld 1959. [Hinweis auf den Linsenberg bei Mainz.]
- REUSCH, L.: Sinngrund und Schondraland. Ein siedlungsgeographischer Beitrag zum östlichen Spessart und südlichen Rhönvorland. — Rhein-Main. Forsch., 47, 148 S., 21 Abb., Frankfurt am Main (Kramer) 1959.

- RIETSCHEL, M.: Der Einfluß der Tektonik auf die Ausbildung des unteren und oberen Kalilagers im Bereich der Schachtanlage Dietlas I. — *Geol.*, 8, 2, S. 216—217, Berlin 1959.
- ROST, U.: Erdöl- und Erdgasvorkommen in den Kaligruben des Werragebietes und des nordöstlichen Teiles des Thüringer Beckens. — *Geol.*, 8, 2, S. 217, Berlin 1959.
- ROST, W.: Geologische Untersuchungen zu den Kohlensäurevorkommen auf dem Kaliwerk „Marx-Engels“ in Unterbreizbach. — *Geol.*, 8, 2, S. 217, Berlin 1959.
- SCHLEE, E.: Hessische Städte — ihre Größen- und Funktionstypen. — *Geogr. Rdsch.*, 11, 6, S. 209, 1959.
- SCHÖNHALS, E.: Ein äolisches Sediment der Jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher See-Tuff. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 4, S. 337—340, 1 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Krefeld 1959. [Hinweis auf hessische Vorkommen.]
- STENGEL, E. E.: Kurhessen und Rheinfranken als geschichtliche Landschaften. — *Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk.*, 70, S. 337—346, 1959.
- Politische Wellenbewegungen im hessisch-westfälischen Grenzgebiet. Aus der Werkstatt des geschichtlichen Atlas von Hessen. — *Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk.*, 70, S. 347—354, 2 Taf., 1959.
- WILHELM DILICHS Landtafeln hessischer Ämter zwischen Rhein und Weser. — *Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk.*, 70, S. 486—537, 2 Taf., Tab., 1959.
- JOHANN GEORG SCHLEENSTEINS Landesaufnahme der Landgrafschaft Hessen-Kassel. — *Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk.*, 70, S. 538—544, 1959.
- STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — *Diss.*, Marburg 1959.
- UHLIG, S.: Sinn und Aufgaben agrarmeteorologischer Untersuchungen als Grundlage der landespflegerischen Planung. — *Schr.-R. Flurbereinigung*, 22, Stuttgart (Ulmer) 1959. [Kreis Erbach.]
- VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 4, S. 127—170, 24 Abb., 11 Tab., Krefeld 1959. [Herkunft von Mineralien aus dem Lahn-Dillgebiet, Vogelsberg, Rhön, Nahe-Gebiet, dem Mainzer Becken und dem Odenwald.]
- ZAGWIJN, W.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 4, S. 5—26, 4 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Krefeld 1959. [Hinweis auf die Floren aus der Wetterau, dem Klärbecken in Frankfurt/Main und auf die Eppelsheimer Sande.]
- Der Rheingau von morgen. 1. — *Bearb. v. d. Bez.-Plan.-Stelle Reg. Präs. Wiesbaden, Rüdesheim (Kreisausschuß)* 1959.
- Deutsche Erdölfelder. — *Jber. Geschäftsf. Wirtsch. Verb. Erdölgewinnung Hannover*, 2 Ktn., Hannover 1959.

Nachtrag aus dem Jahre 1960

- ALTHOFF, F. W.: Über die Abwasserbehandlung in einem Werk der chemisch-pharmazeutischen Großindustrie. — *Münchener Beitr. Abwasser-, Fischerei- u. Flußbiol.*, 7, S. 95—115, München (Oldenburg) 1960. [Fa. E. Merck AG., Darmstadt.]
- BENTZ, A. & H. BOICK: Stand und Aussichten der Erdöl- und Erdgaserschließung in Westdeutschland. — *Brennstoff-Wärme-Kraft*, 12, 6, S. 276—280, 2 Tab., 8 Abb., 1960.
- BORN, M.: Frühgeschichtliche und mittelalterliche Siedlungsrelikte im Luftbild. — *Das Luftbild in seiner landschaftlichen Aussage. Ref. u. Beitr. Aussprache d. Zentralausschuß. f. deutsch. Landesk.* Remagen, 28. Nov. 1958, S. 9—16, 6 Luftb., Bad Godesberg 1960. [Am Beispiel Hessens.]
- BÜLTEMANN, H. W.: Die Uranmineralien vom Bühlkopf bei Ellweiler, Kreis Birkenfeld/Nahe. — *Aufschluß*, 11, S. 281—283, 1960.
- DOMBROWSKI, H. J.: Balneobiologische Untersuchung der Nauheimer Quellen. — *Zbl. Bakt. I. Orig.*, 178, S. 83—90, 1960.
- Probleme und Ergebnisse der Balneobiologie. — *Münch. med. Wschr.*, 102, S. 526—529, 1960.

- DUIS, D.: Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde. — Diss., Mainz 1960.
- EBEL, E.: Erdölgewinnung in Westdeutschland. — Z. Wirtschaftsgeogr., 4, 3, S. 80—86, Tab., 1960.
- GIESECKE: Ausbau und Unterhaltung der Weser und ihrer Quell- und Nebenflüsse. — Stadt u. Hafen, Amtl. Verkündbl. Stadt Duisburg, 11, 12, S. 567—577, 25 Abb., 1 Ktn.-Sk., 1960.
- GRAMANN, F.: Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. — Sitzber. Ges. Beförd. ges. Naturwiss., 82, 113 S., 19 Abb., 3 Taf., 2 Beil., Marburg 1960.
- HANLE, A.: Der Donnersberg. — Diss., Mainz 1960.
- HARALAMBOUS, A.-D.: Über Fossildeformation im mittleren Rheinischen Schiefergebirge. — Jb. Diss. math.-naturw. Fak. Univ. Bonn, 5, S. 168, Bonn 1960.
- HEIM, D.: Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Beitr. Mineral. u. Petr., 7, S. 281—317, 8 Abb., 1960.
- HEINTZE, G.: Landschaftspflegerische Planung am Hohen Meißner. — Schr.-R. Inst. Naturschutz, 12, S. 27—36, 1 Abb., Darmstadt 1960.
- HILTERMANN, H.: News reports: Germany. — Micropalaeontology, 6, S. 335—337, New York 1960.
- HUNDT, R.: Das Vorkommen gotlandischer graptolithenführender Gerölle im Rheintal. — Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl., 19, 2, S. 132—137, 2 Taf., Karlsruhe 1960.
- HUSTEDE-STUMPF, A.: Floristische und pflanzensoziologische Untersuchungen der Trockenrasen in der nördlichen Wetterau. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F., Naturwiss. Abt., 50, S. 100—128, 2 Taf., 4 Tab., 1 Abb., Gießen 1960.
- JORNS, W.: Zur Salzgewinnung in Bad Nauheim während der Spätlatènezeit. — Germania, 38, 1/2, S. 178—184, 4 Abb., 1960.
- JUNG, L.: Über den Einfluß bodenbildender Faktoren auf die Bodenverteilung im hessischen Raum. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N.F., Naturwiss. Abt., 50, S. 67—73, Gießen 1960.
- KLITZSCH, E.: Das Mitteldevon am Nordwestrand der Dillmulde. — Diss., Berlin 1960.
- KÖHLER, I.: Zur Analytik des Rheins. — Diss., München 1960.
- KÖSTER, H. M.: Nontronit und Picotit aus dem Basalt des Ölberges bei Hundsangen, Westerwald. — Beitr. Mineral. u. Petr., 7, S. 71—75, 1 Abb., 1960.
- KRÜGER, H.: Ein unvollendeter Acheul-Faustkeil aus Tertiärquarzit von Münzenberg in Oberhessen. — Quartär, 12, S. 107—117, 5 Abb., 1 Taf., Bonn (Röhrscheid) 1960.
- LANGE, G.: DAVID CHRISTIANI — der erste hessische Hochschulgeograph. Zur Erinnerung an seinen 350. Geburtstag. — Hess. Heimat., N.F., 10, 2, S. 11—14, 1 Abb., Melsungen 1960.
- LAUTZ, I.: Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft „Louise“ bei Merlau/Oberhessen. — Diss., Bonn 1960.
- LINDROTH, C. H.: Coleopteren, hauptsächlich Carabiden, aus dem Diluvium von Hösbach. — Opusc. Entomol. Suède, 25, S. 112—128, 2 Taf., 1960.
- MALZAHN, E.: Die Strukturtypen der deutschen Erdöllagerstätten. Stand und Aussichten der heimischen Erdölgewinnung. — Erdöl u. Kohle, 13, S. 125—129, 1 Taf., Hamburg 1960.
- MARSEILLE & FRANK: Bodennutzung in Hessen seit 1883. — Staat u. Wirtsch. i. Hessen, 15, 4, S. 90—95, Tab., 1960.
- MARTINI, E.: Ein Kalkflagellat in den Meeren der Gegenwart und Vorzeit. — Natur u. Volk, 91, 9, S. 335—339, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1960.
- MENSCHING, H.: Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. — Würzburger geogr. Arb., 7, 39 S., 5 Abb., 4 Taf., Ktn., Würzburg 1960.
- MEYER, K.: Das untere Mitteldevon zwischen Winterberg und Wiemeringhausen im östlichen Sauerland. — Diss., Münster 1960.
- MOTZKA, R.: Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten am Westrand des Eifeler Hauptsattels. — Diss., Berlin-Dahlem 1960.

- MÜLLER-MINY, H.: Das Landschaftsgefüge der Nieder-(Mosel-) und Hocheifel und des oberen Mittelrheintales im Luftbild. — Das Luftbild in seiner landschaftlichen Aussage. Ref. u. Beitr. Ausspr. Zentralausschuß deutsch. Landesk., Remagen, 28. Nov. 1958, S. 76—81, 1 Kte., 4 Luftbild., Bad Godesberg 1960.
- NAHRGANG, K.: Stadt- und Landkreis Offenbach a. M., Atlas für Siedlungskunde, Verkehr, Verwaltung, Wirtschaft und Kultur. — N. Lfg., 14 Taf., Frankfurt/M. (Kramer) 1960.
- OBENAUER, K.: Schichtfugen bildende Quarz-Glimmer-Lagen im sauerländischen Oberdevon. — Aufschluß, 11, S. 314—318, 4 Abb., 2 Tab., 1960.
- OBST, J.: Veränderungen des Kulturlandes im oberen Vogelsberg im Spiegel des Luftbildes. — Das Luftbild in seiner landschaftlichen Aussage. Ref. u. Beitr. Aussprache Zentralausschuß deutsch. Landesk., Remagen, 28. Nov. 1958, S. 24—28, 3 Luftbild., Bad Godesberg 1960.
- Kulturlandveränderungen im oberen Vogelsberg. Ackerschwind-Grünfallen-Auffichten. — Rhein-Main. Forsch., 49, 105 S., 30 Abb., Frankfurt am Main (Kramer) 1960 = Diss., Frankfurt/Main 1960.
- REICHERT, A.: Das Stromgebiet des Neckar. Eine flußnamenkundliche Untersuchung. — Diss., Tübingen 1960.
- ROCKENFELT, W.: Volkswirtschaftliche Bedenken gegen den Ausbau der Lahn. — Bundesbahn, 34, 10, S. 495—510, 2 Tab., 1960.
- ROCZNIK, K.: Wetter und Klima in Bayern. Ein Beitrag zur Bayerischen Heimatkunde. — 194 S., Abb., Tab., Nürnberg (Carl) 1960.
- RUPPERT, K.: Der Stadtwald als Wirtschafts- und Erholungswald. — 175 S., 1 Kte., München-Bonn (Bayer. Landwirtschaftsverl.) 1960.
- SCHÄFER, O.: Der „Herborner Beilstein“ und die umhegten Höhen im nördlichen Nassau. — Nassau. Heimatbl., 50, 1, S. 9—15, 2 Abb., Wiesbaden 1960.
- SCHAMP, H.: Die geologischen Übersichtskarten Deutschlands. — Geogr. Taschenbuch 1960/61, S. 181—191, Wiesbaden 1960.
- SCHOLZ, H.: Das Landschaftsbild der Rhön in seiner geographisch-geologischen Gestalt und Entwicklung. — Hess. Heimat, N.F., 10, 1, S. 2—6, 7 Abb., Melsungen 1960.
- SCHOPPA, H.: Neue Beobachtungen zum römischen Hofheim, Maintaunuskreis. — Germania, 38, 1/2, S. 184—189, 6 Abb., 1960.
- STENGEL, E. E.: Kurhessen und Rheinfranken als geschichtliche Landschaften. — Abh. u. Unters. z. hess. Gesch., Veröff. hist. Komm. Hessen u. Waldeck, 26, 1960.
- Politische Wellenbewegungen im hessisch-westfälischen Grenzgebiet. Aus der Werkstatt des geschichtlichen Atlas von Hessen. — Abh. u. Unters. z. hess. Gesch., Veröff. hist. Komm. Hessen u. Waldeck, 26, 1960.
- WILHELM DLICHS Landtafeln hessischer Ämter zwischen Rhein und Weser. — Abh. u. Unters. z. hess. Gesch., Veröff. hist. Komm. Hessen u. Waldeck, 26, 1960.
- JOHANN GEORG SCHLEENSTEINS Landesaufnahme der Landgrafschaft Hessen-Kassel. — Abh. u. Unters. z. hess. Gesch., Veröff. hist. Komm. Hessen u. Waldeck, 26, 1960.
- STIBANE, F.: Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken (gekürzte Fassung). — Diss., Berlin 1960.
- TROCHIM, H. D.: Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein (Odenwald). — Diss., Freiburg i. Br. 1960.
- TÜMPLING, W. v.: Probleme, Methoden und Ergebnisse biologischer Güteuntersuchungen an Vorflutern, dargestellt am Beispiel der Werra. — Int. Rev. gesamt. Hydrobiolog., 45, 4, S. 513—534, 1960.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unterkarbon 1 und 2 (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. — Diss., Göttingen 1960.
- WACHTER, H.: Der Wind in Frankfurt am Main. — Meteorol. Rdsch., 13, 1, S. 3—9, Abb., 1960.
- WERNER, H.: Über den gegenwärtigen bakteriologisch-hygienischen Zustand der Heilwässer, Mineralwässer und Limonaden in der Bundesrepublik. — Diss., Bonn 1960.
- WUNDT, W.: Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserabfluß in der Bundesrepublik Deutschland an der Hand von Beispielen dargebracht. — Geogr. Rdsch., 12, 2, S. 70—77, 2 Abb., 1960.

- ZÖBELEIN, H. K.: Über chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän/Miozän (Paläogen/Neogen) in Westeuropa. — Mitt. geol. Ges. Wien, **52**, S. 245—265, 1 Abb., Wien 1960.
- Deutscher Planungsatlas, **4**, Land Hessen, 90 Ktn. — Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landespl., Hannover, i. Verb. Hess. Min. d. Inn., Landespl., Wiesbaden, Bremen-Horn (Dorn) 1960.
- Die deutsche Erdölgewinnung im Jahre 1959 und ihre Zukunftsprobleme. — Erdöl u. Kohle, **13**, **6**, S. 433—436, Tab., Hamburg 1960.
- Die SchiffsstraÙe der Fulda im Wirtschaftsraum Nordhessen/Oberweser. Bericht des Weserbundes e. V. zur Frage des Umbaus der unteren Fulda vorgelegt im Auftr. d. Hess. Min. Wirtsch. u. Verk. — In: Sorgen und Schaffen f. d. Weser, Arbeits- u. Lagerber. d. Weserbund. e. V. u. d. Schiffsverkehrsverb. f. d. Wesergebiet e. V., **46** S., 4 Abb., Bremen 1960.
- Klingenberger Ton. — Keram. Z., **12**, S. 375—376, 1960. [Klingenberg/Main.]

Nachtrag aus dem Jahre 1961

- ACKERMANN, H.: Allgemeiner Überblick. — Schr.-R. Inst. Naturschutz, Beih., **13**, S. 27—31, Darmstadt 1961. [Arbeiten im Institut für Naturschutz, Darmstadt.]
- ANDERSON, H.-J.: Gliederung und paläogeographische Entwicklung der Chattischen Stufe (Oberoligozän) im Nordseebecken. — Meyniana, **10**, S. 118—146, 3 Abb., Kiel 1961. [Kasseler Meeresbucht.]
- BARTHOLMAT, H.: Untersuchung über die Wetterwirtschaft im Braunkohlentiefbau Hessens. — Braunkohle, **13**, S. 301—315, 16 Abb., Düsseldorf 1961.
- BECK, H.: Vulkanisten und Neptunisten in Hessen. — Ber. deutsch. Landeskr., **27**, **1**, S. 87—106, Bad Godesberg 1961.
- BEICHE, O. & M. ECKOLDT: Kühlwasserprobleme am kanalisierten Neckar in ihrer wasserwirtschaftlichen Verflechtung. — Wasserwirtsch., **51**, **11**, S. 295—298, 1961.
- BERCK, K.-H.: Ein wichtiger Rastplatz für Wasser- und Sumpfvögel in Hessen geht verloren! — Natur u. Volk, **91**, **4**, S. 123—128, 5 Abb., Frankfurt a. M. 1961. [„Herrschaftlicher Teich“ bei Wölfersheim.]
- BERCKHEMER, H., ST. MÜLLER & M. SELLEVOLL: Die Krustenstruktur in Südwestdeutschland aus Phasen-Geschwindigkeitsmessungen an Rayleigh-Wellen. — Z. Geophys., **27**, S. 151—163, 8 Abb., Würzburg 1961.
- BORCHERT, H.: Einfluß der Bodenerosion auf die Bodenstruktur und Methoden zu ihrer Kennzeichnung. — Geol. Jb., **78**, S. 439—502, 13 Abb., 14 Taf., Hannover 1961. [Beispiele aus Lich/Oberhessen.]
- BUZENGEIGER, G.: Das Abflußjahr 1961. Wasserwirtschaftliche Beobachtungen im Wesergebiet November 1960 bis Oktober 1961. — Die Weser, **35**, **12**, S. 157—160, 1961.
- CLOSS, H. & C. BEHNKE: Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste. — Geol. Rdsch., **51**, **2**, S. 315—330, 7 Abb., Stuttgart (Enke) 1961.
- DIENEMANN, W. & K. FRICKE: Mineral- und Heilwässer. Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. Mit Beiträgen von W. HARRE, R. SCHMIDTBERGER & S. SCHNEIDER. — Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, **5**, **5**, Göttingen-Hannover (Niedersächs. Inst. Landeskr.) 1961.
- DOEBL, F.: Fazies und Mikropaläontologie des Miozän im Rheintalgraben und seine Verbindung zu den benachbarten Tertiärgebieten. — Meyniana, **10**, S. 89—93, 1 Abb., 1 Tab., Kiel 1961.
- DOMBROWSKI, H. J.: *Bacillus circulans* aus Zechsteinsalzen. — Zbl. Bakt. I. Orig., **133**, S. 173—179, 1961.
- Ergebnisse balneobiologischer Arbeiten in Bad Nauheim. — Arch. physik. Therapie, **13**, S. 191—197, 1961.

- DOMBROWSKI, H. J.: Methoden und Ergebnisse der Balneobiologie. — Therapie der Gegenwart, **100**, S. 442—449, 1961.
- Lebende paläozoische Bakterien. — Ärztl. Fortbildung, **11**, S. 78—81, 1961.
- ECKHARDT, W. A.: WILHELM DILICHS Zehntkarte von Niederzwehren. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., **72**, S. 99—121, Kassel-Basel (Bärenreiter) 1961.
- FÖRSTER, K.: Die wirtschaftliche Bedeutung der Rhein-Main-Donau-Verbindung. — Bayer. Schifffahrtsstr., Sonderausg. Z. „Bayerland“, S. 17—21, 1961.
- FRENZEL, G.: Über ein neues, dem Högbonit verwandtes Nb-haltiges Fe-Ti-Mineral. — Fortschr. Mineral., **39**, S. 82, 1961. [Vortragsreferat. Freudenbergit vom Katzenbuckel/Odw.]
- FUCHS, H.: Planung und Bau der Rhein-Main-Donau-Großschifffahrtsstraße. — Bayer. Schifffahrtsstr., Sonderausg. Z. „Bayerland“, S. 10—16, 1961.
- GEIB, K. W.: Prämitteloligozäne (unteroligozäne?) fluviatile Ablagerungen im Bereich des westlichen Mainzer Beckens. — Z. rhein. naturf. Ges. Mainz, **1**, S. 20—25, 1 Abb., 1961.
- GEIPEL, R.: Die regionale Ausbreitung der Sozialschichten im Rhein-Main-Gebiet. — Forsch. deutsch. Landesk., **125**, 48 S., 14 Abb., Bad Godesberg 1961.
- GIERLOFF-EMDEN, H.-G.: Wasserstandsschwankungen und Hochwasserwellen der Weser von 1900—1935 und ihre Beeinflussung durch Großwetterlagen. — Forsch. deutsch. Landesk., **126**, Bad Godesberg 1961.
- GOTTLIEB, K.: Bad Orb und seine Salzquellen. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., **113/114**, S. 61—79, 1 Taf., Hanau 1961.
- GÜNSCHMANN, K. L.: Gipskristallbildung und Verwitterungserscheinungen im Rupelton von Flörsheim am Main. — Aufschluß, **12**, S. 4—6, 1961.
- HARK, H. U.: Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1960. — Erdöl u. Kohle, **14**, S. 245—260, 2 Abb., 2 Taf., Hamburg 1961.
- HAUSSMANN, R.: Die Geschichte der Wasserstraßen in Bayern. — Bayer. Schifffahrtsstr., Sonderausg. Z. „Bayerland“, S. 1—9, 1961.
- HEINTZE, G.: Der Kampf um den Meißner geht weiter. — Schr.-R. Inst. Naturschutz, Beih., **13**, S. 9—19, Darmstadt 1961.
- Landschaftsordnungsplan für den Naturschutzpark „Hoher Vogelsberg“. — Schr.-R. Inst. Naturschutz, **6**, 1, Darmstadt 1961.
- HENNINGSSEN, D.: Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rdsch., **51**, 2, S. 600—626, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart (Enke) 1961.
- HESS, R.: Die Ordnung der Abwasserverhältnisse im Gebiet der Stadt Frankfurt/Main. — Wasser u. Boden, **13**, 9, S. 307—312, 1961.
- HUGEL, A.: Die Umschlagplätze an der Großschifffahrtsstraße. — Bayer. Schifffahrtsstr., Sonderausg. Z. „Bayerland“, S. 22—29, 1961. [Rhein-Main-Donau.]
- KARAFIAT, H.: Tiersoziologische Untersuchungen in Schutzgebieten südlich Darmstadt — Fortschritte auf dem Gebiete der Untersuchungsmethoden. — Schr.-R. Inst. Natursch., Beih., **13**, S. 32—44, Darmstadt 1961.
- KERN, H.: Große Tagessummen des Niederschlages in Bayern. — Kallmünz/Regensburg 1961.
- KIRDORF, W.: Der Gewässerschutz im neuen Wasserrecht. — Ber. ATV, **12**, S. 380—389, Frankfurt (Main) (ZFGW-Verlag) 1961. [Hessen.]
- KÖRBER, J.: Bibliographie zur Binnenschifffahrt Mitteleuropas 1937—1960. — Ber. deutsch. Landesk., Sonderh. 5, Bad Godesberg 1961.
- KRENZLIN, A.: Die Entwicklung der Gewinnflur als Spiegel kulturlandschaftlicher Vorgänge. — Ber. deutsch. Landesk., **27**, 1, S. 19—36, 6 Abb., Bad Godesberg 1961.
- Werden und Gefüge des rhein-mainischen Verstädterungsgebietes. — Frankfurter geogr. H., **37**, S. 311—387, 15 Tab., 4 Ktn., Frankfurt a. M. 1961.
- LEICHNITZ, W.: Abwasserprobleme an der Nahe. — Ber. ATV, **12**, S. 363—379, Frankfurt (Main) (ZFGW-Verlag) 1961.
- LENZ, K.: Beziehungen und Verflechtungen von Bevölkerung und Wirtschaft im hessisch-westfälischen Grenzgebiet. — Ber. deutsch. Landesk., **27**, 1, S. 107—149, 11 Abb., Bad Godesberg 1961.

- LOTZE, F.: Aktuo-geologische Charakteristik des Jahres 1960. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 12, S. 609—628, Stuttgart (Schweizerbart) 1961. [Unwetter und Überschwemmungen in Hessen.]
- Notizen zur Aktuo-Geologie. 147. Bericht: Exogene Dynamik April bis Juni 1961. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10, S. 554—562, Stuttgart (Schweizerbart) 1961. [Temperaturen und Starkregen in Hessen.]
- LUDWIG, G.: Vorkommen und Genese uranhaltiger Horizonte im Mittleren Buntsandstein des Werra-Leine-Gebietes. — Geol. Jb., 78, Hannover 1961.
- LÜSSEM, H.: Einfluß der Schlachtabwässer auf kleine und mittlere Vorfluter. — Münchener Beitr., 8, S. 39—49, München (Oldenburg) 1961. [Nordhessen.]
- MALENDE, B.: Botanische Beiträge in den Berichten der Wetterauischen Gesellschaft und ergänzende Übersicht über neue floristische Beobachtungen. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., 113/114, S. 105—108, Hanau 1961.
- Naturschutz und Pflanzenwelt im Landkreis Hanau. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., 113/114, S. 89—103, Hanau 1961.
- MARTIN, G. P. R.: Die Briefe ALBERT OPPELS an FRIEDRICH ROLLE aus den Jahren 1852—1861. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 116, S. 124—177, Stuttgart 1961.
- MENDE, G.: Das Grabgerät des Gründautals. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., 113/114, S. 37—59, 6 Taf., Hanau 1961.
- NICKEL, E. & I.-M. OBELODE-DÖNHOF: Gesichtspunkte zu Gefügestudien in Odenwaldgneisen. I. Mehrphasigkeit im Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10, S. 502—519, 12 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1961.
- NICKEL, W.: Das Basaltvorkommen von Mühlheim/Dietesheim. — Aufschluß, 12, S. 101—103, 2 Abb., 1961.
- PICHL, K.: Hydraulische und technische Grundlagen zur Verbesserung der Schiffbarkeit des Rheines oberhalb von St. Goar. — Z. Binnenschifffahrt, 88, 3, S. 77—88, 1961.
- PITZ, H.: Ringwälle und Wallburgen an der Schwalmmpforte. — Z. Ver. hess. Gesch. u. Landesk., 72, S. 21—44, 6 Abb., Kassel-Basel (Bärenreiter) 1961.
- RENNER, E.: Die verkehrswirtschaftliche Bedeutung des Mains. — Z. Binnenschifffahrt, 9, S. 296—306, 1961.
- ROTH, H.: Hessisches Wassergesetz. — Industrieabwässer, S. 15—19, 1961.
- ROTHER, H.: Beiträge zur Siedlungsgeschichte des Ostplateaus des Vogelsberges besonders im Blick auf Schadges. — Lauterbacher Samml., 30, 113 S., 23 Ktn., 8 Abb., Lauterbach 1961.
- SCHAMP, H.: Entwicklung und Stand der geologischen Meßtischblatt-Kartierung in Deutschland. — Ber. deutsch. Landesk., 26, 2, S. 289—300, 2 Ktn., Bad Godesberg 1961.
- SCHERER, E.: Die quantitative Entwicklung des Edersee-Zooplanktons im Sommer 1958. — Fischwirt, 11, 9, S. 271—283, 1961.
- SCHWILLE, F.: Die Mineralquellen des Mittelrheingebietes. — Deutsch. gewässerl. Mitt., 5, 5, S. 110—117, 1961.
- SEIFERT, A.: Bundeswasserstraßen in der bayerischen Landschaft. — Bayer. Schifffahrtsstr., Sonderausg. Z. „Bayerland“, S. 30—34, 1961.
- SEILACHER, A.: Ein Füllhorn aus dem Hunsrückschiefer. — Natur u. Volk, 91, 1, S. 15—19, 4 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M. 1961.
- SEMMEL, A.: Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. — Frankfurter geogr. H., 37, S. 425—492, 24 Abb., Frankfurt a. M. 1961.
- SIMON, W.: Ein Riesenlurch aus dem Odenwald. Fundbericht von Waldkatzenbach am Katzenbuckel. — Aufschluß, 12, S. 128—130, 2 Abb., 1961.
- STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 34, 114 S., 21 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Wiesbaden 1961.
- Geologische Karte des südlichen Kellerwaldgebirges 1:25 000. — Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden 1961.

- STRAKA, H.: Über einige Fortschritte der Sporen- und Pollenforschung. — Geol. Rdsch., **51**, 2, S. 517—530, 3 Abb., 3 Taf., Stuttgart (Enke) 1961. [Pollen im Mineralwasser von Bad Nauheim.]
- STROH, R.: Die Möglichkeiten der Vernichtung von Zooparasiten in unbeheizten und beheizten Faulräumen. — Münchener Beitr., **8**, S. 95—103, München (Oldenburg) 1961. [Zentral-Kläranlage Darmstadt.]
- TISOWSKY, K.: Ackerland, Rebflächen und Obstkulturen im oberen Rheingau. — Frankfurter geogr. H., **37**, S. 389—423, 5 Abb., 7 Tab., Frankfurt a. M. 1961.
- TOBIEN, H.: *Palaeomeryx eminens* H. v. M. (Cervoidea, Mamm.) aus den unterpliocänen Dinotheriensanden Rheinhessens. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **9**, S. 483—489, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1961.
- TRAUTMANN, E.: Stark- und Dauerregen in Nordbayern. — Mitt. deutsch. Wetterd., **4**, 26, 25 S., 1 Kte., 9 Abb., Offenbach a. M. 1961.
- TRENTEPOHL, M.: Grundlagenforschung auf dem Gebiete der Pilz-Soziologie und der Pilz-Ökologie in hessischen Waldgesellschaften — Weitere Untersuchungen im Raum Roßdorf-Messel. — Schr.-R. Inst. Natursch., Beih., **13**, S. 45—48, Darmstadt 1961.
- WAGNER, J.: Der Verein für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M. im ersten Viertel des zweiten Jahrhunderts seines Bestehens. — Frankfurter geogr. H., **37**, S. 7—30, Frankfurt a. M. 1961.
- WEILER, W.: Die ersten Skelettfunde von *Gobius francofurtanus* KOKEN (Klasse Pisces) in den Corbicula-Schichten bei Hainstadt am Main. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturk., **113/114**, S. 85—88, 1 Abb., Hanau 1961.
- WERNTHALER, R.: Das Studium tektonischer Bewegungen und das europäische Haupt-nivellementsnetz (R.E.U.N.). — Bull. géodésique, **62**, S. 303—310, 1961.
- Bayerische Schiffsstraßen. — Sonderausg. Z. „Bayerland“, München 1961.
- Bodennutzung und Ernteerträge in Hessen 1960. — Beitr. Statist. Hessens, **129**, 230 S., 1961.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Ergänzungsheft, Land Hessen, Rhein- und Weseranteil, Abflußjahr 1960. — 91 S., 1 Kte., Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forst., Abt. Wasserwirtschaft) 1961.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Abschnitt Main, (Mit einem Anhang: Bayer. Elbegebiet), Abflußjahr 1960. — 99 S., 1 Kte., München (Bayer. L.-Stelle Gewässerk. München) 1961.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflußjahr 1960. — 164 S., 1 Kte., Hannover (L.-Stelle Gewässerk. Hannover) 1961.
- Erläuterungen zur Bodenkundlichen Übersichtskarte von Bayern 1:500 000. — Bayer. Geolog. Landesamt, München 1961.
- Rhein-Main-Donau Aktiengesellschaft München. — Kurzbericht über die Rhein-Main-Donau-Großschiffsstraße (Ausbaustand 1961). — München 1961.
- Übersichtskarte der Bildflüge 1:1 000 000 nebst Beilage. 8. Ausg., Stand 1. Januar 1961.

1962

- ACKERMANN, H.: Die natürliche Vegetation im Landkreis. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 71—76, 5 Abb., Darmstadt 1962.
- AHORNER, L.: Das Erdbeben im Saar-Nahe-Becken vom 17. August 1960. (Rheinische Erdbeben. II). — Sonderveröff. Geolog. Inst. Univ. Köln, **7**, Köln 1962.
- ANDERSON, H.-J.: Die Typen der chattischen Pectiniden in GOLDFUSS' „Petrefacta Germaniae“. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 93—105, 1 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1962.
- BAATZ, H. & S. RITZKOWSKI: Wieviel Melanientone (Tertiär) gibt es in Hessen? — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 233—239, 2 Abb., Wiesbaden 1962.

- BAHLOW, H.: Deutschlands älteste Fluß- und Ortsnamen erstmalig gedeutet aus erschollenem Wortgut europäischer Vorzeitalter. 1. — Hamburg 1962.
- BARGON, E.: Bodenerosion. Ihr Auftreten, ihre Erkennung und Darstellung. — Geol. Jb., **79**, S. 479—492, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1962.
- BOTTKE, H.: Zur geologischen und technologischen Beurteilung hessischer Felsquartzvorkommen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 327—340, 4 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Wiesbaden 1962.
- BOUCOT, A. J. & A. SIEHL: *Zdimir* BARRANDE (Brachiopoda) redefined. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 117—131, 6 Taf., Wiesbaden 1962.
- BUSSE, E.: *Ceratites armatus* PHILIPPI im Oberen Muschelkalk des Meißners (Niederrhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 87—92, 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- BUZENGEIGER, G.: Wasserablauf im Wesergebiet. — Die Weser, **36**, S. 104—105, 1962.
- DOMBROWSKI, H. J.: Lebende Organismen aus dem Paläozoikum. — Natur u. Museum, **92**, S. 436—440, 5 Abb., Frankfurt/Main 1962.
- Creno-Paläontologie, ein neuer Zweig der Quellenforschung. — Heilbad u. Kurort, 1962.
- DREIZLER, I.: Mineralogische Untersuchungen an zwei Gipsvorkommen der Werraserie (Zechstein). — Beitr. Mineral. Petrogr., **8**, S. 323—338, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1962.
- EAMES, F. E., F. T. BANNER, W. H. BLOW, W. J. CLARKE mit einem Beitrag von L. R. COX: Fundamentals of mid-tertiary stratigraphical correlation. — 163 S., 17 Taf., 20 Abb., Cambridge 1962. [Hinweise auf Oligozän des Mainzer Beckens und von Kassel.]
- FAHLBUSCH, K.: Bauwerkschäden in Heppenheim (Bergstraße) und ihre Ursache. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 393—411, 1 Abb., Wiesbaden 1962.
- Beobachtungen über bodenanzeigende Pflanzen im Rhein-Main-Gebiet. — Natur u. Museum, **92**, 2, S. 46—50, 6 Abb., Frankfurt a. M. 1962.
- FANDRICH, K.: Spurenmetalluntersuchungen im Unteren Kalilager der Grube Menzengraben (Werragebiet) und Betrachtungen zur Genese der dortigen Kalisalze. — Ber. Geol. Ges. DDR, **6**, 1, S. 125—151, 10 Abb., Berlin 1962.
- FÖHRENBACHER, A.: Chemische und kolloidchemische Untersuchungen an zwei Bodenprofilen auf Tonschiefer und Basalt mit unterschiedlicher Lößauflage. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 354—392, 5 Abb., 8 Tab., Wiesbaden 1962.
- GELLRICH, I.: Die Industrie im Landkreis Darmstadt. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 135—156, Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- GENSICKE, H.: Die geschichtliche Entwicklung des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 13—22, 6 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- GRAUER, B.: Aus der Verfassungs- und Verwaltungsgeschichte des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 29—30, Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- GROSS, W.: Neuuntersuchung der Stensiöellida (Arthrodira, Unterdevon). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 48—86, 11 Abb., 5 Taf., Wiesbaden 1962.
- HAASE, G. & S. OETTEL: Kieselgurvorkommen im Werra-Kaligebiet. — Geologie, **11**, 4, S. 488—494, 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1962.
- HENNINGSSEN, D.: Die Lagerungsverhältnisse der Gießener Grauwacke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 273—286, 6 Abb., Wiesbaden 1962.
- HENNINGSSEN, D. & H. QUADE: Stratigraphie und Faziesverhältnisse in der Braunfels-Wetzlarer Oberdevonmulde (Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 179—209, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- HENTSCHHEL, H., S. KOVITNIG, F. KUTSCHER & F. RÖSING: Ganztageexkursion zur Blauen Kuppe und zum Meißner am 25. Mai 1961. — Decheniana, **114**, 2, S. 195—201, 2 Abb., Bonn 1962.

- HENTSCHEL, H. & F. RÖSING: Geologische Halbtagesexkursion in das Dörnberg-Gebiet am 23. Mai 1961. — *Decheniana*, **114**, 2, S. 187—190, Bonn 1962.
- HERCHENRÖDER, M.: Bau- und Kunstdenkmäler des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 23—28, 5 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- HERRMANN, A. & E. HOFRICHTER: Zur Fazies der Solling-Folge (Mittlerer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. Mit einem Beitrag von G. LUDWIG. — *Geol. Jb.*, **79**, S. 551—564, 2 Abb., 2 Tab., Hannover 1962.
- HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **40**, 46 S., 1 Abb., 6 Taf., Wiesbaden 1962.
- HORN, M.: Ein neues Vorkommen von Zechstein-Konglomerat im Wesetal (Nördlicher Kellerwald, Bl. 4820 Bad Wildungen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 491—493, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- JACOBSHAGEN, V., K. O. MÜNNICH & J. C. VOGEL: Das Alter des Schädels von Rhünda. III. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **13**, S. 138—140, Öhringen/Württ. 1962.
- JORNS, W.: Zur Ur- und Frühgeschichte des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 6—12, 14 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- JUST, H.: Heizgasproblem und Unterspeicherung. — *Gasverwendung*, 4 S., 4 Abb., Frankfurt/Main 1962. [Hinweis auf Speicherprojekt Hähnlein bei Darmstadt.]
- KULICK, J. & H. ZAKOSEK: Zur Sedimentation im Edersee von 1914—1959. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 499—501, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1962.
- KUTSCHER, F.: Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 160—164, 2 Tab., Wiesbaden 1962.
- Beiträge zur Sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 2. Die Chondriten als Lebensanzeiger. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 494—498, 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- Bemerkungen zur Einrichtung einer Veröffentlichungsrubrik „Nachrichten und Mitteilungen aus dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung“ in den Notizblatt-Bänden. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 487—490, Wiesbaden 1962.
- Geophysikalische Forschungen in den hessischen Eisenerzgebieten. — *Geol. Rdsch.*, **51**, 2, S. 672—680, Stuttgart (Enke) 1962.
- PER RÖSSLE †. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 516—520, 1 Bild, Wiesbaden 1962.
- Register für die Notizblattbände der 6. Folge, (VI)1 bis (VI)3 und 81—89. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 425—486, 1 Abb., Wiesbaden 1962.
- KUTSCHER, F. & A. KARSCHNY: Die stratigraphisch-paläontologische Sammlung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 521—524, Wiesbaden 1962.
- LAEMMLER, M.: Profil durch den Buntsandstein im Spessart. — *HERMANN-ALDINGER-Festschrift*, S. 105—124, 1 Abb., 1 Beil., 2 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- LANGENBACH, U.: Die tektonischen Verhältnisse am Eisenzecher Gangzug südlich von Siegen (Rheinisches Schiefergebirge, Siegerland). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 287—318, 11 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1962.
- LINGEMANN: Neue wettertechnische Untersuchungen und deren Ergebnisse in hessischen Gruben. — *Braunkohle*, **14**, S. 269—273, Düsseldorf 1962.
- LINKMANN, W.: Wald, Forstwirtschaft und Jagdwesen. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 67—68, 1 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- LOHMANN, H. H.: Zur Formentwicklung von Salzauslaugungstrichtern. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **90**, S. 319—326, 2 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- LOTZE, F. & F. RADIG: Notizen zur Aktuo-Geologie. 151. Bericht: Juli bis Dezember 1961: Exogene Dynamik in Europa. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 2, S. 102—111, Stuttgart (Schweizerbart) 1962. [Temperaturen in Frankfurt/Main und im hess. Bergland.]

- LÜSSEM, H.: Die Flußüberwachung im Einzugsgebiet der Weser. — Die Weser, **36**, S. 96—99, 2 Abb., 1962.
- MARTINI, E.: Coccolithophoriden-Gemeinschaften im Tertiär. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 2/3, S. 617—618, Hannover 1962. [Vortragsreferat.]
- MATTHES, G.: Die Geologie des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 77—79, 1 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- Hessisches geologisches Schrifttum 1961. Mit Nachträgen aus den Jahren 1942—1960. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 525—547, Wiesbaden 1962.
- MAURER, K.: Auszüge zur Geschichte Gunzenaus. — Lauterbacher Samml., **33**, S. 18—30, Lauterbach 1962.
- MEISCHNER, K.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **39**, 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf., Wiesbaden 1962.
- MEYER, K.: Das Untere Mitteldevon zwischen Winterberg und Wiemeringhausen im östlichen Sauerland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **114**, S. 273—290, 1 Abb., 2 Taf., 4 Beil., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- MICHELIS, F.: Geologischer und hydrogeologischer Überblick über den Rheingaukreis. — In: 75 Jahre Rheingaukreis, Hrsg. Kreisausschuß des Rheingaukreises, S. 131—134, 1 Kte. 1:100 000, Rüdesheim a. Rhein 1962.
- Geologische Bemerkungen zu den Exkursionen des Nass. Vereins für Naturkunde im Jahre 1961. — Jb. nassau. Ver. Naturk., **96**, S. 132—138, Wiesbaden 1962.
- Wiesbadens geologischer Weltruf. — Wiesbaden, **6**, S. 12—15, 5 Abb., Wiesbaden 1962.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Frankfurt (DLG-Verlags-GmbH) 1962.
- MUSHAKE, A. L. M.: Von Ort zu Ort. Eine Wanderung durch die Gemeinden des Landkreises. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 92—128, 56 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- NAIRN, A. E. M.: Paleomagnetic Investigation of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks. 1. Preliminary collections in the Eifel, Siebengebirge and Westerwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 412—424, 3 Tab., 9 Abb., Wiesbaden 1962.
- NEUGEBAUER, V. & H. ZAKOSEK: Die Smonica. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 341—353, 2 Tab., Wiesbaden 1962.
- NICKEL, E. & I.-M. OBELODE-DÖNHOF: Der Hornblendegneis von Ostern-Weschnitz im Odenwald. — N. Jb. Mineral., Abh., **98**, 2, S. 157—207, 20 Abb., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- NIESCHALK, C. & A. NIESCHALK: Pfingsttagung 1961 in Kassel (Biologischer Bericht). — Decheniana, **114**, 2, S. 207—208, Bonn 1962.
- ORTH, K.: Unser Dorf in alter Zeit. — Lauterbacher Samml., **33**, S. 3—10, Lauterbach 1962.
- PFLUG, H. D.: Untersuchungen an Kalisalz-Profilen des Werra-Gebietes. — Hess. Lagerstättenarch., **5**, 50 S., 1 Abb., 1 Tab., 6 Diagr., 4 Taf., Wiesbaden 1962.
- RÖDER, D.: Altersstellung von Bornicher Schichten und Spitznack-Schichten (Unter-Devon). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 165—172, Wiesbaden 1962.
- RÖSING, F.: Geologische Halbtagesexkursion durch den Habichtswald und den Kasseler Graben am 24. Mai 1961. — Decheniana, **114**, 2, S. 190—194, Bonn 1962.
- ROTH, H.: Die Werra-Kalisalzlagerstätte. — Decheniana, **114**, 2, S. 203—205, 2 Abb., Bonn 1962.
- ROTHE, H.: Beiträge zur Siedlungsgeschichte des Ostplateaus des Vogelsberges bes. im Blick auf Schadges, II. T. — Lauterbacher Samml., **31**, S. 3—139, 4 Ktn., Lauterbach 1962.
- ROTHE, P.: Mittel- und Oberdevon bei Aumenau (Südliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge). Vorläufige Mitteilung über neue Ergebnisse zur Stratigraphie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 173—178, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1962.
- RUPPERT, K.: Der stadtnahe Wald — Nutzen und Segen zugleich. — Unser Wald, S. 94—97, Frankfurt/Main 1962. [Frankfurter Stadtwald, Hinweise auf Grundwasserneubildung.]

- SAUER, H.: Tragik in Frau Holles Reich. — Wandern und Bergsteigen, **14**, S. 4—7, 1 Abb., Stuttgart 1962. [Naturschutzgebiet Meißner.]
- SCHÄFER, W.: *Halitherium*: Fossil und Leiche. — Natur u. Museum, **92**, 2, S. 53—56, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1962.
- SCHMIDT, H.: Gemeinsame Ganztags-Exkursion nach Rotenburg/Fulda und in das Richeldorfer Gebirge am 26. Mai 1961. — Decheniana, **114**, 2, S. 202, Bonn 1962.
- SCHNEIDER, A.: Zur Tektonik und Metamorphose des nördlichen Spessart-Kristallins. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 246—272, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1962.
- SCHUBACH, K.: Statistische Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser bei verschiedenen Böden nach lysimetrischen Beobachtungen. — Z. Kulturtechn., **3**, S. 308—314, 2 Abb., Berlin-Hamburg 1962. [Lysimeterbeobachtungen in Gießen.]
- SCHWIND, R.: Die Landwirtschaft des Kreises gestern und heute. — In: Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft, S. 81—91, 14 Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- SEIFERT, F.: Die Kaliabwässerkommission für das Gebiet der Werra und Fulda. — Die Weser, **36**, S. 100—101, 1962.
- SIEVERTS-DORECK, H.: Über eine neue Form von Tubusplatten devonischer Crinoiden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 106—116, 7 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- SOBOTH, E.: Vergleichende Betrachtungen zur Talausbildung schwedischer und hessischer Flüsse. — Geol. Rdsch., **51**, 2, S. 681—682, 2 Abb., Stuttgart (Enke) 1962.
- STETS, J.: Zur Geologie der Dhronthal Schichten und Hunsrück-schiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 132—159, 2 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1962.
- STRUVE, W.: Einige Trilobiten aus dem Ordoviciem von Hessen und Thüringen. — Senckenbergiana leth., **43**, S. 151—180, 2 Taf., 5 Abb., 1 Tab., Frankfurt/Main 1962.
- TOBIEN, H.: Insectivoren (Mamm.) aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Messel bei Darmstadt. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**, S. 7—47, 1 Abb., 3 Taf., Wiesbaden 1962.
- Ein *Lophiodon*-Fund (Tapiroidea, Mamm.) aus den niederhessischen Braunkohlen. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 2/3, S. 622, Hannover 1962. [Vortragsreferat.]
- WILHELM, W.: Eine versteinerte Seekuh aus dem Alzeier Meeressand. — Natur u. Museum, **92**, S. 51—53, 2 Abb., Frankfurt a. M. 1962.
- ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **37**, 46 S., 1 Abb., 19 Tab., Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, E.: Der Hersfelder Heilbrunnen. — Beil. zu „Die Schwarzburg“, **71**, 2, S. 18, 20, 22, 24, Bad Essen 1962.
- ZIEGLER, W.: Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodonten-Gattungen in der *Manticoceras*-Stufe (Oberdevon, Deutschland). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **114**, 2, S. 142—168, 9 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1962.
- Spuren altvaristischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 2/3, S. 618—619, Hannover 1962. [Vortragsreferat.]
- Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.
- Aufbau des Südwestdeutschen Wasserwirtschaftsverbandes e. V. — In: Jahresbericht 1961, S. 4—7, Heidelberg (Südwestdeutscher Wasserwirtschaftsverband e. V.) 1962.
- Das Buch von ZOV. — Hrsg. Zweckverb. oberhess. Versorgungsbetriebe, 247 + 9 S., Abb., Friedberg/Hessen 1962.
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch; Sonderheft Land Baden-Württemberg, Regierungsbezirke Nord- und Südbaden (Hoch- und Oberrhein mit Anteilen Neckar, Main und Donau), Abfußjahr 1960. — 107 S., 1 Kte., Karlsruhe (L.-Stelle Gewässerk. u. wasserwirtsch. Planung) 1962.

- Gesamtaufwand der Wasserwirtschaft im Bundesgebiet und Berichte der Landeswasserwirtschaftsverwaltungen 1961. — In: Jahresbericht 1961, S. 11—40, Heidelberg (Südwestdeutscher Wasserwirtschaftsverband e. V.) 1962.
- Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung. — In: Jahresbericht 1961, S. 9—10, Heidelberg (Südwestdeutscher Wasserwirtschaftsverband e. V.) 1962.
- Landkreis Darmstadt — Monographie einer Landschaft. — 188 S., Abb., Darmstadt (Mushakesche Verl.-Anst.) 1962.
- Naturschutz und Landschaftspflege im Rheingaukreis. Organisation und Aufgaben. — Herausg. Kreisausschuß d. Rheingaukreises, Untere Naturschutzbeh., 28 S., 1962.
- Sperrmauer des Edersees wieder standfest. — Die Weser, 36, 5, S. 66—70, Abb., Bremen 1962.
- Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung für die Zeit vom 1. 1. bis 31. 12. 1961. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 505—515, Wiesbaden 1962.
- Zeitprobleme der Wasserwirtschaft. — In: Jahresbericht 1961, S. 51—55, Heidelberg (Südwestdeutscher Wasserwirtschaftsverband e. V.) 1962.

Stichwort-Register ab Notizblatt-Band 90

Im Notizblatt-Band 90 wurde erstmalig seit dem über 100 Jahre währenden Bestehen dieses Publikationsorganes der Versuch gemacht, für den Jahresband ein Autoren-, Sach-, Orts- und Fossilregister einzuführen. Inhalt und Umfang der derzeitigen Notizblatt-Bände verlangten nach einer Möglichkeit, durch Stichwörter den behandelten Stoff schnell zugänglich zu machen. Ebenso wurde auch dem Wunsche zahlreicher Notizblatt-Benutzer, die seit Jahren schon dazu anregten, nachgekommen.

Bei der Zusammenstellung eines Stichwort-Registers ist die Mitarbeit der Autoren nicht allein erwünscht sondern sogar unerlässlich, da es ihnen am ehesten zukommt, die zutreffenden und gewichtigen Begriffe schnellstens zu beurteilen und herauszufinden. Demgemäß wurden im vergangenen Jahre alle Autoren, die ihre Manuskripte zum Druck im Notizblatt-Band 90 zur Verfügung stellten, gebeten, entsprechende Angaben für das Register zu liefern.

Die Reaktion und Mithilfe war erfreulich, in Einzelfällen sogar vorbildlich. Nur wenige Autoren erfüllten die Bitte nicht. Die gemachten Erfahrungen ermutigen dazu, das Register für die Zukunft beizubehalten. Es scheint aber notwendig zu sein, das Stichwort-Register zu verankern und den zukünftigen Mitarbeitern einige Anleitungen und Wünsche der Schriftleitung mit auf den Weg zu geben.

Die Einrichtung des Registers

1. Am Ende jedes Notizblatt-Bandes, und zwar im Anschluß an den Amtlichen Teil, wird ab Band 90 ein Register geführt. Es wird durch ausgewählte und gewichtige Stichwörter die Möglichkeit vermittelt, den in den Bänden niedergelegten Stoff schnell aufzufinden und zugänglich zu machen.

Das Stichwort-Register wird in ein
Autorenregister
Sach- und Ortsregister sowie
Fossilregister
aufgegliedert.

Form und Inhalt des Registers

2. Das Autorenregister führt:

- a) Die Autoren-Namen für jede Arbeit des Bandes mit der vollen Seitenzahl.

Beispiel: SCHMIDT, H. W. 109—181

- b) Die zitierten Autoren, die für das Verstehen und die Untermauerung der vorgelegten Schrift durch wesentliche Aussagen beigetragen haben, mit den Seitenzahlen, auf denen sie im Text genannt wurden.

Beispiel: KAYSER, E. 291, 292, 295, 387, 388, 393
oder 295—299, 301—305, wenn auf hintereinander folgenden Seiten der Name öfters zitiert wird.

Der oder die Vornamen sind nach Möglichkeit dem Familien-Namen des Autors beizufügen, ganz besonders dort, wo der gleiche Autor-Name häufig vertreten ist.

Beispiele: RICHTER, D. (DIETER)	SCHMIDT, G. (GERHARD)
„ E. (EMMA)	„ H. (HERBERT)
„ G. (GERHARD)	„ H. (HERMANN)
„ H. (HEINRICH)	„ H. (HERTHA)
„ K. (KONRAD)	„ H. W. (H. WOLFGANG)
„ M. (MAX)	„ K. (KLAUS)
„ R. (REINHARD)	„ M. (MARTIN)
„ R. (RUDOLF)	„ W. (WALTER)
„ W. (WOLFGANG)	„ W. E. (WALTER ERICH)
usw.	„ W. J. (WALTER J.)
	„ W. (WOLFGANG)
	usw.

3. Das Sach- und Ortsregister wird zusammengefaßt mit der Begründung, daß in sehr vielen Fällen die Ortsangaben mit einer Sache, in entsprechender Weise auch umgekehrt, gekoppelt, und die Einzelbegriffe nicht sinnvoll einzeln zu zitieren sind.

Beispiele: Porphyroid der Rigidill	367, 368, 373
Prümer Mulde	367
Quarzporphyr von Gornhausen	368
Spessart-Kristallin	246—272
Ulmen Gruppe	138, 140, 143
Ulmen-Zeit	143, 144
Zweibrücker Triasmulde	587

- a) Es ist zweckmäßig, rangmäßig übergeordnete Begriffe vorzustellen und sachliche Ausführungen dazu anzuschließen.

Beispiele: Smonica 341—353
—, Biologische Aktivität 349
—, Bodenbildungsfaktoren 348
—, chemische und physikalische Analysen 345
—, C¹⁴-Bestimmung 347
—, Definition 342, 351
—, Dynamik 349
—, Farbe 346
—, Genese 350
—, Gliederung 351
—, Mikromorphologie 346
—, Mineralogische Bestimmung 346
—, Morphologie 343

- Smonica, Phänologie 349
 —, Pollenanalytischer Befund 346
 —, Profil 348
 —, Rubifizierung 348
 —, Synonyme 341, 342
 —, Typenbezeichnung 351
 —, Vegetation 348
 —, Verbraunung 349
 —, Verbreitung 347
 —, Wasserbewegung 349
 —, Wasserkapazität 349
 Zerfer Schichten 134—137, 140, 145
 — —, obere 141, 146, 150
 — —, untere 141, 142, 150
 — —, ungegliederte 141, 142, 147, 153
 — —, Abgrenzung 142
 — —, fazielles Verhalten 144
 — —, Lithologie 141
 — —, Vorkommen 142

b) Beziehungslose Stichwörter sind nach Möglichkeit zu vermeiden oder besser durch gegenständliche Angaben und Ortsbezeichnungen zu ergänzen, besonders in Fällen, wo nicht „alltägliche“ Themen behandelt werden.

- Beispiele: Vereinigte Staaten, Karbon, Crinoiden mit
 pilzförmigem Analsack 108, 112
 Tubusplatten von Crinoiden, Karbon und Perm 107, 115
 Dachsberg bei Gerolstein (Eifel), Fleringer Schichten,
 Crinoiden
Stegocrinus dohmi n.sp. 107, 110, 113, 114
Stegocrinus bloose n.sp. 107, 109, 110, 114, 115, 116
 Bodenprofilreihen auf Basalt mit unterschiedlicher
 Lößauflage 354, 363, 364
 Felsquarzitvorkommen bei Oberrosbach (Taunus),
 geologische und technische Beurteilung 327—340
 Tektonik, spät- und nacholigozäne 240

c) An Autoren-Namen und Fossilien gekoppelte Orts- und Sachbegriffe sind im Orts- und Sachregister aufzuführen.

- Beispiele: Pompeckj'sche Schwelle
 Tornquist-Linie
 Lecompte'sche Pforte
 Wo. Schmidt'sche Küste
 Krömmelbein'sche Struktur
 Kayser'sche Bucht
 Eck'sches Konglomerat

oder

- splendens*-Subzone 221, 222
dubia-rhenana-Interregnum 215
cuboides-Mergel 213
cicatricosa-Zone 229
cordatum-Zone des Unter-Oxfordien 403, 408
 Conodontenstratigraphie 173
 Myophorien-Schichten 50, 62, 76

- d) Karten werden zweckmäßig unter dem Überbegriff des Kartenwerkes aufgezählt.

Beispiel: Topographische Karte 1:25 000
 Bl. Alfeld 337—390
 — Camberg 329—336
 — Gifhorn 714
 — Goslar 205—240
 — Kulmbach 60
 — Meppen 741—820
 — Zellerfeld 205—240

4. Gegenüber vielen anderen Publikationsorganen wird das Fossilregister selbständig geführt. Es wird dadurch eine Überlastung des Sach- und Ortsregisters vermieden, zum anderen aber auch dem Gewicht dieses Wissenschaftszweiges Rechnung getragen.

Im Fossilregister sollen nur fossile und rezente Formen aufgeführt werden (nach der binären Nomenklatur) einschließlich der übergeordneten Unterfamilien, Familien, Klassen usw.

Beispiele: *Buchiola angulifera* 216
Chlamys aquaetranquillae 104
 — *cancellata* 104
 — *decussata* 95, 101, 103, 104
 — *macrotis* 103
 — *picta* 104
 — (*Camptonectes*) *ambiga* 100
 — — *cancellata* 99
 — — *hausmanni decemplicata* 102, 104
 Gipedulinae 120
 Pentameridae 120
 Pentameracea 119, 120
Stegocrinus 106, 109, 116
 — *bloosi* 107, 109
 — *dohmi* 107, 115
 — cf. *dohmi* 110, 114
 — sp. 114

Umfang des Registers

5. Nicht jeder Begriff kann im Register aufgezählt werden, es muß eine Auswahl getroffen werden. Die mitgeteilten Stichwörter müssen wichtig sein und ebenso wesentliche und erschöpfende Auskunft geben können. Es ist völlig abwegig, eine Zahl pro Seite oder eine untere und obere Begrenzung vorzuschreiben. Das Auswählen der Stichwörter kann zunächst dem Autor überlassen werden; er soll durch die geschickte Auswahl den Stoff und die Ergebnisse seiner Arbeit vermitteln, d. h. „Reklame“ für sich selbst und seine Arbeit machen. Dem Schriftleiter der Zeitschrift allerdings muß es vorbehalten bleiben, regelnd^W einzugreifen, wenn das Register durch unsachgemäße und überflüssige Stichwörter belastet wird.

Die Form der Mitarbeit am Register

6. Die Aufstellung eines Registers ist erst nach erfolgter Umbruchkorrektur möglich, da zu diesem Zeitpunkt die Seitenzahlen bekannt sind.

In vielen Fällen werden die Stichwörter unmittelbar im Text durch bunte Unterstreichungen gekennzeichnet. Diese Methodik erfordert ein Minimum an Zeitaufwand, verführt aber dazu, möglichst viele oder aber mehr Stichwörter zu kennzeichnen als notwendig sind.

Die Schriftleitung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung erlaubt sich den Vorschlag, daß die mitzuteilenden Stichwörter listenmäßig ausgezogen und getrennt nach Autorenregister, Sach- und Ortsregister sowie Fossilregister geliefert werden. Auf die Reihenfolge im Alphabet kann verzichtet werden, da die Stichwörter verzettelt und in der alphabetischen Reihenfolge zum Satz an die Druckerei weitergegeben werden.

Schlußwort

Der Druck wissenschaftlicher Arbeiten ist mit hohen Kosten verbunden. Die Autoren können dem Kostenträger dafür einen großen Dank abstatten, wenn sie die Mitarbeit in verantwortungsbewußter Form erledigen. Dies trifft besonders für die Register zu.

Schriftleitung

FRIEZ KUTSCHER

Autorenregister, Sach- und Ortsregister, Fossilregister

Autorenregister

- AHLBURG, J. 119, 126, 133, 135, 136, 138
 AHRENS, W. 257, 261, 320
 ALBRECHT, D. 356
 AMMON, L. v. 144, 160, 169
- BARGON, E. 356—358
 BEHREND, F. & BERG, G. 305
 BEHREND & STAESCHE 239, 255
 BEYSCHLAG, F. 279
 BOTKE, H. 129, 256—276
 BRANCO, W. 75
 BRINKMANN, R. 172, 312
 BRITZ, K. M. 178
 BROILI, F. 37, 367
 BÜCKING, H. 219, 220, 223, 230
- CHELIUS, C. 279
 COUVREUX 315
- DAHMER 104
 DENGLER, H. 120
 DOEBL 199, 200, 208, 209
- EBERT 285
 ECKHARDT, F. J. 261, 265—269, 274
 EISSELE 243, 255
 ENGELS, B. 368
- FABIAN, GRUPE, NÖRING & SEIFERT 238,
 239, 255
- FALKE, H. 146, 174, 199
 FIRBAS, F. 320
 FRAAS, E. 170
 FRECH 367
 FRECHEN, J. 320
 FRENZEL, G. 292, 295
 FRIPIAT 315
 FUCHS, A. 94, 319, 320, 367, 368
 FUCHS & LEPLA 234, 236
 FULDA, E. 170
- GASTUCHE 315
 GEIB, K. W. 203, 204, 214, 215
 GEINITZ, H. B. 166, 167
 GILBERT, G. 294, 295, 297
 GLAES, M. 191
 GREBE, H. 108, 112, 113, 180, 319, 320
 GROSS, W. 36—73, 80
- GRUNER, J. W. 295, 299
 GÜMBEL, C. W. v. 144, 147—149, 158, 163,
 166—169
 GÜRICH, G. 367
- HALLIK 243, 255
 HARDERS, F. u. KIENOW, S. 275
 HARRASSOWITZ, H. 279
 HAUSCHULZ 239, 255, 351
 HENRICH, H. W. 179
 HENTSCHEL, H. 282
 HENTSCHEL, H. E. 143—176
 HERRNBRODT, A. 356, 358
 HÖLTING & MATTHESS 273—255
 HOLZAPFEL & LEPLA 234, 236
- JACKSON, M. L. & SHERMAN, C. D. 315
 JAEKEL 75
 JASMUND, K. 317
 JUMPERTZ, E. A. 284
- KAYSER, E. 119, 138, 367, 370
 KENNEDY 285
 KIENOW 112
 KIESEL 209
 KING, W. 166
 KLINKHAMMER, B. F. 177, 179, 192
 KLÜPFEL, W. 257
 KOCH 108
 KOPP, K. O. 185
 KRAUSE, O. u. TIETZE, H. 270
 KREBS, W. 120, 130
 KUBIĚNA, W. L. 356
 KULICK 237, 239, 255
 KUTSCHER, F. 94, 96, 97, 104, 106, 107, 116,
 202, 261, 319, 320, 341—350, 366—371
 KUTSCHER, F. & M. HORN 368
- LEHMANN, W. M. 75—86
 LEHMANN & WESTOLL 79
 LEITH, C. K. & MEAD, W. J. 307
 LEPLA, A. 95, 97, 112, 114, 115, 144, 147,
 149, 160, 179, 367
 LEPSIUS 214
 LERSCH 279
 LEUCHS, K. 220, 230
 LIEBKNECHT, J. G. 279
 LIEBRICH, A. 279

- LINDLEY, H. W. 284, 286, 292, 293, 294, 295, 298
 LIPPMANN, F. 288
 LUCIUS, M. 185
 LUDWIG, F. 312, 313
- MATTHESS, G. 391—406
 MATTHESS & REUL 233
 MATTHESS & THEWS 231—236
 MAURIN & ZÖTL 243, 255
 MAYR 243, 255
 MEYER, H. L. F. 170, 222, 230, 317
 MICHELS, F. 348
 MICHELS, F. u. SCHWARZ, A. 346
 MILES, R. S. 37
 MING-SHAN SUN 290, 291
 MORDZIOL, C. 257
 MÜLLER, E. M. 177, 188
 MÜLLER, E. M. u. B. F. KLINKHAMMER 177—196
 MÜNSTER, H. 279
 MÜNZING, K. 146
 MURAWSKI, H. 217—230
- NÖRING 94, 106, 172, 228, 230, 238
- PETTIJOHN, F. J. 302
 PETZOLD, A. u. LANGE, J. 270
 PFLUG, H. D. 257, 258, 260
 POLYNOW, B. B. 306
- QUIRING, H. 257, 258, 260, 319, 320
- RAMDOHR, P. 299
 REINACH, A. v. 219, 228, 230
 REIS, O. 160, 167
 RICHTER, RUD. 75, 367
 RICHTER-BERNBURG 239, 255
 RIETSCHEL, S. 125, 131, 138
 RITTMANN 285
 RÖSLER, A. 112
 RÖSLER, H. J. 135
 RÖSSLE, P. 179
 ROLLE 180
 RUNZHEIMER, H. 368—370
- SANDBERGER, 367
 SAUKOW, A. A. 307
 SCHNEIDERHÖHN, H. 299
 SCHÖNHALS, E. 320, 321
 SCHOTTLER 232, 236
- SCHRÖDER, E. 181
 SCHÜTTIG, R. u. ASHAUER, W. 272
 SCHWERTMANN, U. 306
 SEIFERT, A. 179
 SEILACHER 368
 SELZER, G. 179
 SINCLAIR 312
 SINDOWSKI 354
 SOLLE, G. 94, 106, 107, 108, 114, 116, 348
 SONNE, V. 197—205, 319
 SONNE, V. & K. W. GEIB 206—216
 SPUHLER, L. 166, 167, 168
 STCHEPINSKY 200
 STENSÖ, E. 37
 STEUER 199
 STIBANE, F. R. 119—142
 STÖHR, W. TH. 318—337
 STRENG, A. 292
- TASCHE, H. 279
 THEOBALD, N. 178, 179
 THÜRACH, H. 160, 167
 THURSCH 200, 201, 202
 TILMANN & CHUDOBA 108, 112
 TRAQUAIR, R. H. 37
 TRÖGER, W. E. 293, 301
- UDLUFT, H. 223, 230
- VALETON 354
 VOELCKER, I. 146
 VOGEL, F. & KOHL, F. 357
 VOIGT, E. 356, 357
 WAGNER, W. 197, 199, 202, 209
 WAGNER, W. & F. MICHELS 202
 WALLISER, O. H. 138
 WATSON, D. M. S. 37
 WEHRLI, H. 178
 WEIDMANN, C. 219, 220, 222, 230
 WELLS, F. G. 291
 WERNER 107
 WERVEKE, L. v. 173, 185
 WICHER 208
 WILSER, J. L. 185
 WIRTH 197, 199
 WUNDERLICH 354
- YAPAUDJIAN, L. 179
- ZINSER, R. 92—118
 ZÖTL 247, 255

Sach- und Ortsregister

- Abflußmessungen 231, 232, 234
 Abflußzuwachs 231, 233, 234
 Abschiebung 258, 259
 Abstandsgeschwindigkeit 251, 252
 adorfischer Kalkhorizont 121
 Adorf-Stufe 123, 130
- Adorf-Stufe, mittlere bis Nehden-Stufe 121, 124
 — und Givet in typischer Beckenfazies 136
 Albersweiler 146—151, 156, 160, 161, 163, 173, 174
 Alraft 243, 247

- Annweiler 151, 154, 156, 158, 162—164, 172, 174
 Annweiler Sandstein 168, 169
 Anzenfelder Mühle (Kellenbachtal) 100, 101, 109, 110, 112, 113
 Arensberger Fazies 257
 Armsheim 203
 Asslar 119
 Bad Kreuznach 204
 Basalt 232
 Basalttuff 232
 Basaltverwitterung 279, 289
 Basaltvorkommen „Wilder Stein“ (Büdingen) 225
 Basdorf 239
 Bechlinger Bach-Tal 126
 Bensdorfer Wald 257
 Berghausen 128, 129, 134
 Bernbach 226
 Berndorf 239, 242—244, 249
 Besseringen 181, 182, 185
 Beuern im Vogelsberg 7—14
 Bieber/Spessart 228
 Bims 319, 321, 326
 —, Umlagerung 331
 —, Verwitterungsprodukte 331
 —, Zeitmarken für geologisch-bodenkundliche Altersbestimmung 326
 Bimsgrube 322
 Bims- und Staublehmforschung im Hunsrück 319—321
 Bindetone 275
 Bingen-Gaulsheim 202
 Bingen-Kempton 197, 202
 Blickenstein 96, 110
 Bodenheim 199
 Brauneisenstein 278
 Brunnenbohrung Arnoldshain 2 341—345
 —, erschlossene Wassermenge 344
 —, Gesteinsprofil 343
 —, Pumpversuch 343
 Brunnenbohrung Eschbach 346—350
 —, Leistung 348
 —, Pumpversuch 347
 Bruschied-Hennweiler, Straße 96, 104
 Bruschied-Rudolfshaus, Straße 102
 Bryozoen, tertiäre 197, 199, 200, 204, 212
 Buchholz 323
 Buchsteinfelsen, Brunnenbohrung 347
 Büdingen/Hessen 223, 225, 228
 Bundenbach 367, 369
 Buntsandstein 240, 242, 243, 248
 —, Unterer, in der Haardt 168, 169
 Burrweiler 146, 150, 164, 168, 172
 Capaplex-Verfahren 358
 Characeen, tertiäre 200, 202, 204
 Climbach bei Allendorf a. d. Lumda 13
 Cyrenenmergel 215
 Dachschiefer 103, 113
 Darustwald-Kohlenberg-Niveau 106
 Dasberg-Stufe 131, 132
 Dernbach 149, 151, 154
 Dernbachtal 154, 160
 Dhrontalschichten 107
 Diabas im Raum Berghausen — Grube Fortuna 122, 123, 125, 126, 131, 132, 138
 Diabas, Roter Stein (Kellenbachtal) 114
 — vom Steinbach (Hahnenbachtal) 114
 Diemel 239
 Differten 191
 Dillenburg Tuffe 130
 Dill-Tal 119
 Dolomitflöz 187
 Dolomitknauer 178, 187
 Dorffitter 239, 241, 242, 248, 254
 Dornbach 235
 Dornbachtal 234
 Düppenweiler Schwelle 191, 192, 194, 195
 Echzell bei Friedberg 13
 Edenkoben 146, 160, 164, 167
 Eder 239, 254
 Ehringshausen 120, 121, 129
 Eichelbach 233
 Eichelsdorf 233
 Eisenspat, in tertiären Sedimenten 200
 Elm 190
 Ense-Niederung 238, 242, 248, 249, 254
 Ennheim 203
 Eruptivgang a. d. Straße Gemünden-Kellenbach 113
 Eruptivgang SE Gehlweiler 112, 113
 Eschbach 156, 160, 162, 164, 166, 168, 172
 Eußertal 154, 156, 158, 160, 165
 Eußerbachtal 160
 euxinische Fazies 123, 128, 129, 134
 Evaporite 185
 Faber, Steinbruch bei Bruschied 104
 Fazies des Buntsandsteins der Haardt 168, 169
 — — Zechsteins — — 168
 — der Oberen Rötelschiefer der Haardt 154, 155
 Firschbacher Lager 134
 Fischreste, tertiäre 207, 208, 210, 212, 213
 Flonheim 203
 Foraminiferen, tertiäre 199, 200, 203, 204, 207, 215
 Fortuna, Grube 120, 129, 136, 137
 Fortuna-Sattel 133—136
 Frankeneck 158
 Freienseen 278
 Gau-Bickelheim 204
 Gebißenwicklung tertiärer Lagomorphen 16—35
 Gebißmerkmale europäischer Lagomorphen-Gruppen 33
 Gehlweiler Mulde 100, 103, 108, 109, 112, 114
 Geiselbacher Becken (Spessart) 219, 225
 Gelnhausen/Kinzig 217, 223, 225

- Gemünden (Mbl.) 93, 366—371
 Gemündener Höhe 98
 Gemünden-Kellenbach, Straße 96, 98, 99, 103, 113
 Genheim 209
 Gierbach 233
 Givet 123
 Givet, Faziesbereiche 127—129
 —, Paläogeographie 133—135
 —, paläomorphologisches Profil 134
 —, Schalstein, Morphologie und Fazies 133
 —, typische Beckenfazies 136
 Glaukonit, in tertiären Sedimenten 200
 Gleisweiler 146, 150, 154
 Gräfenhausen 151, 154, 158, 165, 167, 168
 Greimerath 185
 Grenzlagerfolge des Oberrotliegenden 147, 148
 Grenzletten 178
 Grohnmühle (Kellenbachtal), Grauwak-
 kenserie v. d. 99, 102, 112, 116
 Grünberg 278
 Grünstadt 197
 Grundgebirge der Haardt 145, 146
 —, Biotitgneis 146
 —, Granodiorit 146
 —, Knotenschiefer 146
 —, Nollengesteine 146
 —, Quarzdiorit 146
 Grundwasserbewegungsrichtungen 238
 Grundwasserneubildung 235, 239
 Grundwasserneubildung in Oberdevon- und
 Unterkarbonschichten 351
 Grundwasserscheide 254
 Grundwasserstände 243, 244
 Grundwasserstockwerk 233

 Hahnenbachtal 95ff.
 Hailer/Kinzig 223, 226
 Hainbachtal 164
 Haingründau/Hessen 219, 223, 225, 226
 Hambach 146, 147, 150, 152
 Heimbachtal 147
 Heinrichsseggen, Grube 134
 Heinrichsseggen-Schwelle 134
 Helmscheid 238
 Hemberg-Stufe 121, 124, 131
 Henauer Mulde 100, 101, 108, 109, 115
 Henau (Hunsrück) 108
 Herdorf-Gruppe 99, 104, 106, 107, 116
 Hermeskeiler Sandstein 343, 344
 Herrenacker Lager 134
 Hessenbrücker Hammer bei Laubach 13
 Hessisches Geologisches Schrifttum 391 bis
 406
 Hillscheid 259
 Höringhausen 238
 Hohe Straße SW Bad Schwalbach 367
 Homberg a. d. Ohm 12
 Horrweiler 197
 Huckelheim/Spessart 222
 Hüttersdorf 192

 Huhnheck bei Sonnschied 95, 110, 111
 Hunsrück 184, 194, 320, 321
 Hunsrückschiefer 37, 74—86, 93ff, 234
 —, Alter 107, 116
 —, Echinodermen 368
 —, Lithologie 103
 —, Pteropoden-Vorkommen 366—371
 —, Verbreitung 103
 Hunsrückschieferfossilien 74—86
 Hystrichosphärideen, tertiäre 212, 213

 Immighausen 238, 242
 Ingelheim 200, 204
 Itter 238, 239
 Itter-Horst 241, 242, 245, 254

 Kadmiumjodid 237, 243, 254
 Kärlich 257
 Kaiserbachtal 146, 147, 149, 154, 158
 Kaisergrube Gemünden 113
 Kaliumjodid 237, 243, 254
 Kanhard 137
 Karbonat-Kiesel-Kruste 184, 188, 192
 Karbonsattel 178, 180, 190, 191, 194
 Karneol-Dolomite 185
 Karstgebiet des Dachstein 247
 Kastel 186
 Katzenloch-Niveau 104
 Katzenstein 96, 104, 109
 Kauber Schichten 107, 116
 Kellenbachtal (= Simmerbachtal) 93ff.
 Kieselgurlagerstätte von Beuern 7
 Kinzig (Fluß) 217, 220—227
 „Kinzigtalzone“ (Hessen) 217—219, 224,
 228
 Kippe-Marke-Korbacher Höhenzug 238, 239
 Kirner Hartsteinwerke, Steinbruch im
 Kellenbachtal 97
 Klebprofil-Verfahren 357
 Klingbachtal 147, 154, 155, 158, 163, 167
 Klingenmünster 147, 161, 163
 Königsau (Hunsrück) 103
 Kohden 233, 234
 Koppenstein, Ruine bei Gemünden 98, 109
 Koppensteiner Höhe 95, 98
 Korbach 237—243, 247—249, 254, 255
 Korbacher Hochfläche 238, 239, 241, 242,
 254
 Kreidefossilien, umgelagert? 208, 209, 215
 Kreuznacher Schichten 150—159, 172
 —, Obere Rötelschiefer 154—156
 —, Oberer Sandstein 156—160
 —, Untere Rötelschiefer 150—152
 —, Unterer Sandstein 152—154
 Kreuz- u. Rippelschichtung 150, 152, 156
 Kuhbach 239
 Kulm 126—127, 240—242, 245

 Laacher Seegebiet 321
 Lackfilm-Methode 357
 Lahn-Dill-Mulde 121
 Lambrecht 150, 152, 154, 158, 168, 172, 174

- Langenstein (Kellenbachtal) 97
 Langenstein-Sattel 96, 97, 100, 108, 109, 110, 112
 Langenstein-Sattel, Hauptaufschiebung 109, 110, 113
 Lateritisierung 315
 Lebacher Graben 180, 192
 Leberschiefer 169
 Leimbachtal nördl. Bacharach 368
 Leinsweiler 151
 Leibach 254
 Lengefeld 238, 242
 Lengefelder Scholle 242
 Lieblos/Kinzig 219, 220, 223
 Lindenberg 147, 150, 168
 Lockerbraunerde, Gliederung 333
 — Standorte 324
 —, Tier und Pflanze 324
 Losheim 183
 Lützelsohn (Hunsrück) 92—116
 —, stratigraphischer Aufbau 95—108
 —, Tektonik 108—115
 —, Vergenzen und Störungen 114
 — Sattel 96, 98, 100, 103, 108, 110, 111, 112, 114
 —, Hauptaufschiebung 111, 113
 Mainzer Becken, nordwestliches 206—216
 —, westliches 197—204
 Mandel 206, 208, 213, 215
 Marbeck 239
 Marienhagen 238
 Meerholz/Kinzig 223, 226
 Meininghausen 238, 248, 252
 Meininghausener Niederung 238, 239, 252, 254
 Meininghausener Scholle 241, 242
 Melaphyr, Oberrotliegendes der Haardt 147 bis 150, 154, 156
 Mengerhausen 238, 239, 255
 Merlau 277, 279, 280, 316
 Merzig (Saar) 320
 Merziger Grabenmulde 179
 Mesozoikum 240
 Mettenheim 199
 Mettlach 183—186
 Metzger Verwerfung 186, 187
 Michelbach 233
 Mikrofauna, tertiäre 206—215
 Mischlehm 321, 326
 Misch-Staublehm 321, 326
 Misch-Staublehme, Gliederung 333
 —, Zeitmarken für geologisch-bodenkundliche Altersbestimmung 326
 Mitteldeutsche Schwelle 217, 222, 224, 225, 228, 230
 Mitteldevon 120—126
 Mittelgründau/Hessen 220
 Mittelmeer-Mjösenzone 230
 Mitteloligozän 206—216
 Mittlerer Buntsandstein, Schwermineralprovinzen 354
 Modenbachtal 149, 150, 152, 154, 158, 160, 167
 Molluskenreste, tertiäre 197, 199—201, 204, 212, 213
 Monolith-Verfahren 356
 Morschholz 183
 Mühlhausen 238
 Münchweiler 154, 156, 158, 163, 167
 Nauort 260
 Nehden-Stufe 124, 131
 Neustadt 146, 150, 152, 154, 157, 158, 168
 Neuwieder Becken 256, 258
 Nidda 232, 233
 Niddatal 234
 Niederbieler Unterdevonsattel 135—137
 Niederense 238, 239, 247, 254
 Niederohmen 278
 Nieder-Olm 199, 204
 Niederschlagsmittel 239
 Niedrigwasserspende 239
 Nordeck nordwestlich Londorf 12
 Nordenbeck 238
 Noswendel 183
 Nunkirchen 179, 183
 Oberbieber 258
 Oberdevon 120—126
 —, Faziesbereiche 129—132
 —, höheres 122
 —, Vulkanismus 138—139
 Obereuse 238, 254
 Obereozän 257
 Ober-Hambach 148
 Obernburg 238, 241, 242
 Oberrotliegendes der Haardt 143—160
 —, paläogeographische Entwicklung 159, 160
 —, Schichtenfolge 147—159
 —, Tektonik 172—174
 Oppen 188, 190
 Orscholz 185
 Ostrakoden, tertiäre 197, 199—202, 204, 210, 212—214
 Paläogeographie, Unteroligozän 203
 Pechelbronner Schichten, Mittlere 197 bis 204
 Pfälzer Wald, östlicher (Haardt) 143—176
 Pflanzenabdrücke, tertiäre 215
 Phryganeengehäuse?, tertiäre 200
 Plastizität 274
 postsaalische Landoberfläche 179
 prätriadische Zechsteinverkarstung 223, 224
 Primsmulde 194
 Pseudorelief-Röntgenbilder 80
 Pteropoden im Hunsrücksschiefer 366—371
 Quartär 240
 Quarzgang am Buchstein 346—350
 —, Aufbau 348—349

- Quarzporphyr 147
 Queichhambach 147, 148, 151
 Queichtal 148, 149, 151, 155, 158, 160, 163, 164, 169
 Rainrod 233
 Ramberg 154, 155, 158, 164
 Ranschbach 147, 148, 151
 Rauhflaser-Gruppe 104, 107, 116
 Rheinisches Schiefergebirge 238, 241, 242, 254
 Rodenberg (Hahnenbachtal) 113
 Röntgenaufnahme als direkte Untersuchungsmethode 78
 Röntgenaufnahmen als Wegweiser für Präparation 77–78
 —, Kontrastreiche Negative 79
 — von Hunsrückschieferfossilien 81–83
 — zur Ortung des Fossilinhaltes 77
 Röntgen-Fossilnahmen 75
 Röntgentechnik 74–86
 Rötelschiefer 185
 Roteisenstein-Grenzlager 120, 121, 129
 Roter Stein (Kellenbachtal) 98, 114
 Roter Stein-Sattel 96, 98, 99, 100, 103, 108, 109, 114, 115
 Roth/Kinzig 223, 226
 Rothenbergen 223, 226
 Rottenberg/Spessart 219, 222, 223, Taf. 21
 Rückers (Ldkrs. Hünfeld) 353
 Rudingshain 233
 Rudolfshaus, Grauwackenserie nördlich von 99, 103, 113, 116
 —, Grauwackenserie von 99, 101, 106, 113, 115, 116
 — (Hahnenbachtal) 113
 —, Mulde von 102, 103, 108, 113, 114
 —-Hahnenbach, Straße 103
 Rupelton, oberer 208, 210, 213, 215
 Ruppertenrod 280
 Saarburg 178, 184
 Saarwellingen 190
 Säuerling 235
 St. Johann 202
 St. Wendeler Graben 177, 193
 Sannois, 197–204
 Sayn 258
 Sayner Abschiebung 258, 260
 Schalstein, givetischer 120, 128, 129
 —, givetischer, Morphologie und Fazies 133
 —, oberdevonischer 120, 130–132, 136, 138
 Schlechtenwegen sd. Lauterbach 13
 Schleichsand 208, 209, 214, 215
 Schlierschied (Hunsrück), Serpentinweg nach 95, 112
 Schotten 233
 Schuppenbau im Lützelsohn 112
 Schwarzenholz 190
 Schwerlösung 237, 243, 254
 Schwermineralverteilung der Eichsfeld-Folge (Mittlerer Buntsandstein) 353
 Schwindungsverhalten 273
 Seeigelreste, tertiäre 210, 212, 213
 Seentallinie 232, 234
 Seesternreste, tertiäre 212
 Segerkegelfallwert 271
 Serrig 186
 Siebanalysen von Sandsteinen der Haardt 152–157, 165, 168
 Siegenstufe 92–116
 Sierck (Mosel) 320
 Siershahner Becken 257
 Silz 147, 154, 156, 158, 163
 Sonnschied (Hunsrück) 95, 112
 Sonnschiefer Mulde 101, 102, 103, 108, 111, 113, 114
 Soonwaldzug, mittlerer 114
 —, nördlicher 93, 108, 114
 Spessart 217, 219, 222–225, 227, 228
 Speyerbachtal 149, 150, 152, 154, 158, 168
 Sporentriftverfahren 243
 Sporentriftversuch 237, 238, 254
 Springen 234, 235
 Staffelbrüche 258
 Stauffer Schichten 169
 Stereo-Röntgenaufnahmen 79–80
 Stockstadt 197, 203
 Strothe 238
 Tätigkeitsbericht des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 375–390
 —, Archiv 383
 —, Bibliothek und Vertriebsstelle 375, 383
 —, Biostratigraphie und Paläontologie 377
 —, Bodenkunde 382, 383
 —, Chemisches Laboratorium 379, 380
 —, Geologische Landesaufnahme 376, 377
 —, Geophysik 377, 378
 —, Hydrogeologie 380, 381
 —, Ingenieurgeologie 381, 382
 —, Lagerstättenkunde 378, 379
 —, Personalbestand 386–390
 —, Petrographie und Geochemie 379
 —, Veröffentlichungen des Amtes 383, 384
 —, Wissenschaftliche Veröffentlichungen von Angehörigen des Amtes 384, 385
 —, Wissenschaftliche Vorträge von Angehörigen des Amtes 385, 386
 Taunusquarzit 93ff.
 —, oberer, Abgrenzung 97
 —, oberer, Alter 104, 105, 107, 115
 —, oberer, fazielles Verhalten 98, 107, 115
 —, oberer, Fossilführung 98, 104
 —, oberer, Lithologie 97–99
 —, oberer, Vorkommen 97–99
 —, unterer, Abgrenzung 95
 —, unterer, Alter 107, 116
 —, unterer, fazielles Verhalten 107, 115
 —, unterer, Lithologie 95, 96, 115
 —, unterer, Vorkommen 95, 96
 Taunusquarzitantiklinale (des Lützelsohns) 95, 103, 105, 108–112

- Tektonik der Haardt 172—174
 „tektonischer Durchhang“ 228
 Tertiär 240
 Thalitter 238, 243
 tonige Verwitterungsbildungen 260, 261
 Tonlagerstätte der Höhrer Löcher 256, 257, 262
 —, Chemismus 266
 —, Eisengehalt 268
 —, mineralogischer Aufbau 265
 —, petrofazielle Entwicklung 262
 —, Technologie 271
 Tonvorkommen Neuwieder Becken 256
 Top. Karte 1:25 000
 Bl. Boppard 5711 322
 Bl. Kastellaun 5910 325
 Bl. Borscheid 6208 326, 330
 Bl. Treis 5809 327
 Bl. Kirchberg 6010 327
 Bl. Oberreifenberg 5716 341, 342
 Triftgeschwindigkeit 251, 252, 254
 Trockenwetterabfluß 231, 232, 239
 Trockenwetterzeit 235
 Twiste 237, 239, 248, 254
 Twiste-Niederung 239, 248, 249, 254

 Übergangsschichten zwischen Taunusquarzit und Hunsrückschiefer (= Zerfer Schichten) 95, 99ff.
 —, Abgrenzung 99
 —, Alter 106, 107, 116
 —, Definition 99
 —, fazielles Verhalten 101, 115
 —, Fossilführung 101, 105, 106
 —, Lithologie 99—102, 115
 —, Vorkommen 99
 Ulfa 232, 233
 Ulmen-Gruppe 106, 107, 108, 116
 Unteroligozän 197—204, 257
 Unter-Schmitten 233, 234
 Untertaunuskreis 234, 235
 Urbar 257, 258

 Vallendar/Rhein 256, 257
 Vallendarer Schotter 257
 varca-Zeit, ältere 120
 Verdunstung 239
 Verkarstung 241

 Verwitterung, alttertiäre 202
 Verzopfen von Falten 109
 Vicinalweg südl. Ramschied 367
 Viktoria-Sattel 133, 136
 violette Grenzzone 188
 Vogelsberg 232, 277, 278, 284
 Vöhl 238, 242
 Vulkanismus, oberdevonischer 138—139

 Wachenheim 168
 Waderner Schichten (Oberrotliegendes) 148 bis 150, 158, 202
 Waldalgesheim 210, 214
 Waldesch 322
 Waldhambach 147, 152, 154, 156, 161, 172
 Waldrohrbach 147, 152, 154, 160, 161, 163
 Wallertheim 204
 Warmsroth 213
 Warndt 191
 Wassererschließung 233, 234
 Wassermenge, gewinnbare 233, 235
 Watzelhain 235
 Wehlenstein bei Bruschied 110, 111, 112
 Weiler 214
 Werbe 239, 242
 Werdorf 119, 120
 Werdorf-Berghausen, Mittel- und Ober-Devon 119—142
 Westheimer Abbruch 242, 252
 Weyher 146, 150
 Willberg-Sattel 135
 Windkanter 183, 193
 Windschliffpflaster 189, 192
 Wirmighausen 351
 Wirtheim/Kinzig 228
 Wispertal 234
 Wolfskehlen 197, 203
 Womrath Höhe 96, 98, 109, 110, 112

 Zechstein 237, 239, 240, 242, 243, 247, 248
 Zechstein der Haardt 160—168
 —, innerhalb des Deutschen Normalprofils 169
 —, regionale Entwicklung 167—168
 —, Schichtenfolge 161—167
 Zerfer Schichten 106, 107, 115
 Zotzenheim 197, 199
 Zuwachsspenden 232—235

Fossilregister

- Acodina* 128
Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum (GOLDFUSS) 104, Taf. 14
Ammodiscus sp. 207, 212
Amphilagus antiquus (POM.) 20—22
Amphilagus fontannesi 20—22
Amphilagus-Gruppe 20—22
Amphilagus ulmensis n. sp. 20—22
Anomalina weinkauffi 207, 208, 210, 212

Asteropyge cf. *boopis* (R. RICHTER) 105, 106, Taf. 14

Balanus sp. 214
Belodus 128
Bolivina beyrichi 207, 208, 210
Bolivina sp. 207, 208, 210, 212, 214
Bulimina sp. 214
Cancris turgidus 207

- Cassidulina oblonga* 207, 208, 210, 212
Cassidulina sp. 214
Ceratobulimina contraria 212
Ceratobulimina sp. 208
Cibicides aknerianus 207, 208, 212
Cibicides ungerianus 210
Cibicides sp. 207, 208, 212
Cytherella gracilis 214
Cytherelloidea praesulcata 214
Cytheridea pernota 214
Cytheridea sp. 214

Dentalina obliquata 211
— *retrorsa* 210, 212
— *soluta* 208, 210
Dorcatherium 8—9
— Arten des Jungtertiärs 9
—, von der Größe des *D. crassum* (LART.) 8—10

Elphidium sp. 207, 208
Elphidium? *nonioninoides* 207, 208, 212, 214
Entosolenia sp. 214
Eponides kiliani 212, 214
Eponides sp. 207, 208, 210, 212

Fissurina sp. 207, 208, 212
Fronicularia sp. 207, 210

Gemuendina stuerzi TRAQUAIR 36—73
Gervillia (*Bakevillia*) *antiqua* 160, 166
— *ceratophaga* 166
Globigerina bulloides 207, 208, 210, 212
Globigerina sp. 214
Glomospira charoides 207, 212
Gümbelina globulosa 207, 208, 214
Guttulina problema 207, 208, 210
Guttulina sororia 212
Guttulina sp. 207, 211, 212
Gyroidina girardana 207, 208, 210

Heteroprox STEHLIN 10—11
— cf. *larteti* (FILH.) 10—12
Homalonotus ruderdorfiensis R. & E. RICHTER 104, Taf. 14
Hyemoschus aquaticus 8, 9
Hysterolites (*Acrospirifer*) cf. *arduennensis* (SCHNUR) 105, 106
Hysterolites (*Acrospirifer*) *arduennensis antecessedens* (FRANK) 106, Taf. 14
— — *arduennensis* (SCHNUR) 107 Taf. 14
— — *latestriatus* (DREVERMANN) 106, Taf. 14
— — aff. *arduennensis latestriatus* SOLLE 104, 105, 106, Taf. 14
— — *arduennensis*-Gruppe 106, Taf. 14 und 15
— — aff. *pellico* (ARCH. & VERN.) 105, Taf. 14
— — *primaevus* (STEININGER) 101, 104, 105, 106, Taf. 14

Hysterolites (*Acrospirifer*) *prohystericus* (MAURER) 105, Taf. 14
— (*Hysterolites*) *hystericus* (SCHLOTHEIM) 105, Taf. 14
— aff. *incertus* (FUCHS) 105, Taf. 14
Hystrigaster horridus 80, 83

Lagena hexagona 207, 212
— *hystrix* 207, 210, 211
— *semistriata* 207
— *striata* 207, 208, 210, 211
— *tenuis* 207, 208, 211, 212
— sp. 211
Lagomorphen (= Duplizidentaten = hasenartige Nagetiere) 16—35
Lagopsis-Gruppe 24
— *verus* (HENS.) 24—26
Leporidae (echte Hasen) 16
Leptodomus gracilis DAHMER 105, Taf. 14
Loxococoncha favata 214
— sp. 214
Lunaspis 78

Marcuinomys roquesi LAV. 24—26
Medusaster rhenanus STÜRTZ 83
Mimetaster hexagonalis 76, 77
Mytilus hausmanni 160, 166

Nahecaris stürtzi 76
Nodogenerina sp. 207
Nodosaria calomorpha 211
— *consobrina* 211
— cf. *dacrydium* 211
— *ewaldi* 207, 210
— *exilis* 212
— *grandis*
— *stipitata* 212
— sp. 208, 210, 212
Nonionella klemmi 214
Nothognathella ziegleri 141
Novakia fuchsi 366, 369, 370
Novakia gemündina 366, 368—371

Ochotonidae (Pfeifhasen) 16
Ozarcodina sp. 140
Palaeocucumaria hunsrückiana W. M. LEHMANN 83
Palaeostella solida 78
Palmatolepis deflectens deflectens 126, 127, 140, 141
— *distorta* 141
— *glabra elongata* 141
— *goniocyleniae* 127
— *perlobata schindewolfi* 140, 141
— *rugosa trachytera* 141
— *transitans* 129
Paltodus 128
Paracyprideis rarefstulosa 214
— sp. 210
Paracypris sp. 212
Parisocrinus schmidti 78
— *zeaeformis* 77

- Piezodus* 26—29
 — *branssatensis* VIR. 27
Planorbulina sp. 207, 210
Polygnathus communis 127
Polygnathus cf. *cristata* 129
 — *linguiformis* 128
 — *nodocostata* 141
 — *subserrata* 122, 141
 — *varca* 128
 — sp. 141
Productus horridus 223
Prolagus calpensis 28
 — -Gruppe 26—29
 — *oeningensis* (KOEN.) 28
 — *sardus* (WAGN.) 28
 — sp. 28
Pseudoglandulina sp. 207
Pseudopolygnathus dentilineata 126
 — *marburgensis* 127
Pterinea (*Cornellites*) *costata* (GOLDFUSS)
 104, Taf. 14
 — — *paillettei* (OEHLERT) 104, Taf. 14
Pterygocythereis fimbriata 214
Pullenia bulloides 211
 — *quinqueloba* 208, 210, 211
Pyrulina lanceolata 210, 213
 — sp. 207, 208, 210

Quinqueloculina impressa impressa 208, 210,
 211
 — — *subovalis* 210, 213, 114
 — *seminula* 211
 — sp. 211, 213

Rhenorenselaeria crassicosta (KOCH) 105,
 106, Taf. 14
 — *strigiceps* (F. ROEMER) 105, Taf. 14
Robulus sp. 207, 208, 210, 212
Rotalia fallax 212
Rousseauia pseudocapuliiformis (MAILLIEUX)
 104, 105, Taf. 14

Scafnathus velifera 141
Schizodus obscurus 160, 166
 — *schlotheimi* 166

Schizodus truncatus 160, 166
 — sp. 167
Spathognathodus cf. *amplus* 141
 — *brevis* 128
 — *costatus* 127
 — *inornatus* 126
 — *spinul. spinulicostatus* 126, 127
 — *ultimus* 126, 127
 — *stabilis* 127, 141
 — *strigosus* 141
 — *tridentatus* 127
 — sp. 140
Sphaeroidina variabilis 208, 212
 — sp. 214
Spiroloculina sp. 211
Spiroplectammina carinata attenuata 207,
 208
 — — *intermedia* 208, 210
Stensiöella heintzi 80, 81
Stropheodonta (*Leptostrophia*) cf. *explanata*
 (SOWERBY) 105, Taf. 14
 — (*Stropheodonta*) *herculea* (DREVERMANN)
 104, 105, Taf. 14
Styliolina hunsrückiana 367, 368

Tentaculites cf. *alternans* 368
 — *fuchsi* 368, 369, 371
 — aff. *fuhrmanni* (DAHMER) 105, Taf. 14
 — cf. *scalaris* 367, 368
 — sp. 367, 368
Textularia sp. 207, 211
Titanomys-Gruppe 22—24
 — *visenoviensis* H. v. M. 22—24
 aff. *Turbonilla altenburgensis* 166, 167
Turrilina alsatica 207, 208

Urasterella asperula (F. ROEMER) 83
Uvigerina tenuistriata 212
Uvigerina sp. 212

Weinbergina opitzi 76, 77

Zyggobeyrichia devonica (JONES & WOOD-
 WORD) 105, Taf. 14
 — *roemeri* (KAYSER) 105, Taf. 14

Verzeichnis der Autoren dieses Bandes

- Dr. ERNST BARGON, Diplom-Landwirt, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Dr. HEINZ BOTTKÉ, Diplom-Geologe, Institut für Geologie und Paläontologie der Bergakademie Clausthal-Zellerfeld, 3392 Clausthal-Zellerfeld, Hindenburgplatz.
- Dr. INGBORG FRIEDRICH-LAUTZ, Mineralogin, 53 Lengsdorf/über Bonn, Hauptstraße 46a.
- Dr. KARL WILHELM GEIB, Landesgeologe im Geologischen Landesamt für Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachmarktstraße 9.
- Professor Dr. WALTER GROSS, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, 74 Tübingen, Sigwartstraße 10.
- Dr. HANS E. HENTSCHEL, Diplom-Geologe, 4442 Bentheim, C. Deilmann-Bergbau G. m. b. H.; z. Zt. Vitoria (Alava) Spanien, Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S. A., Portal de Castilla, 66.
- Dr. BERNWARD HÖLTING, Diplom-Geologe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Dr. BENEDIKT KLINKHAMMER, Geologieassessor, Geologisches Landesamt des Saarlandes, 6601 Ensheim/über Saarbrücken, Flughafen.
- Professor Dr. FRITZ KUTSCHER, Oberregierungsgeologe und Abteilungsleiter beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Dr. GEORG MATTHESS, Diplom-Geologe, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Dr. ERWIN MÜLLER, Landesgeologe im Geologischen Landesamt des Saarlandes, 6601 Ensheim/über Saarbrücken, Flughafen.
- Professor Dr. HANS MURAWSKI, Geologisches Institut der Universität Köln, 5 Köln a. Rhein, Zulpicher Straße 47.
- Dr. ARNO SEMMEL, Diplom-Geologe, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Dr. VOLKER SONNE, Diplom-Geologe, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachmarktstraße 9.
- Dr. FRITZ R. STIBANE, Diplom-Geologe, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Gießen, 63 Gießen, Landgraf Philipp-Platz 4—6.
- Dr. rer. nat. WILLY TH. STÖHR, Diplom-Geologe, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, 65 Mainz, Flachmarktstraße 9.
- Dr. JOE-DIETRICH THEWS, Diplom-Geologe, Regierungsgeologe im Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.
- Professor Dr. HEINZ TOBIEN, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Mainz, 65 Mainz, Saarstraße 21.
- Dr. RICHARD ZINSER, Diplom-Geologe, 3 Hannover-Buchholz, Peter Köster-Straße 25.

Schriftleitung

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER

Oberregierungsgeologe und Abteilungsleiter
beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9—11.

**VERÖFFENTLICHUNGEN
DES
HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG**

Wiesbaden, Leberberg 9-11

VERÖFFENTLICHUNGEN
DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG
seit 1950

1. NOTIZBLATT DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG

VI. Folge, Heft 1: 344 Seiten, 11 Tafeln, 35 Abbildungen, 1950	17,50 DM
VI. Folge, Heft 2: 255 Seiten, 21 Tafeln, 18 Abbildungen, 1951	16,— DM
VI. Folge, Heft 3: 449 Seiten, 24 Tafeln, 30 Abbildungen, 1952	20,— DM
Band 81 (VI/4): 446 Seiten, 18 Tafeln, 66 Abbildungen, 1953.	20,— DM
Band 82 (VI/5): 411 Seiten, 10 Tafeln, 50 Abbildungen, 1954.	20,— DM
Band 83 (VI/6): 420 Seiten, 26 Tafeln, 58 Abbildungen, 1955.	20,— DM
Band 84 (VI/7): 492 Seiten, 35 Tafeln, 58 Abbildungen, 24 Tabellen, 1956	20,— DM
Band 85 (VI/8): 555 Seiten, 28 Tafeln, 100 Abbildungen, 55 Tabellen, 1957	25,— DM
Band 86 (VI/9): 444 Seiten, 20 Tafeln, 63 Abbildungen, 23 Tabellen, 1958	25,— DM
Band 87: 461 Seiten, 23 Tafeln, 1 Bildn., 72 Abbildungen, 14 Prof., 32 Tabellen, 1959	25,— DM
Band 88: 430 Seiten, 23 Tafeln, 73 Abbildungen, 25 Tabellen, 1960	25,— DM
Band 89: 504 Seiten, 25 Tafeln, 97 Abbildungen, 16 Tabellen, 1961	25,— DM
Band 90: 558 Seiten, 36 Tafeln, 75 Abbildungen, 31 Tabellen, 1 Bild, 1962	30,— DM

2. ABHANDLUNGEN DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG

Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 10 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 15 Taf., 25 Abb., 60 Tab.	15,— DM
Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 2 Taf., 14 Abb.	5,— DM
Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf.	7,50 DM
Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe <i>arduennensis-intermedius</i> im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab.	20,— DM
Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kernern und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 3 Taf., 19 Abb.	7,— DM
Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Taf., 3 Abb.	6,— DM
Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab.	12,50 DM
Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 269 S., 7 Abb., 5 Taf., 4 Tab.	17,— DM
Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 4 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 11: STREMME, H.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlehm der Rheinebene. 1955. 79 S., 3 Taf., 35 Abb., 28 Tab.	7,— DM
Heft 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab.	5,50 DM

- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. 12,— DM
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagramme, 5 Taf. 12,60 DM
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf. 18,60 DM
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. 7,— DM
- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf. 5,— DM
- Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCH, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. 13,— DM
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenohertzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. 8,— DM
- Heft 20: PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 8 Taf. 9,80 DM
- Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefen des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. 30,— DM
- Heft 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 135 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. 20,— DM
- Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. 8,— DM
- Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. 14,— DM
- Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf. 20,— DM
- Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. 10,— DM
- Heft 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. 5,60 DM
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. 15,— DM
- Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHMELCHER, WENTZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab. 36,— DM
- Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 66 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf. 8,60 DM
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmengruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf. 8,— DM
- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab. 11,— DM
- Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf. 14,80 DM

Heft 34:	STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.	14,— DM
Heft 35:	MATTHESS, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab.	7,60 DM
Heft 36:	STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.	9,— DM
Heft 37:	ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab.	6,80 DM
Heft 38:	ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.	22,60 DM
Heft 39:	MEISCHNER, Kl.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nord- östlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.	11,60 DM
Heft 40:	HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf.	9,— DM
Heft 41:	In Vorbereitung	
Heft 42:	KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf.	
Heft 43:	EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf.	
Heft 44:	In Vorbereitung	

3. HESSISCHES LAGERSTÄTTENARCHIV

Heft 1:	STECKHAN, W.: Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. Eine Abhandlung über geschichtliche, geologische, bergtechnische und wirtschaftliche Fragen des nordhessischen Braunkohlenbergbaues sowie Darstellung der einzelnen Vorkommen und Bergbaugebiete unter besonderer Berücksichtigung der geologischen Zusammenhänge. 1952. 212 S., 45 Abb.	25,— DM
Heft 2:	DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisenerzvorkommens Lindenberg am Südwestrand der Lahnmulde. 1952. 87 S., 12 Abb., 10 Taf.	12,50 DM
Heft 3:	MESSER, E.: Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge. 1955. 130 S., 39 Abb., 19 Tab., 29 Taf.	18,— DM
Heft 4:	BROSIUS, M.: Die Tertiärmulde von Glimmerode. 1959. 48 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Anl.	8,— DM
Heft 5:	PFLUG, H. D.: Untersuchungen an Kalisalz-Profilen des Werra-Gebietes. 1962. 50 S., 1 Abb., 1 Tab., 6 Diagr., 4 Taf.	9,60 DM

4. GEOLOGISCHE KARTE VON HESSEN 1:25000

4622	Kassel West mit Erl. (2. Aufl.) 1958.	10,— DM
5223	Queck mit Erl. 1963. Im Druck	

5. KARTEN VERSCHIEDENER MASS-STÄBE

Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300000. Von F. RÖSING. 1961.	8,— DM
Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:1000000. 1952.	1,— DM
Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der nordöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges 1:100000. Von H.-J. LIPPERT. 1958.	1,— DM
Geologische Karte der Lahnmulde im Gebiet Diez-Laurenburg 1:25000. Von E. PAULY. 1958. Aus: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 25, 1958.	2,60 DM
Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1:300000. Von E. SCHÖNHALS. 1951. Mit Erläuterungen (= Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 2, 1954).	15,— DM
Dazu kann die gleiche Karte mit vereinfachter Topographie bezogen werden.	2,50 DM
Bodenübersichtskarte von Hessen 1:600000. Von E. SCHÖNHALS. 1958.	3,— DM
Hydrogeologische Übersichtskarte von Hessen 1:600000. 1955.	3,— DM

Tafel 1

Tafel 1

Dorcatherium v. d. Gr. des *D. crassum* LART.
Obermiozän, Beuern (Kr. Gießen).

- Fig. 1 a. Radius sin., distales Ende, von dorsal.
Fig. 1 b. Radius sin., distale Gelenkfläche.
Fig. 2. linkes Handskelett mit: Magnum, Unciforme (dorsal defekt), Mc. II, Phal. 1—3 des Mc. II, Mc. III (distale Partie fehlt), Mc. IV (distale Partie fehlt), Mc. V (distale Partie fehlt). Mc. II und III durch Sedimentdruck aneinander gepreßt. Fehlende Teile ergänzt.
Fig. 3. *Hyemoschus aquaticus* OG. rezent, linkes Handskelett. Zum Vergleich mit Fig. 2 auf annähernd gleiche Größe gebracht (nach MILNE EDWARDS 1864, Taf. 11, Fig. 1 e).
Fig. 4. Magnum dext., proximale Gelenkfläche.
Fig. 5 a. Cubonavicularare dext., von dorsal, medialer Rand defekt.
Fig. 5 b. Cubonavicularare dext., distale Gelenkfläche, medialer Rand defekt.
Fig. 6. Patella sin., von lateral.
Fig. 7. Astragalus sin., von dorsal.

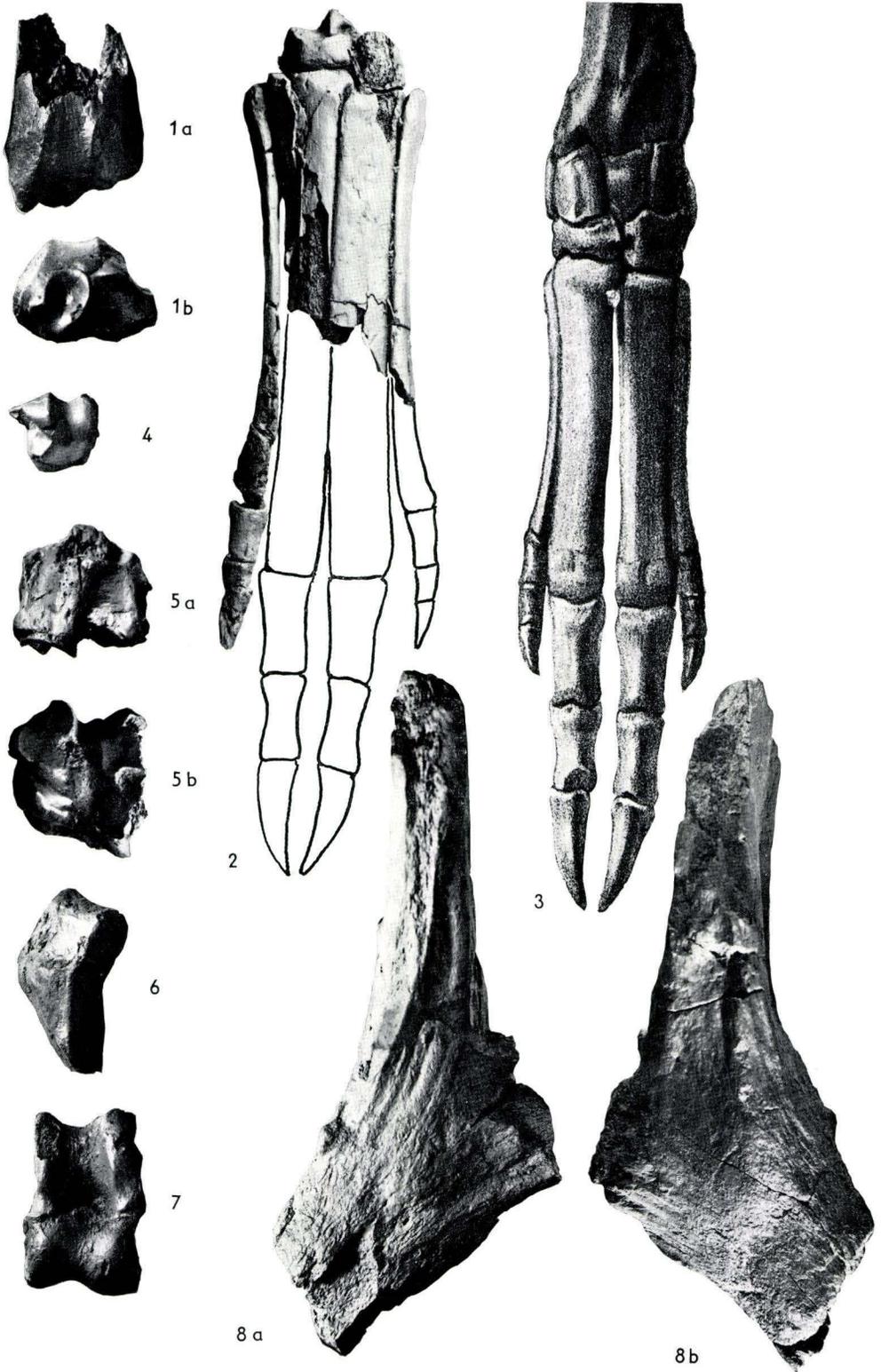
Heteroprox cf. *larteti* (FLH.).
Obermiozän, Beuern (Kr. Gießen).

- Fig. 8 a. Rechtes Geweihbruchstück, von außen.
Fig. 8 b. Rechtes Geweihbruchstück, von innen.

Alle Figuren in natürlicher Größe (mit Ausnahme von Fig. 3; vergrößert) und nach dem von SOLLE (Pal. Zs. 1952: 255 ff.) angegebenen Verfahren mit Encegrün angefärbt (vgl. TOBIEN: Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 88: 8, 1960).

Orig. zu Fig. 1—7: Geol.-Pal. Inst. Univ. Mainz (Beu 35).

Orig. zu Fig. 8: Geol.-Pal. Abt. Hess. Landesmuseum, Darmstadt (Vo 1).



Tafel 2

Tafel 2

Gemuendina stuertzi TRAQUAIR. Dorsalseite; $\times 6/7$. Karl-Geib-Museum, Kreuznach.



Tafel 3

Tafel 3

Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Dorsalseite; \times 9/10. Karl-Geib-Museum, Kreuznach.



Tafel 4

Tafel 4

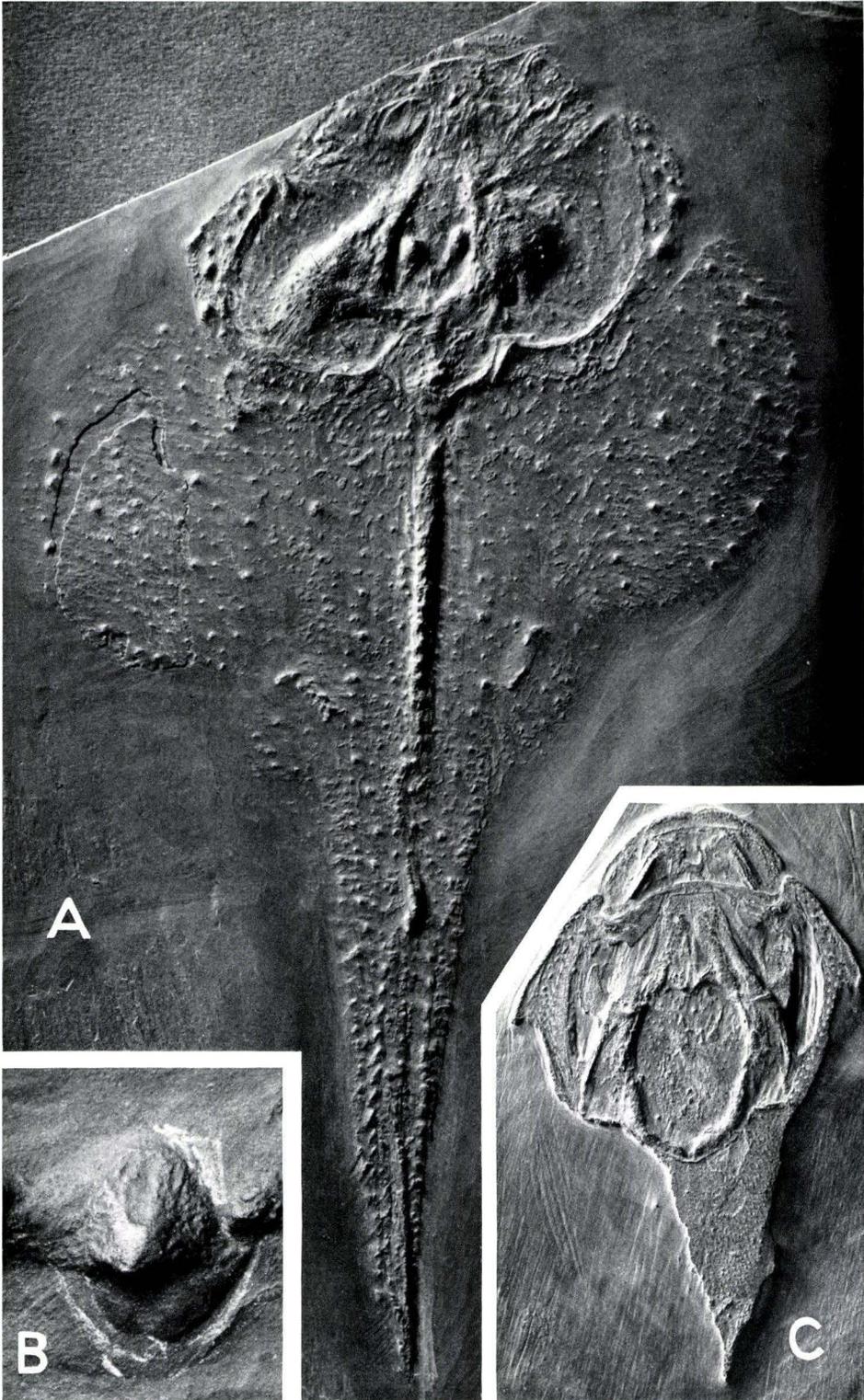
Gemuendina stuarti TRAQUAIR. Ventralseite; × 1. vergl. Taf. 7. Karl-Geib-Museum,
Kreuznach.



Tafel 5

Tafel 5

Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Fig. A. Dorsalseite; $\times 6/7$; ehemal. Preuß. Geol. Landesmuseum. Fig. B. Kopula-Element im Kieferbogen; $\times 5$; Geol. Instit. Frankfurt a. M.; vergl. Abb. 3 G und 9. Fig. C. Kleinstes bekanntes Stück, Ventralseite; $\times 1$; vergl. Abb. 9 B. Slg. H. RIEVERS, Enkirch (Mosel).



Tafel 6

Tafel 6

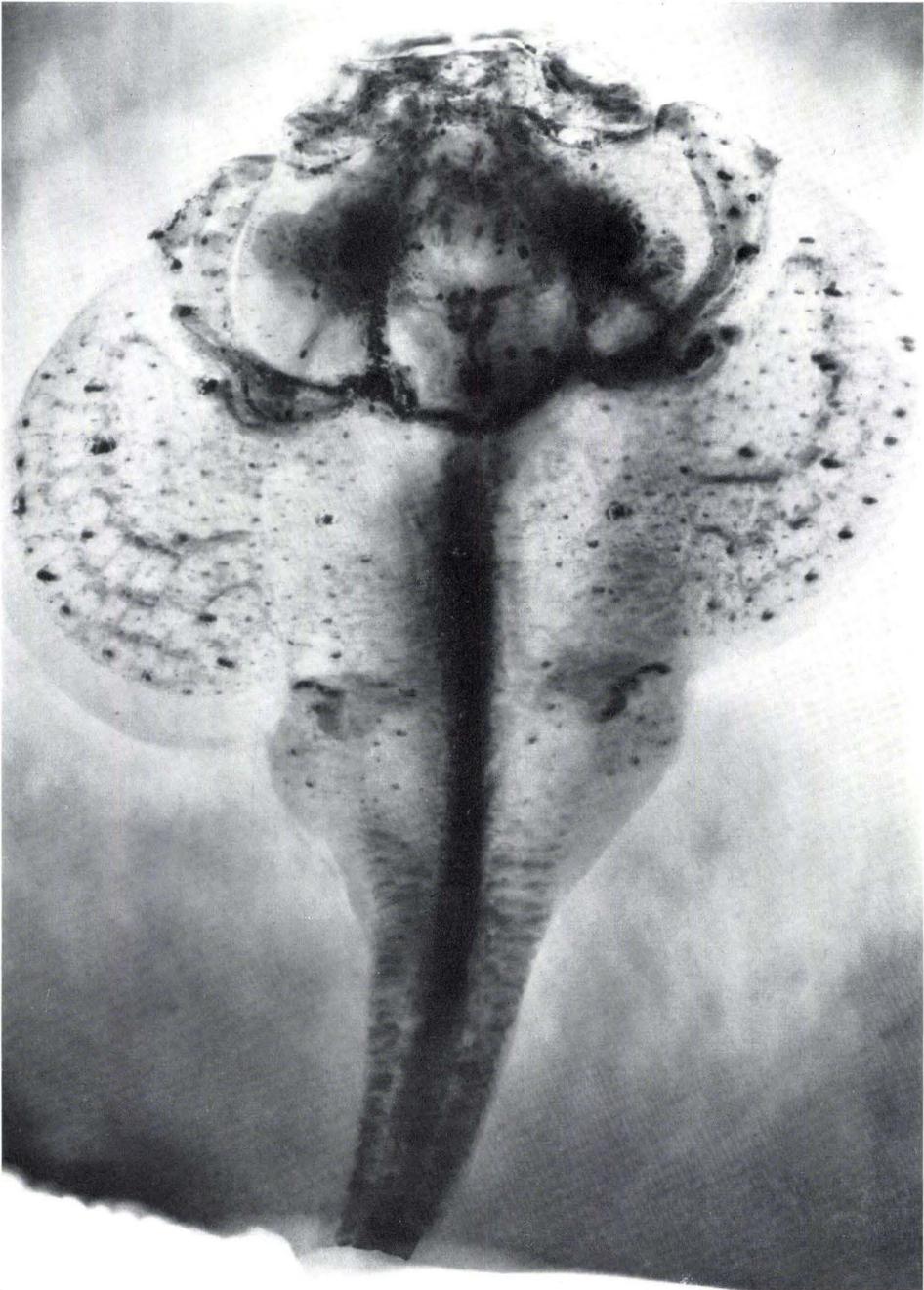
Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Ventralseite, teilweise von schwarzer Schicht bedeckt;
× 1. Staatliche Sammlung für Paläontologie und historische Geologie, München.



Tafel 7

Tafel 7

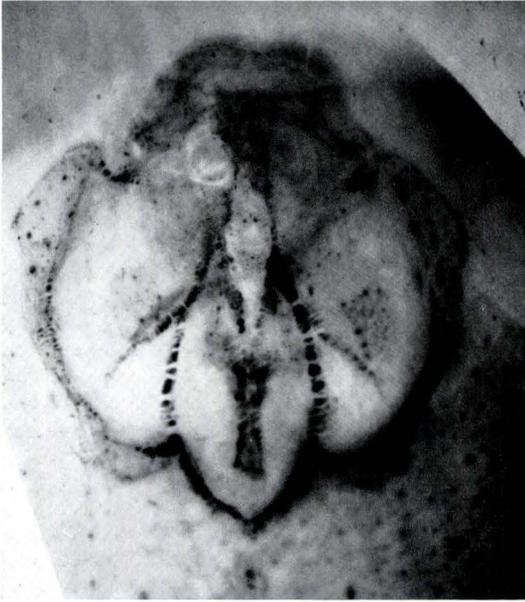
Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Röntgenaufnahme des auf Taf. 4 abgebildeten Stückes; $\times 1$.



Tafel 8

Tafel 8

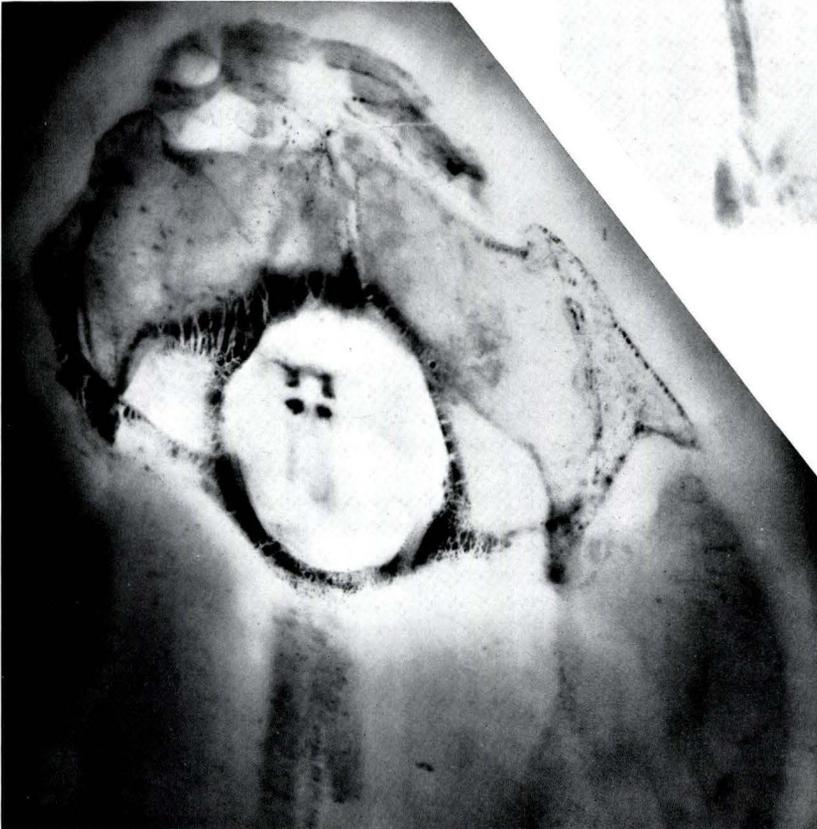
Gemuendina stuerzi TRAQUAIR. Fig. A. Röntgenaufnahme des Kopfes, Dorsalseite; $\times 1$; vergl. BROILI 1933 Taf. 2; Staatl. Sammlung, München. Fig. B. Röntgenaufnahme des von BROILI 1930 Taf. 4 Fig. 1 abgebildeten Stückes; Dorsalseite; $\times 1$; die sehr kontrastreiche Aufnahme soll vor allem den Kiemenkorb zeigen; Karl-Geib-Museum, Kreuznach. Fig. C. Röntgenaufnahme vom Kopf und Vorderrumpf; Ventralseite; $\times 1$; vergl. BROILI 1930 Taf. 3 Fig. 1; Staatliche Sammlung, München.



A



B



C

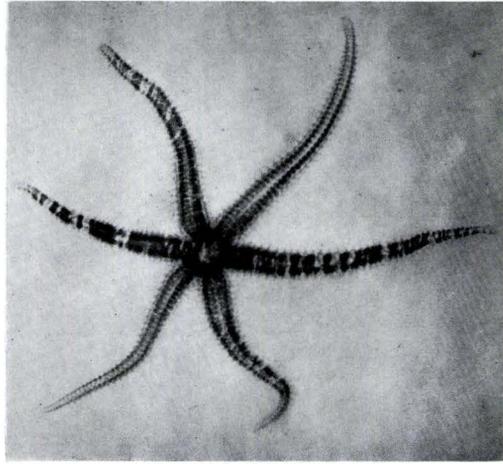
Tafel 9

Tafel 9

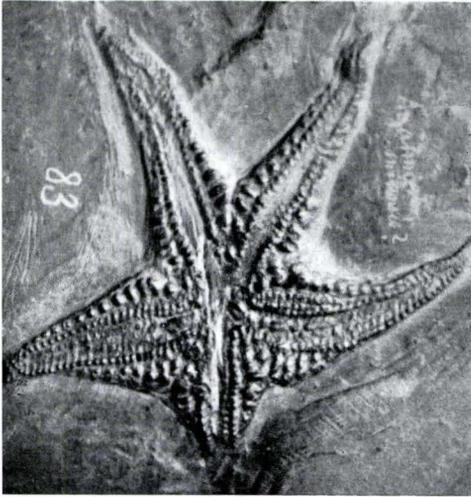
- Fig. 1. *Urasterella asperula* (F. ROEMER).
Unpräparierte Schieferplatte aus der Sammlung des Geol.-Paläont. Inst.
Univ. Bonn. $\times 0,88$.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 43 Fig. 1.
- Fig. 2. Röntgenaufnahme des gleichen Stückes. $\times 0,88$.
Sie zeigt, daß das im Schiefer steckende Tier die abnorme Zahl von 6 Armen
besitzt.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 43 Fig. 2.
- Fig. 3. *Palaeostella solida* STÜRTZ.
Freigelegte Oralseite. $\times 0,85$.
Heimat-Museum Bad Kreuznach (Kr 83).
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 41 Fig. 3.
- Fig. 4. Röntgenaufnahme des gleichen Stückes. $\times 0,85$.
Die Röntgenaufnahme weist eine starke Verkiesung nach; einzelne Platten
des Armskeletts sind als solche nicht mehr zu erkennen.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 41 Fig. 4.
- Fig. 5. *Medusaster rhenanus* STÜRTZ. $\times 0,83$.
Aus der Sammlung der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt.
Freilegung von wahrscheinlich über 20 Armen; erkennbar sind jedoch nur
12 Paar Mundstücke.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 32 Fig. 1.
- Fig. 6. Röntgenaufnahme des gleichen Stückes. $\times 0,83$.
Sie zeigt, daß 2 Tiere mit 12 oder 13 Armen übereinanderliegen.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 32 Fig. 2.
- Fig. 7. *Medusaster rhenanus* STÜRTZ. $\times 0,85$.
Röntgenaufnahme eines Exemplars mit 12 Armen.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 32 Fig. 3.
- Fig. 8. *Medusaster rhenanus* STÜRTZ. $\times 0,83$.
Röntgenaufnahme eines Exemplars mit 14 Armen.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 32 Fig. 7.



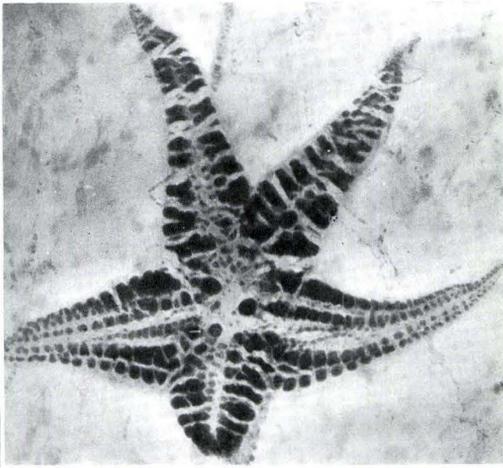
1



2



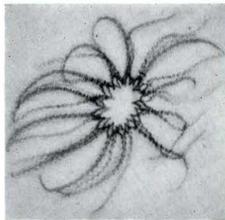
3



4



5



6



7



8

Tafel 10

Tafel 10

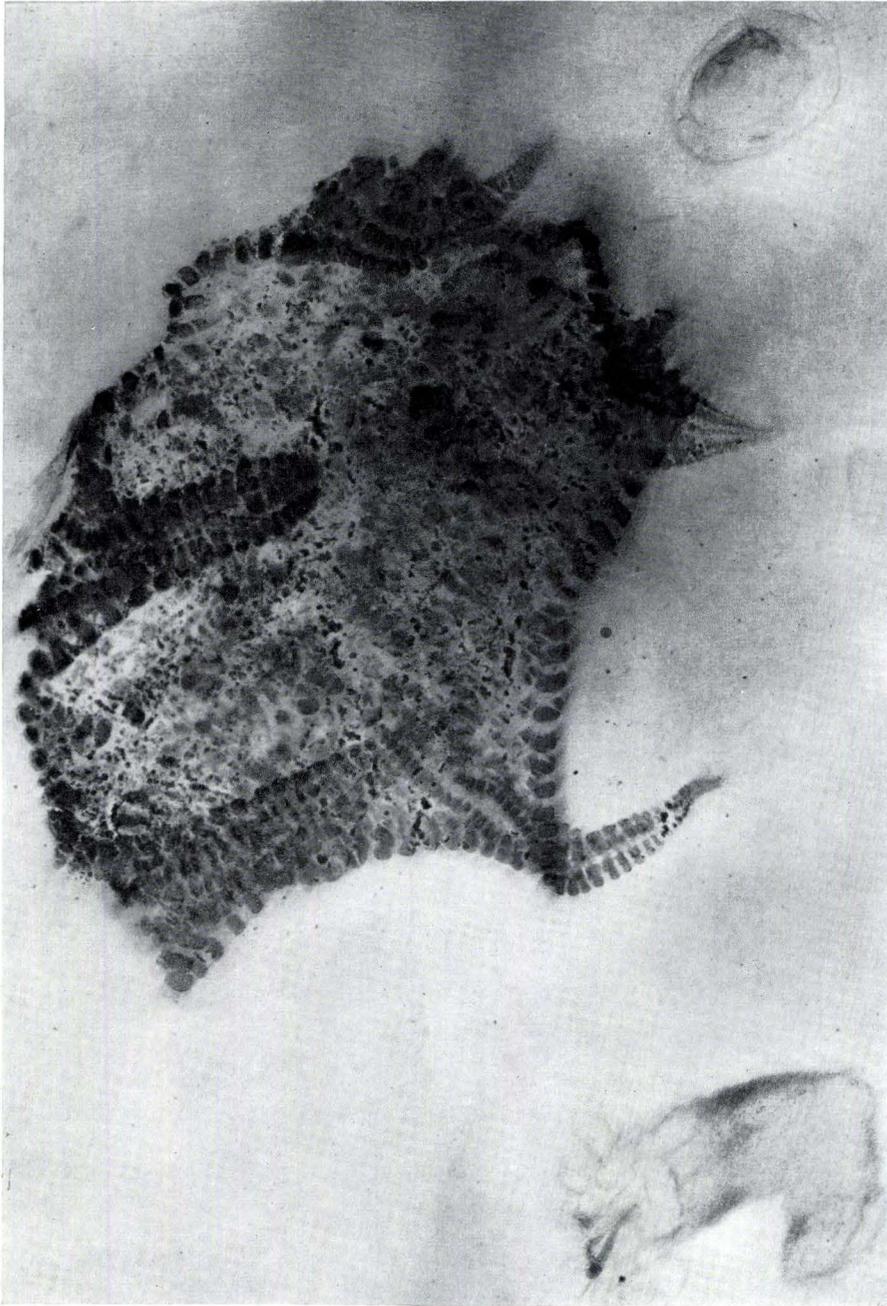
Fig. 1. Röntgenaufnahme einer Hunsrückschieferplatte mit *Palaenectria devonica* STÜRTZ, *Palaeocucumaria hunsrückiana* W. M. LEHMANN (unten rechts) und einem Brachiopoden (oben rechts). Natürliche Größe.
Sammlung PHILIPP LORENZ, Gemünden (Hunsrück).

Vor der Röntgenaufnahme war der Seestern unvollständig freigelegt worden. Die Röntgenaufnahme gab den Weg für eine sachgemäße Präparation des Seesterns frei und darüber hinaus wurde die Holothurie *Palaeocucumaria hunsrückiana* sowie der Brachiopode entdeckt.

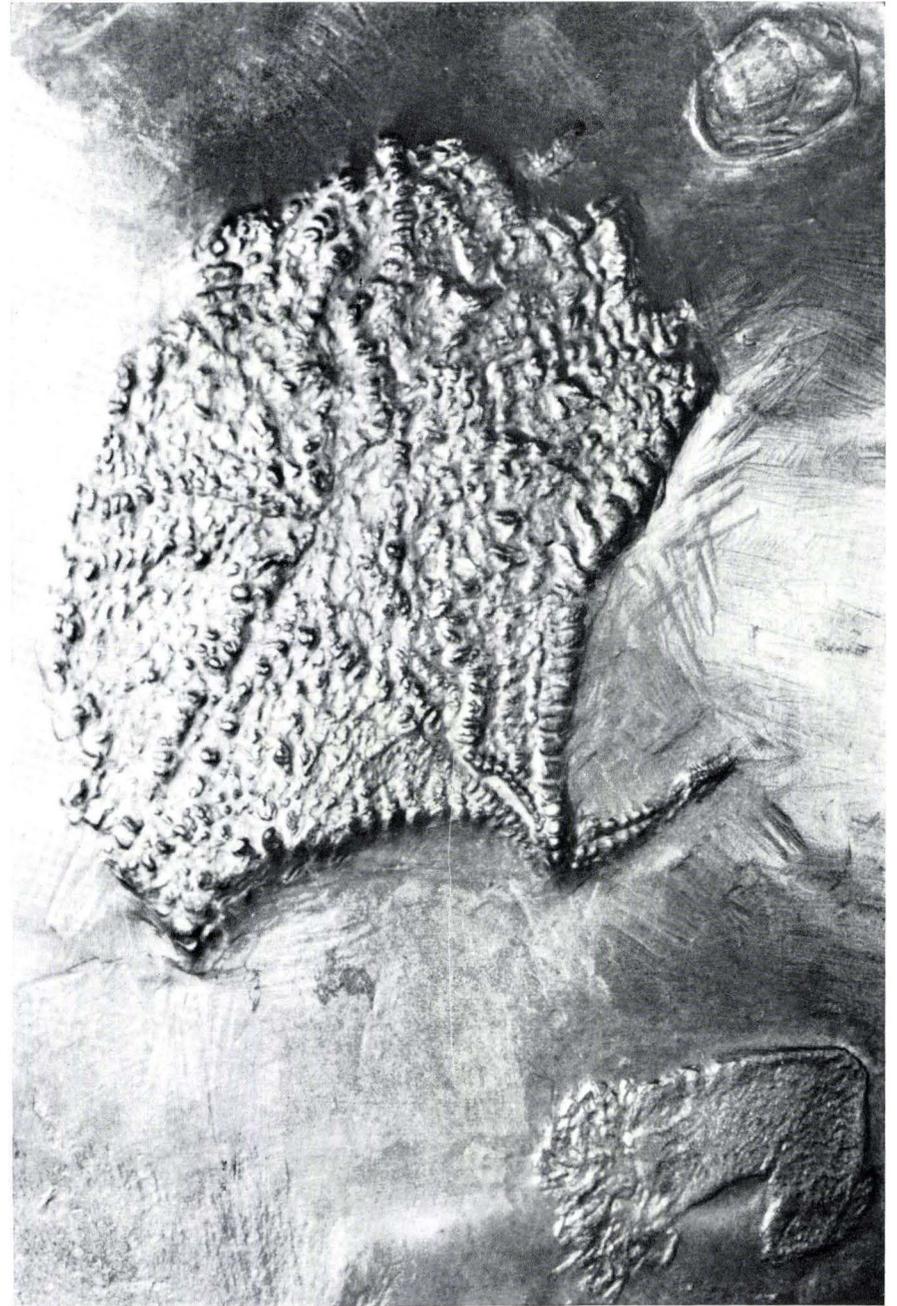
Aus W. M. LEHMANN 1958, Taf. 10 Fig. 1.

Fig. 2. Oberflächenaufnahme nach der restlichen Präparation auf Grund der Röntgenaufnahme. Natürliche Größe.

Aus W. M. LEHMANN 1958, Taf. 10 Fig. 2.



1

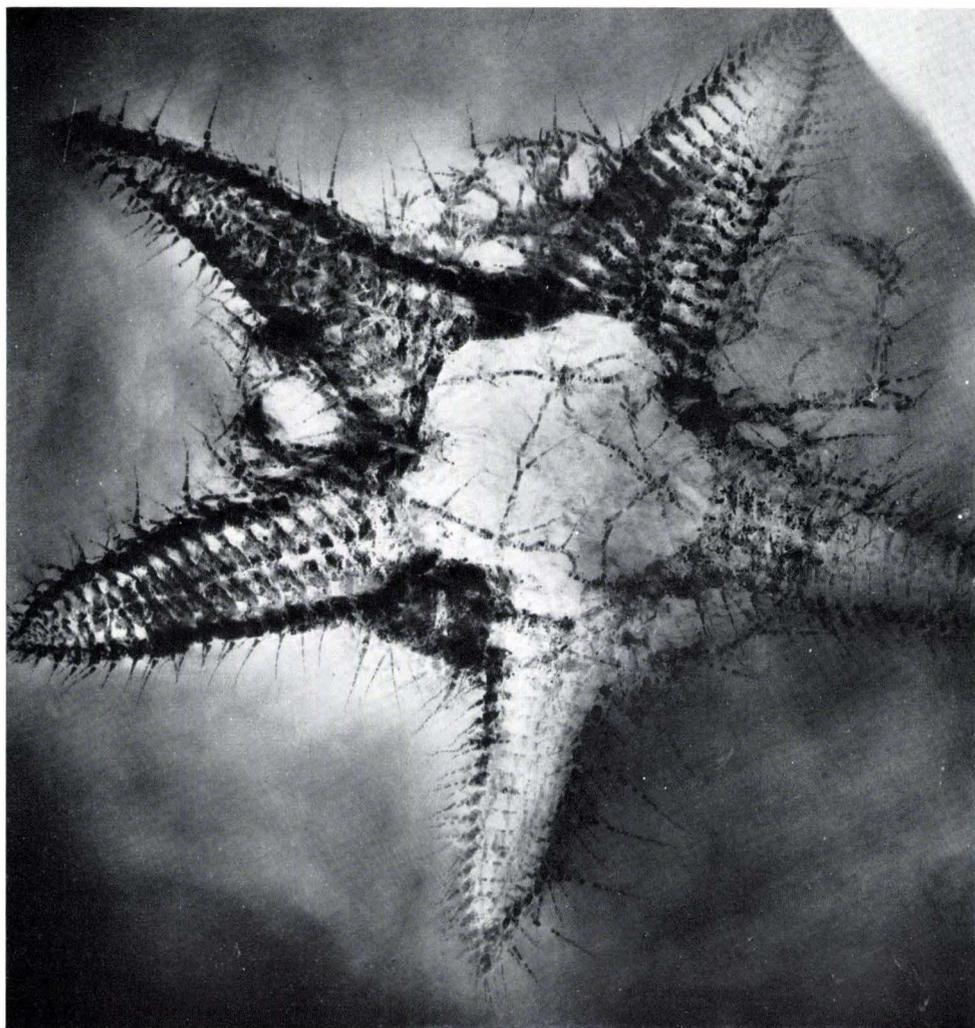


2

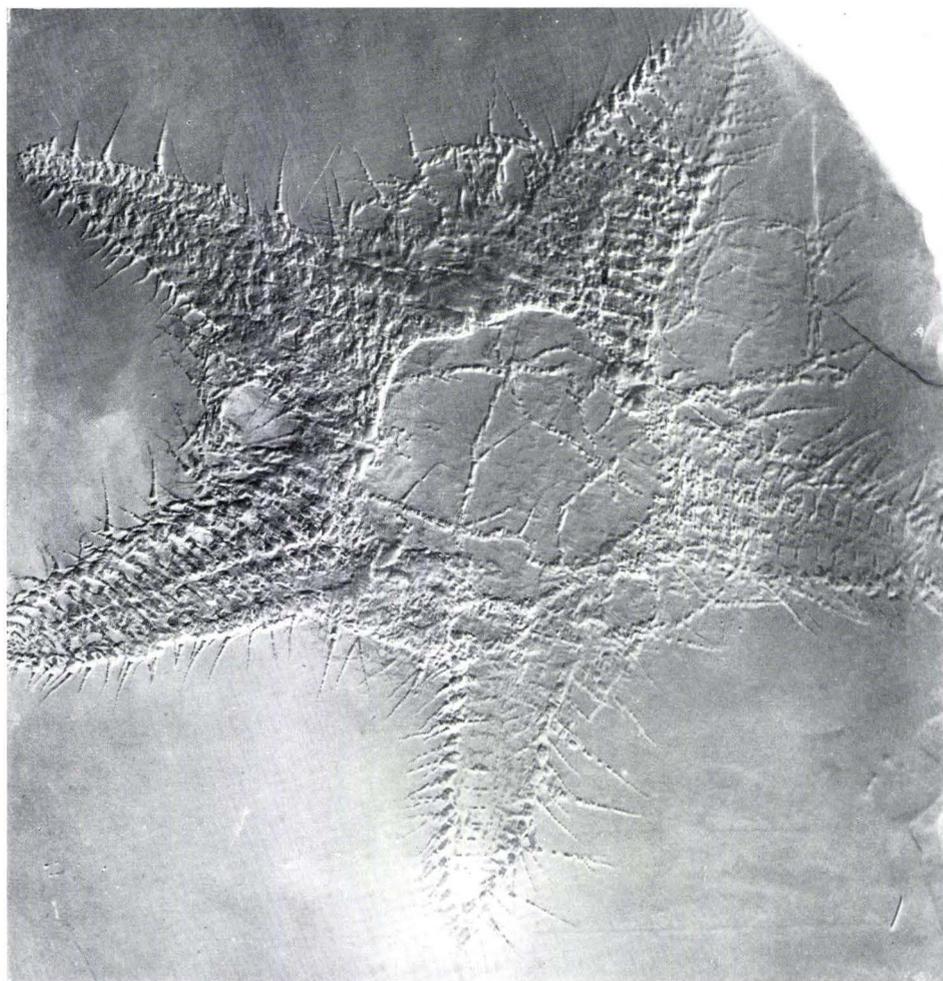
Tafel 11

Tafel 11

- Fig. 1. Röntgenaufnahme von *Hystrigaster horridus* W. M. LEHMANN. $\times 0,75$.
Sammlung des Geol.-Paläont. Inst. Univ. Bonn.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 53.
- Fig. 2. Pseudorelief-Röntgenaufnahme des gleichen Stückes. $\times 0,75$.
Aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 54.
- Fig. 3. Röntgenstereoaufnahme der Holothurie *Palaeocucumaria hunsrückiana*
W. M. LEHMANN. Natürliche Größe.
Siehe dazu Taf. 10 Fig. 1 und 2.
Aus W. M. LEHMANN 1958, Taf. 11 Fig. 5.
- Fig. 4. Röntgenstereoaufnahme von Brachiopoden und Detritus. Natürliche Größe.
Sammlung des Geol.-Paläont. Inst. Univ. Bonn.
Aus W. M. LEHMANN 1958, Taf. 11 Fig. 7.



1



2



3



4

Tafel 12

Tafel 12

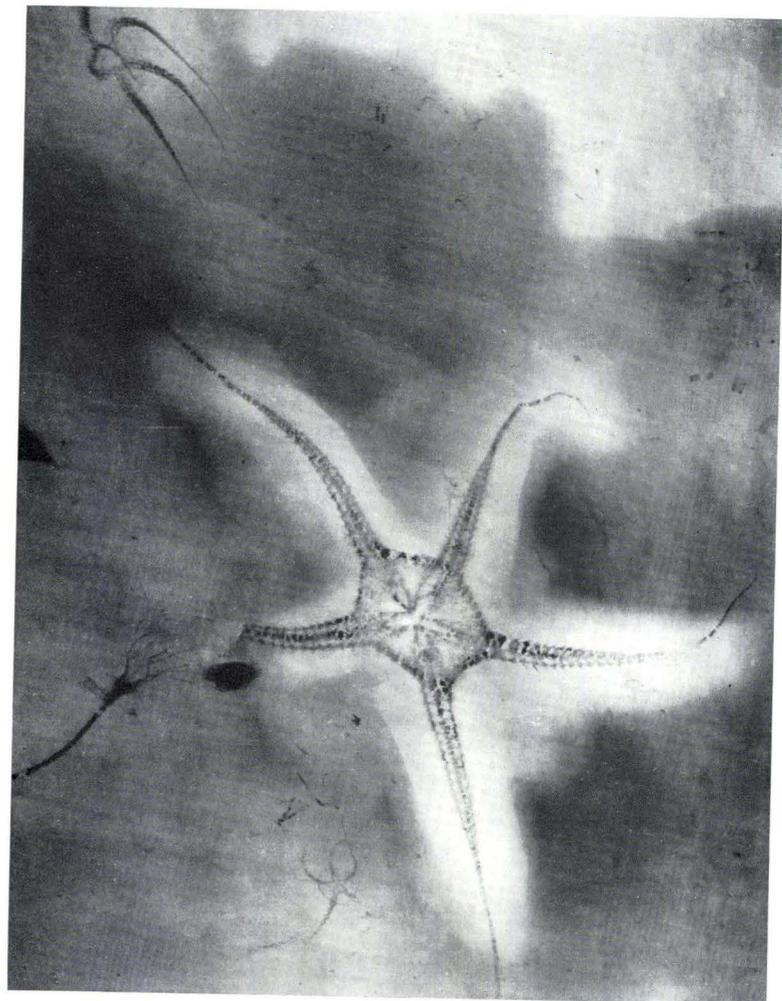
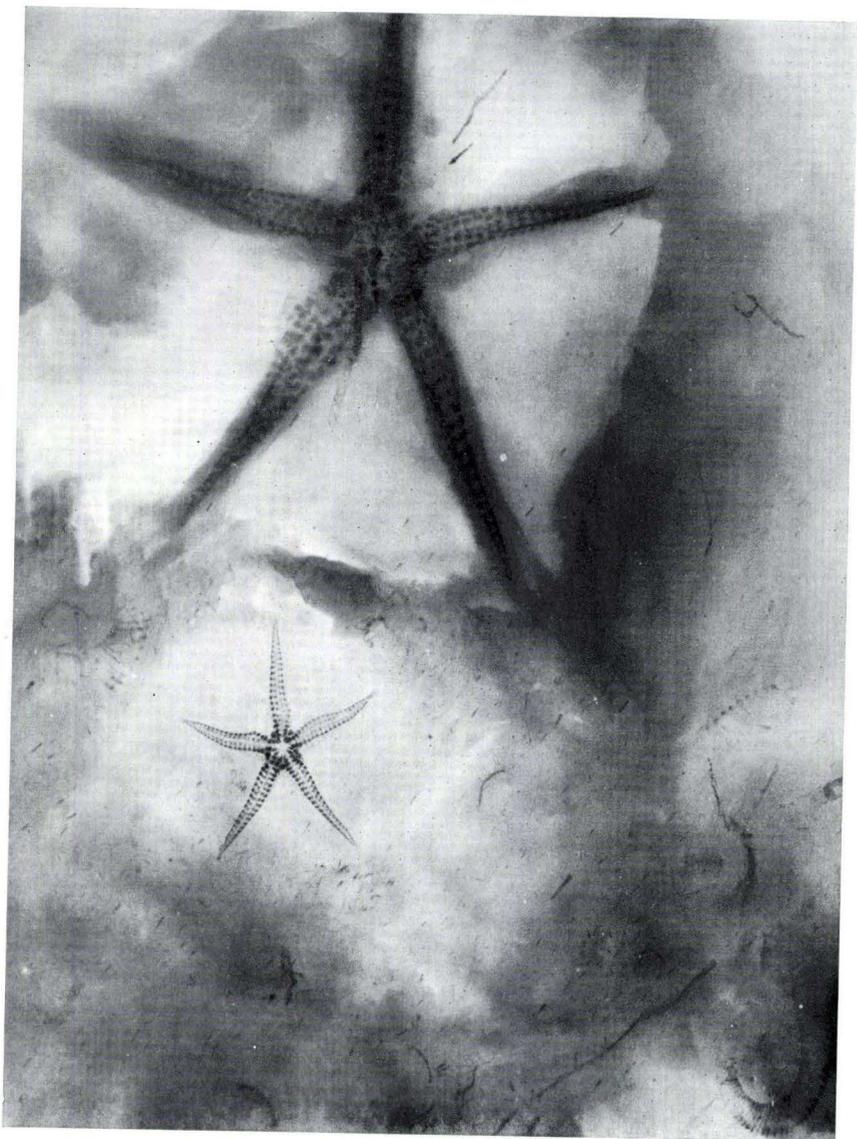
Fig. 1. Röntgenaufnahme aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 29 Fig. 2.

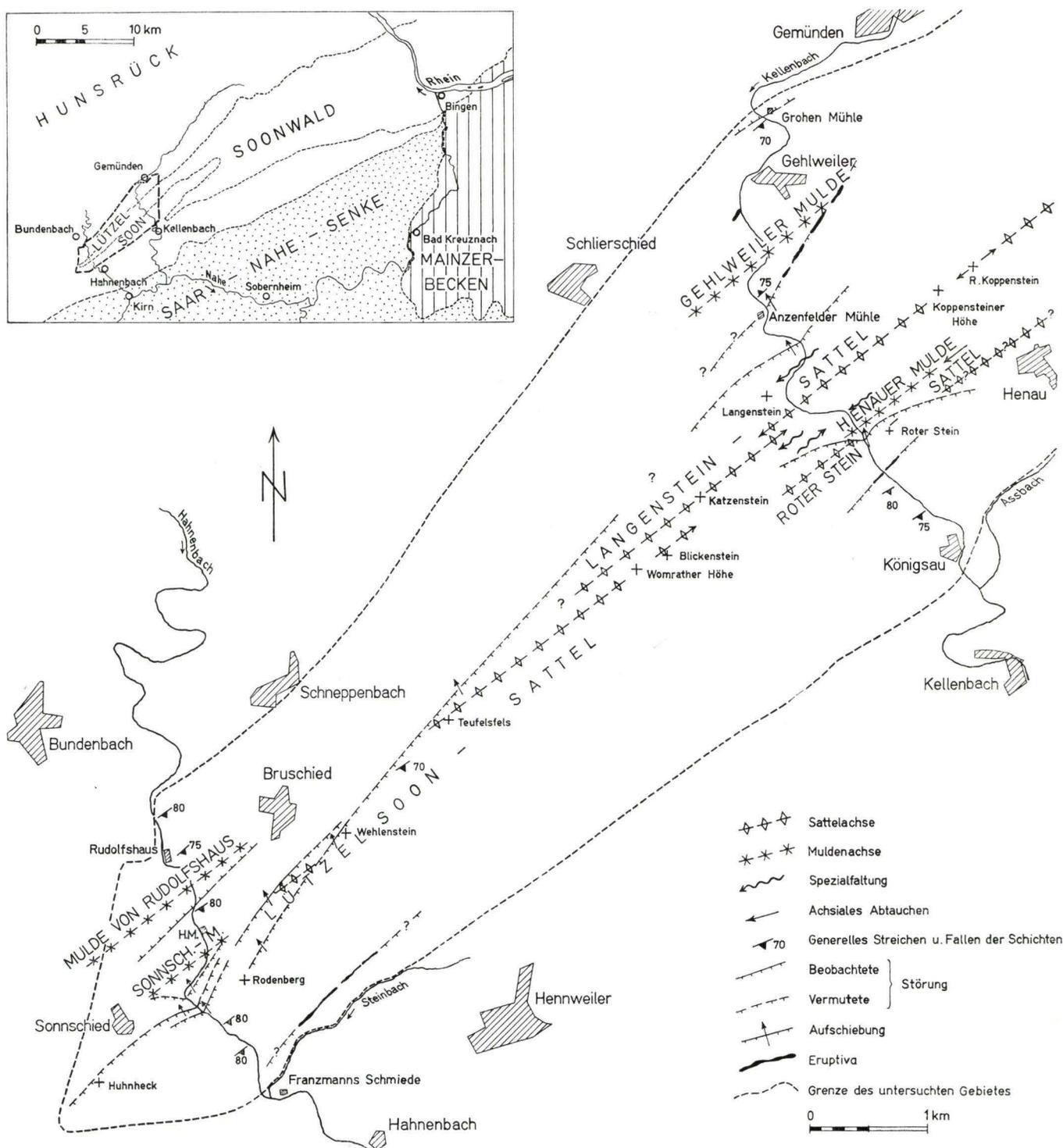
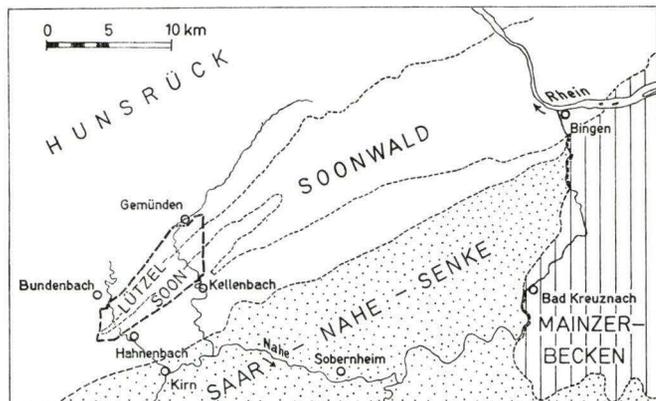
Sie zeigt den roh präparierten *Palaeactis lanceolatus* W. M. LEHMANN (abgebildet bei W. M. LEHMANN 1957, Taf. 29 Fig. 1); weiter im Sediment steckend ein Jugendexemplar von *Palasterina tilmanni* W. M. LEHMANN, 3 Exemplare *Anetoceras* sp. sowie organogenen Detritus. $\times 0,8$.

Fig. 2. Röntgenaufnahme aus W. M. LEHMANN 1957, Taf. 14 Fig. 4.

Sie enthält den in Taf. 14 Fig. 3 präpariert dargestellten *Miospondylus rhenanus* und zeigt im Sediment steckend noch *Ophiurina lymani* STÜRTZ, *Furcaster palaeozoicus* STÜRTZ, *Bactocrinus jaekeli* W. E. SCHMIDT, ein ?Zweischaler sowie organogenen Detritus. $\times 0,8$.

Das Original befindet sich in der Sammlung des Geolog.-Paläontol. Instituts der Universität Bonn.





Tektonische Übersichtskarte des Lützelsoons und seiner Umgebung

Fundpunkte	7	11A	9A	13A	12	27A	47B	72B	72A	83A	6A	6B	35	62A
	KUTSCHER 1936 + 1940	KUTSCHER 1952	KUTSCHER 1952	OPITZ 1932	(siehe Anmerkung)	KUTSCHER 1940	KUTSCHER 1936 + 1940 (Leg. HENN)	KUTSCHER 1940	KUTSCHER 1934 + 1936					
? Taunaspis eurysethes SCHMIDT								+						
Machaeracanthus kayseri KEGEL								+						
unbestimmbare Fischreste			+					+					+	+
Homalonotus roemeri DE KON.								+						
Homalonotus sp. sp.								+						
Asteropyge sp.								+						
unbestimmbare Trilobitenreste								+						
Beyrichia devonica JONES											+			
Beyrichia sp.											+			
Bellerophon tumidus SANDBERGER											+			
Bellerophon sp.											+			
Pleurotomaria sp.														+
Gastropoda gen. et sp. indet.														
Tentaculites straeleni MAILLIEUX														
Tentaculites schlotheimi KOKEN.														
Tentaculites sp.														
Rousseauia pseudocapuliformis MAILL.														
Limoptera gigantea FOLLMANN														
Limoptera orbicularis OEHLERT														
Limoptera sp.														
Pterinea costata GOLDFUSS														
Pterinea paillettei VERN. & BARR.														
Actinodesma lamellosum SANDBERGER														
¹⁾ Actinodesma (Asselberghsia) lamellosum S.	+													
Kochia capuliformis KOCH														
²⁾ Roemeria capuliformis KOCH	+													
Avicula (Pteronites) longialata KRANTZ														
Nuculites intermedius BEUSHAUSEN														
Nuculites ellipticus expansus MAUZ														
Ctenodonta beushauseni KEGEL	+													
Ctenodonta kayseri BEUSHAUSEN														
Grammysia deornata DE KON.														
Cypricardella subrectangularis KAYSER														
Cypricardella bicostula KRANTZ														
Cypricardella elongata BEUSHAUSEN														
Carydium sociale BEUSHAUSEN	+													
Goniophora ?curvato-lineata KRANTZ														
Prosocoelus pes anseris ZEIL. & WIRTG.	+													
Leptodomus striatulus F. ROEMER														
Spirifer primaevus STEININGER	+													
Spirifer prohystericus MAURER	+													
Spirifer hystericus SCHLOTHEIM	+													
Spirifer arduennensis SCHNUR														
Spirifer hercyniae GIEBEL = Sp. pellico SCHN.														
Spirifer mediorhenanus FUCHS														
Spirifer ?explanatus FUCHS														
Spirifer sp.														
Rhynchonella daleidensis ROEMER														
³⁾ Camarotoechia daleidensis ROEMER														
Rhenorenselaeria strigiceps ROEMER	+													
Rhenorenselaeria crassica KOCH	+													
Rhenorenselaeria propinqua FUCHS														
Trigeria guerangeri VERN.														
Meganteris drevermanni DAHMER	+													
Meganteris ovata MAURER	+													
Chonetes plebeja SCHNUR														
⁴⁾ Chonetes (Plicochonetes) plebejus SCHNUR														
Chonetes semiradiatus SOWERBY														
Chonetes sarcinulata SCHLOTHEIM														
Chonetes millestria ROEMER														
Chonetes bialata FUCHS														
Chonetes sp.														
Tropidoleptus carinatus CONRAD	+													
Tropidoleptus laticosta CONRAD														
⁵⁾ Leptaena laticosta CONRAD														
Stropheodonta herculea DREVERMANN														
Stropheodonta sedgwicki ARCH. & VERN.														
Stropheodonta fureillistria FUCHS														
Orthothetes ingens DREVERMANN														
Orthis circularis SOWERBY														
Orthis circularis taunica FUCHS														
⁶⁾ Dalmanella taunica FUCHS	+													
Crinoidenstielglieder														
Favosites sp.														
Pleurodictyum problematicum GOLDFUSS														
Dendrozoum rhenanum FUCHS														
Aulopora cf. tubaeformis GOLDFUSS														
Rhipidophyllum vulgare SANDBERGER														
Kriechspuren														

Anm.:

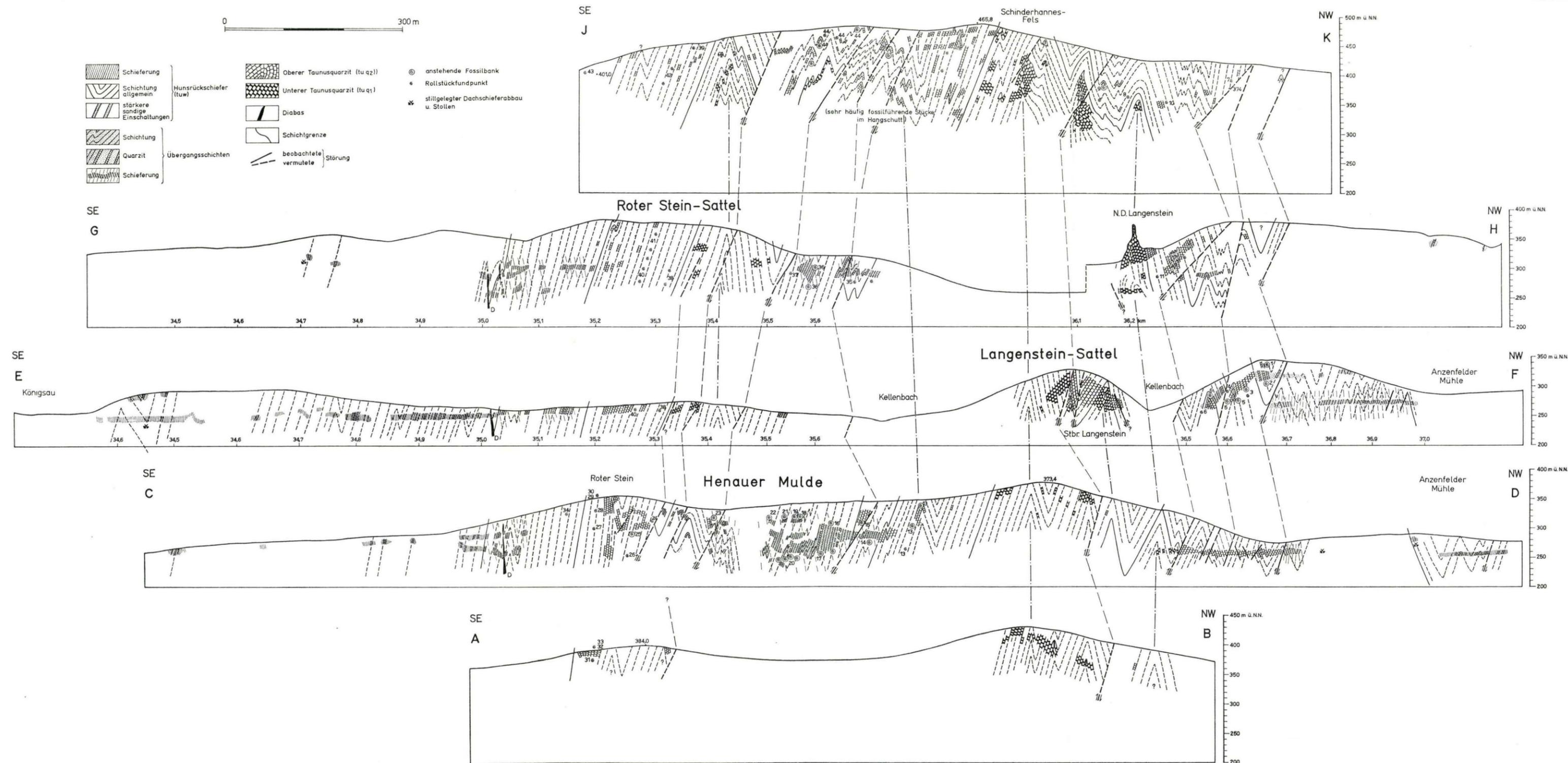
+ = vorhanden, ohne Angabe der Häufigkeit;

h = häufig;

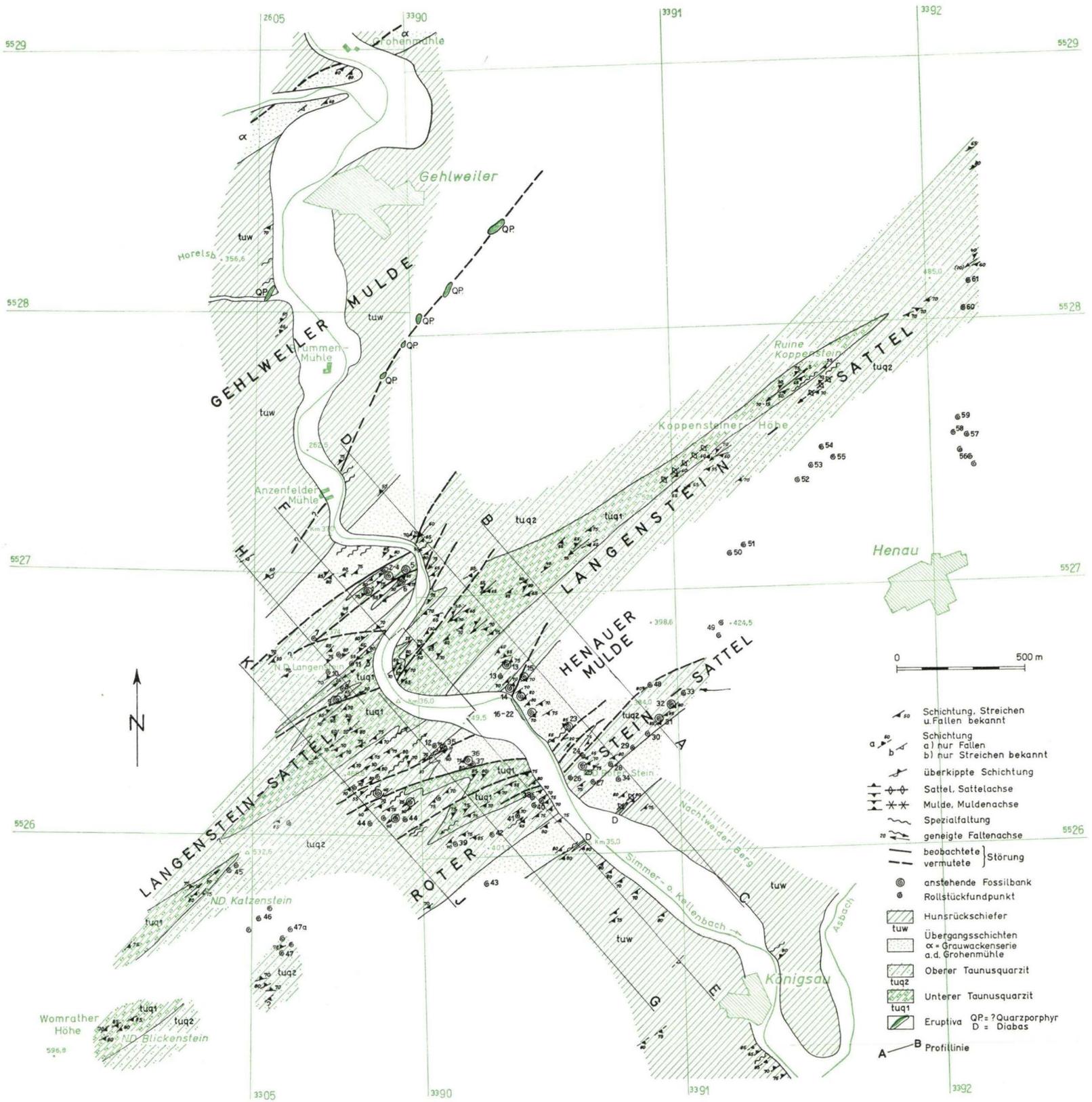
B = bankweise, ganze Schichten erfüllend.

In Fundpunkt 83A sind die Faunenlisten von KOCH (1881), KAYSER (1881, nach den Aufsammlungen von GREBE) und ASSELBERGHS & HENKE (1935, bestimmt von R. RICHTER), sowie von KUTSCHER (1940, nach Revision der Aufsammlungen GREBES) zusammengefaßt (vgl. KUTSCHER 1940).

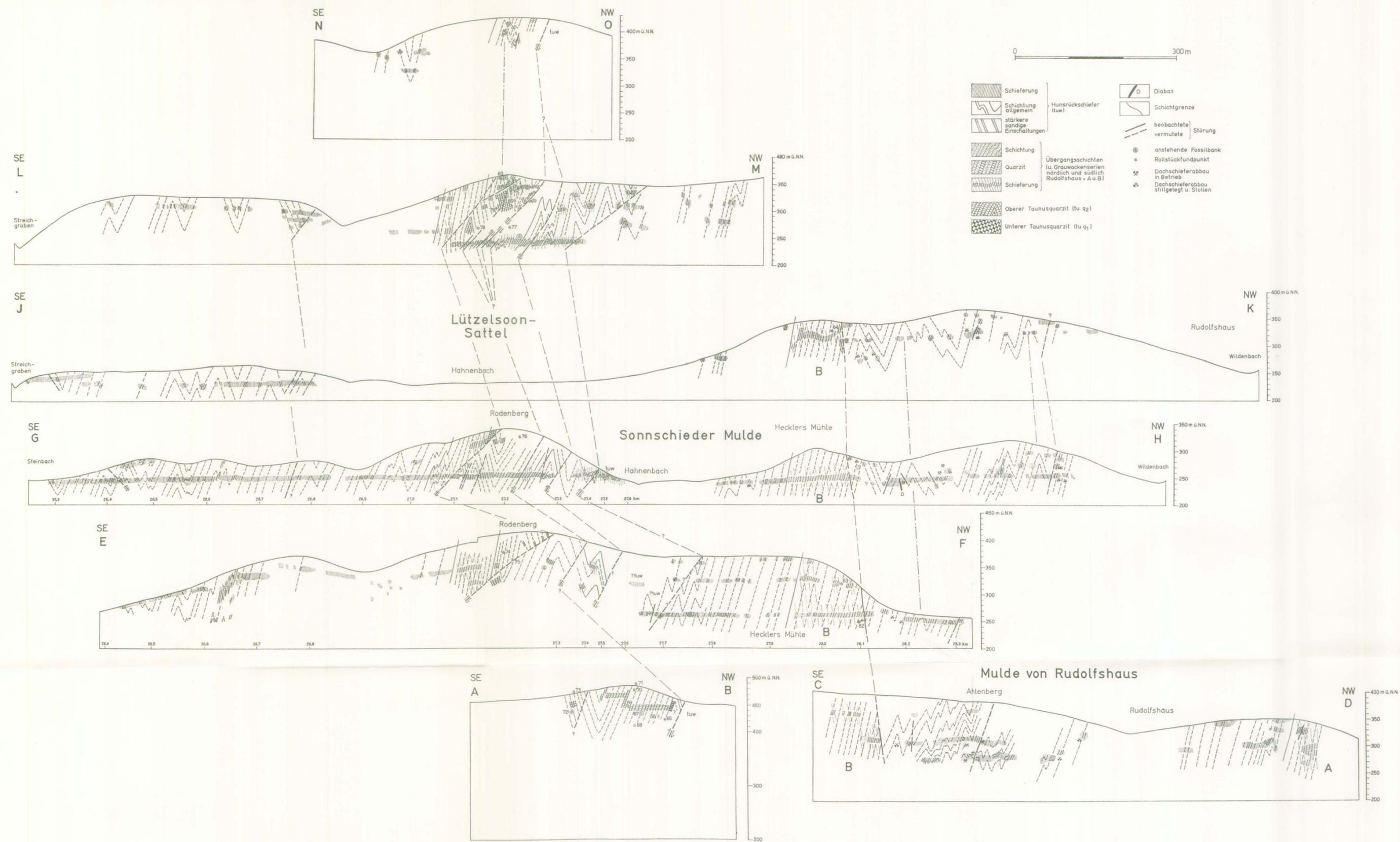
Der faunistische Inhalt der bisher bekannten Fossilfundpunkte im Lützelsoongebiet (Vgl. Taf. 14)



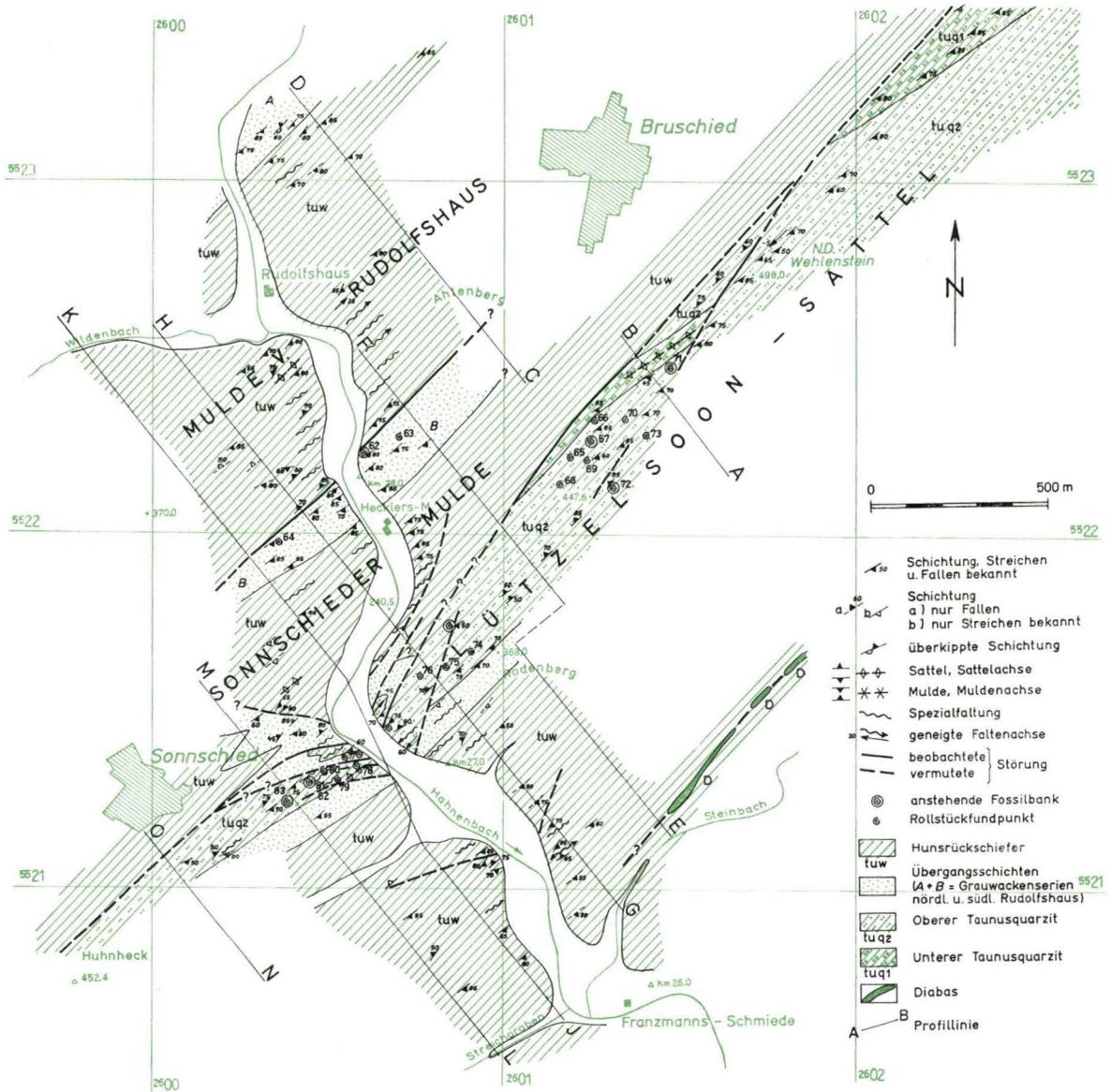
Querprofile im Bereich des Kellenbachtals (siehe Taf. 13)
Die Profile sind nicht überhöht, ihre Lage ist der Tafel 17 zu entnehmen.



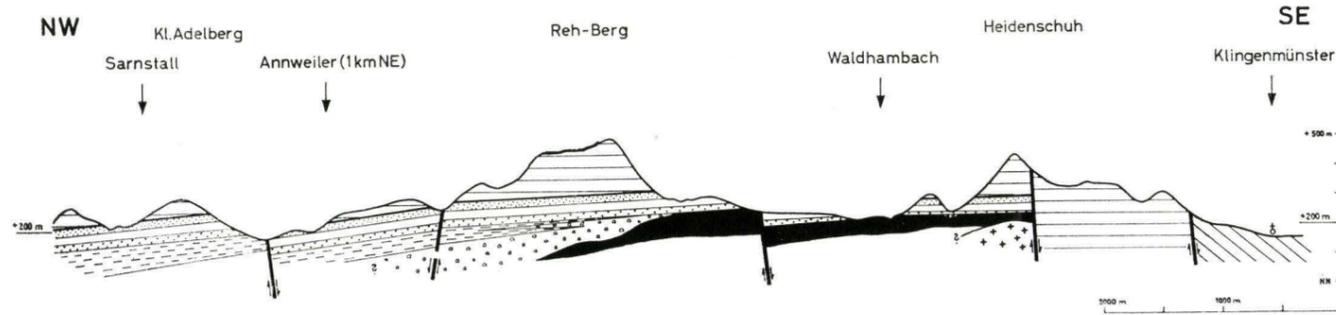
Geologische Karte des Kellenbachtals



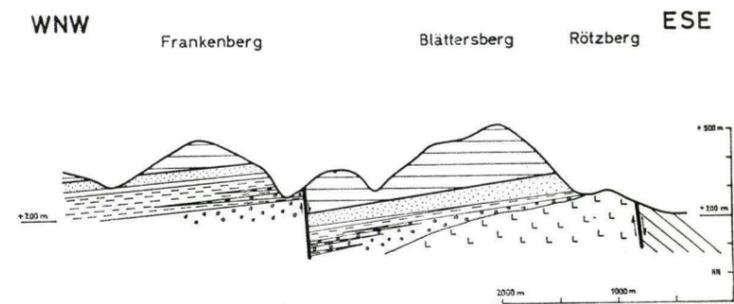
Querprofile im Bereich des Hahnenbachtals (siehe Taf. 13).
Die Profile sind nicht überhöht; ihre Lage ist der Tafel 19 zu entnehmen.



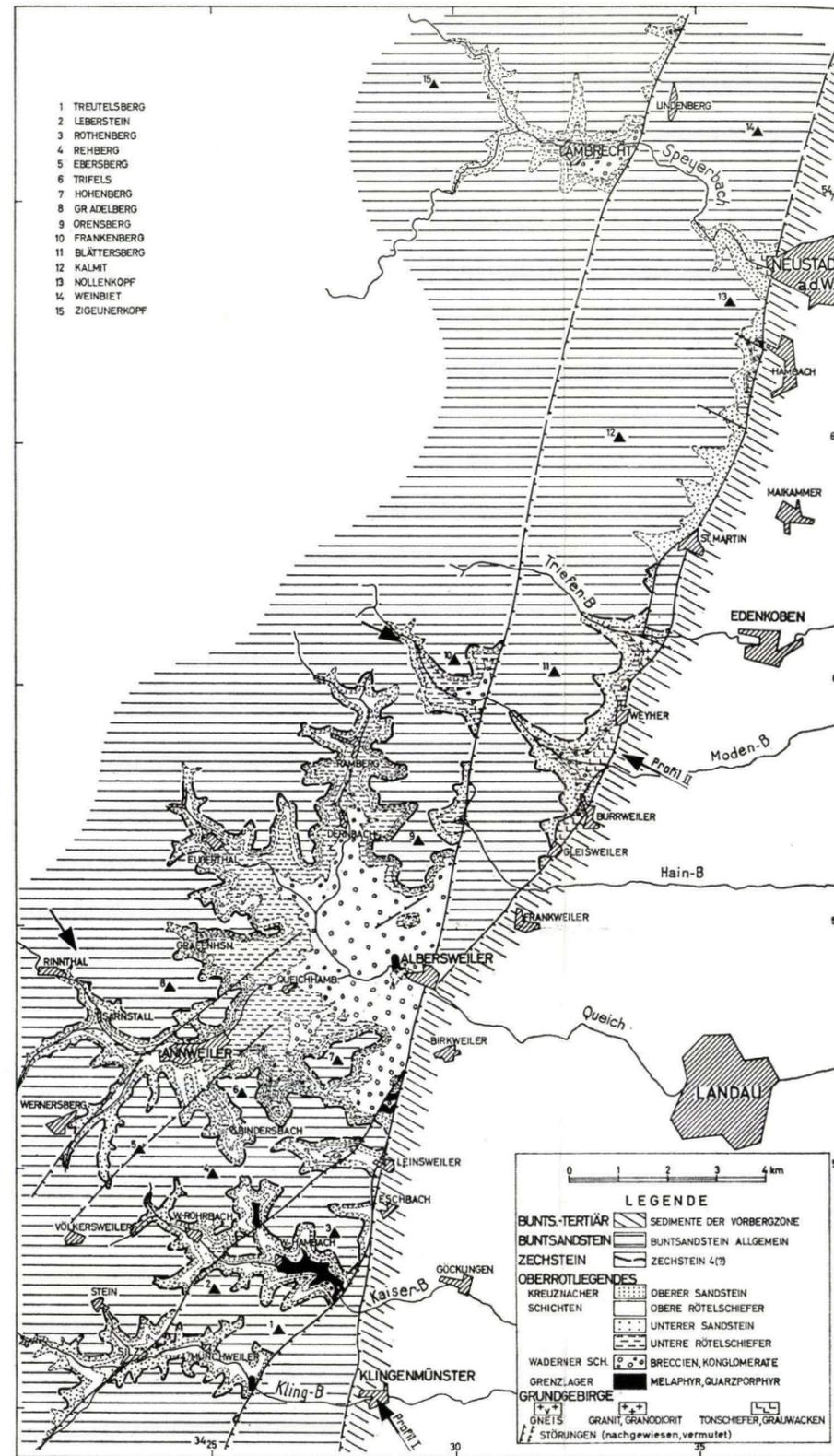
Geologische Karte des Hahnenbachtals



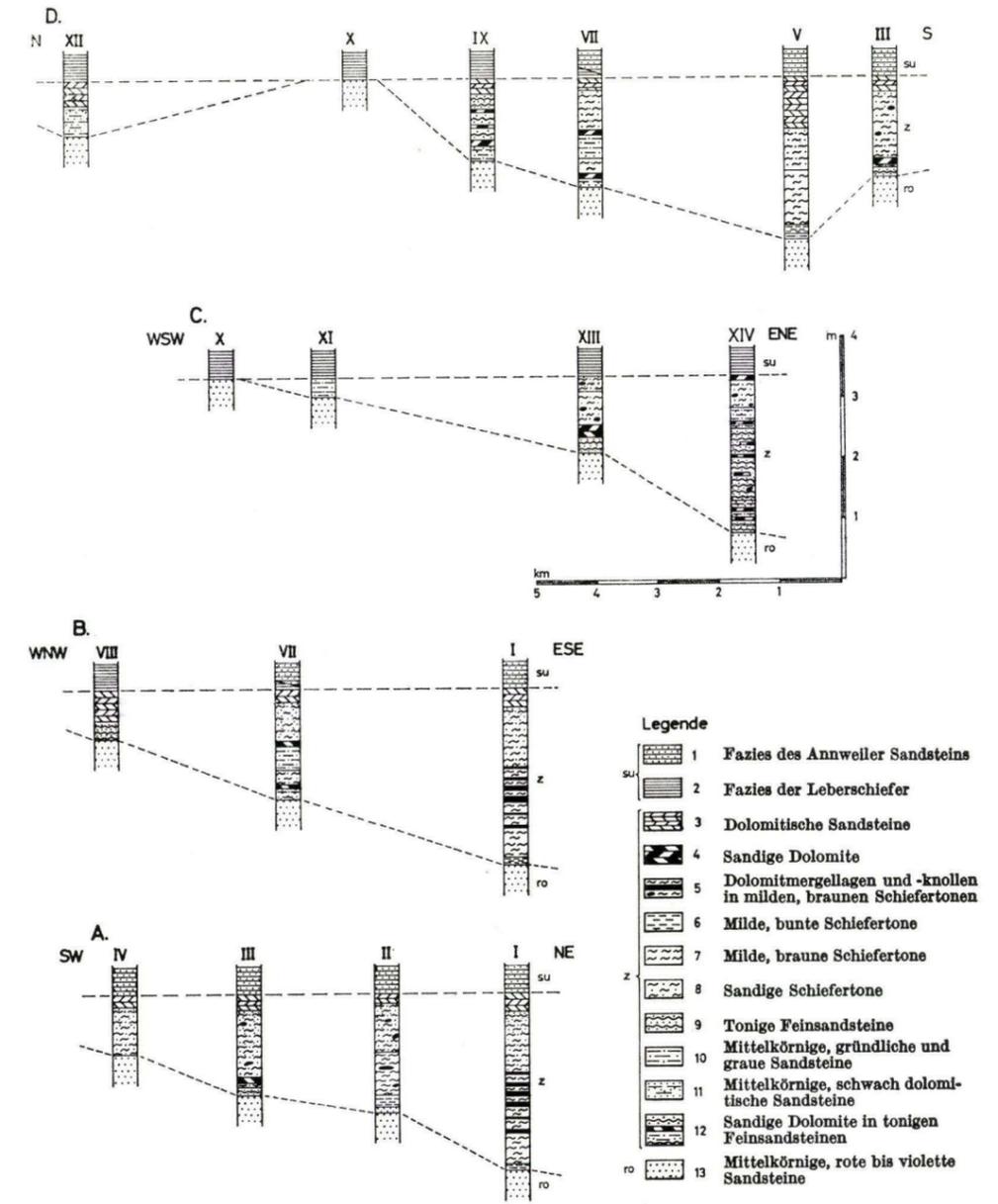
A. Geologisches Profil I durch den östlichen Pfälzer Wald zwischen Klingenstein und Sarnstall. Lage des Profils und Signaturen in Fig. C.



B. Geologisches Profil II durch den östlichen Pfälzer Wald im Gebiet des Modenbach-Tales. Lage des Profils und Signaturen in Fig. C.



C. Geologische Karte des östlichen Pfälzer Waldes (Haardt) zwischen Neustadt-Lambrecht und Klingenstein-Silz.



D. Säulenprofile des Südpfälzischen Zechsteins. Lagepunkte in Abb. 9.

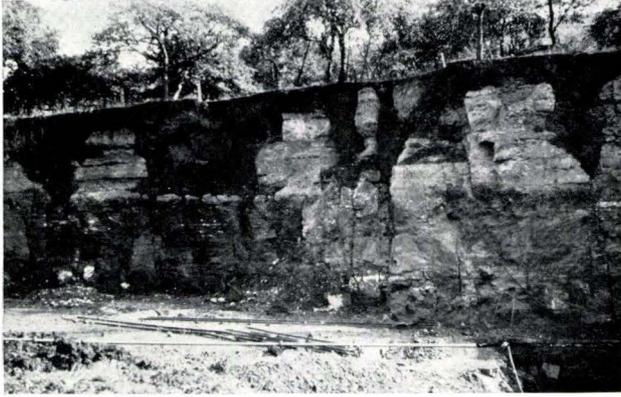
Formations-Abkürzungen:

- su = Unterer Buntsandstein
- z = Mariner Zechstein
- ro = Oberrotliegendes (Oberer Sandstein)

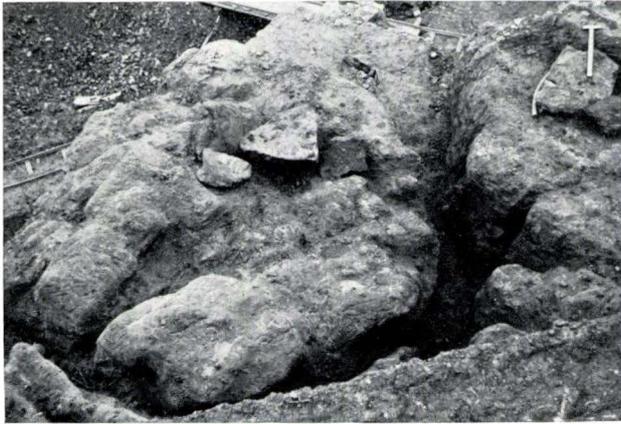
Tafel 21

Tafel 21

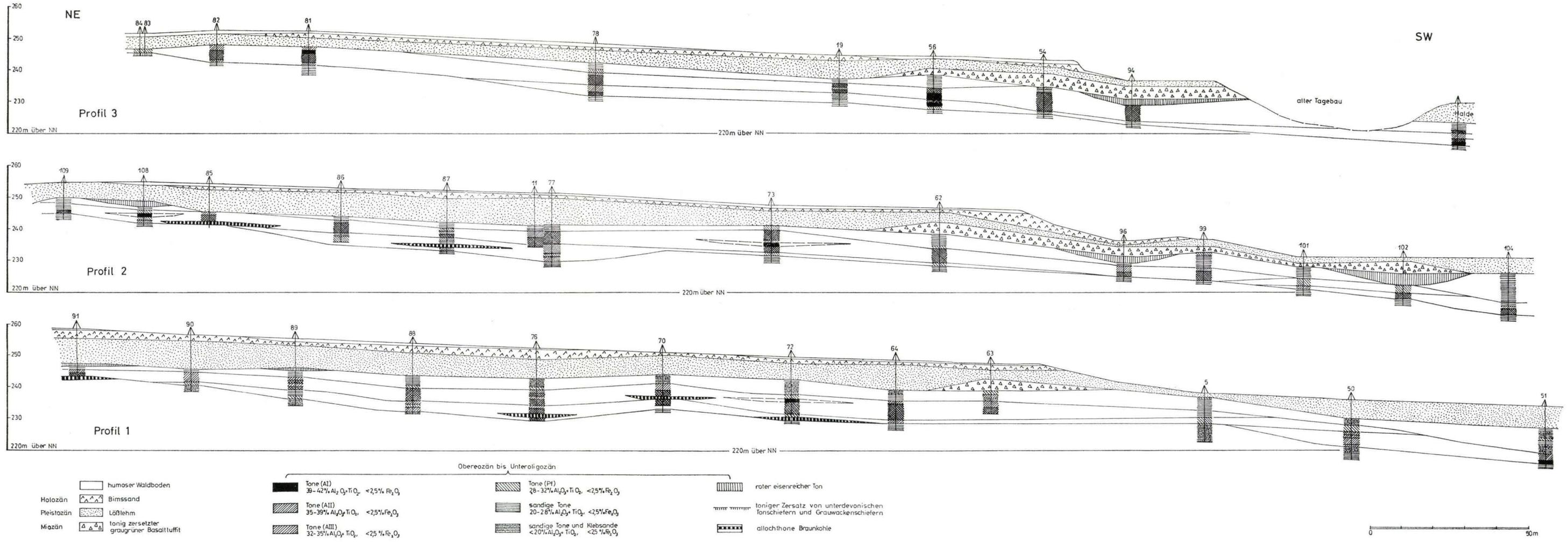
- Fig. 1. Schlottenbildungen im Zechstein (Paläokarst). — Kalksteinbruch in Rottenberg/Spessart.
- Fig. 2. Durch den Abbau freigelegte Karstoberfläche des Zechsteins. — Kalksteinbruch am SW-Hang des Gräfenberges, südlich von Rottenberg/Spessart.



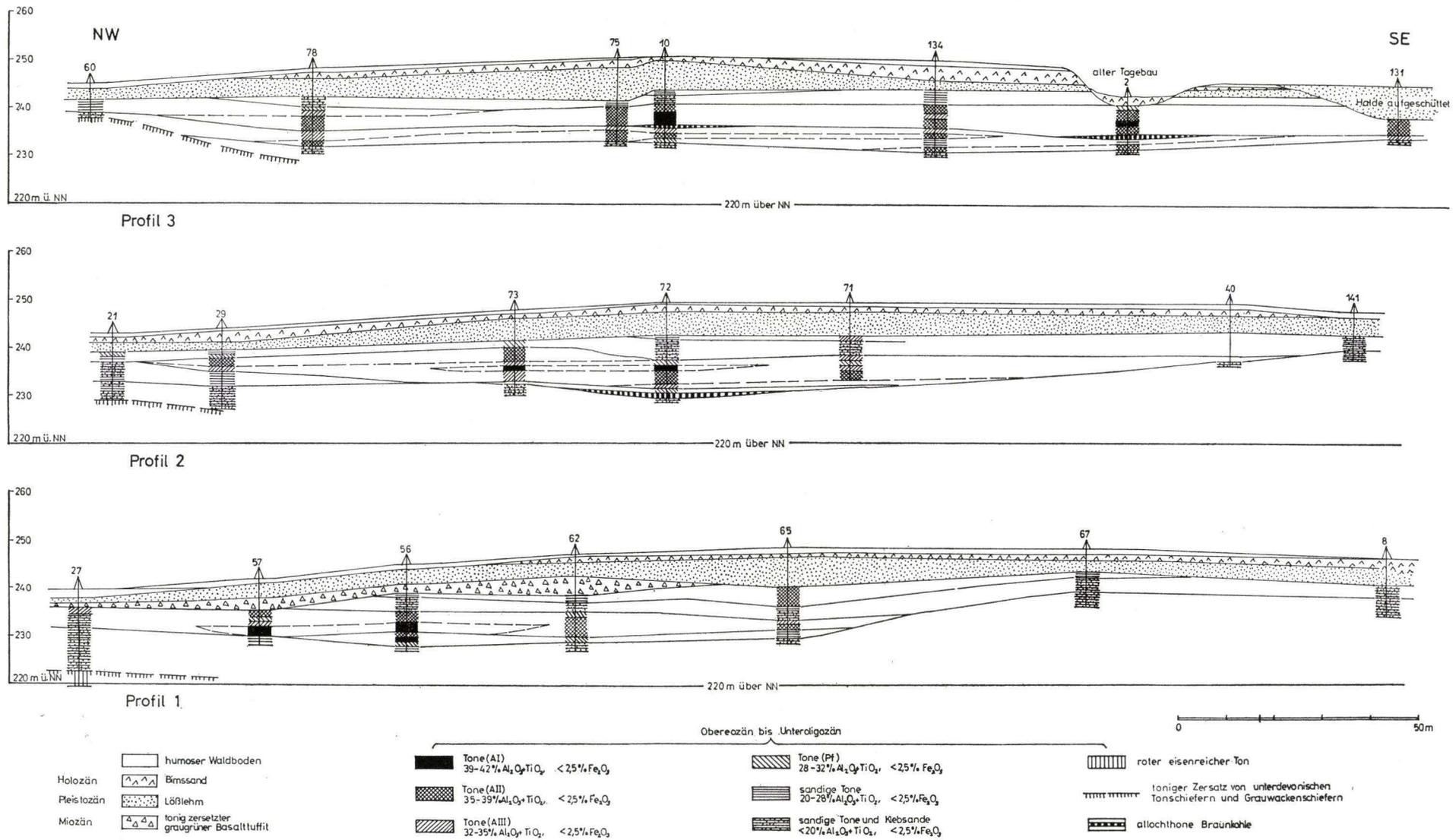
1



2



Längsprofilserie des NE-Teils der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar / Rhein

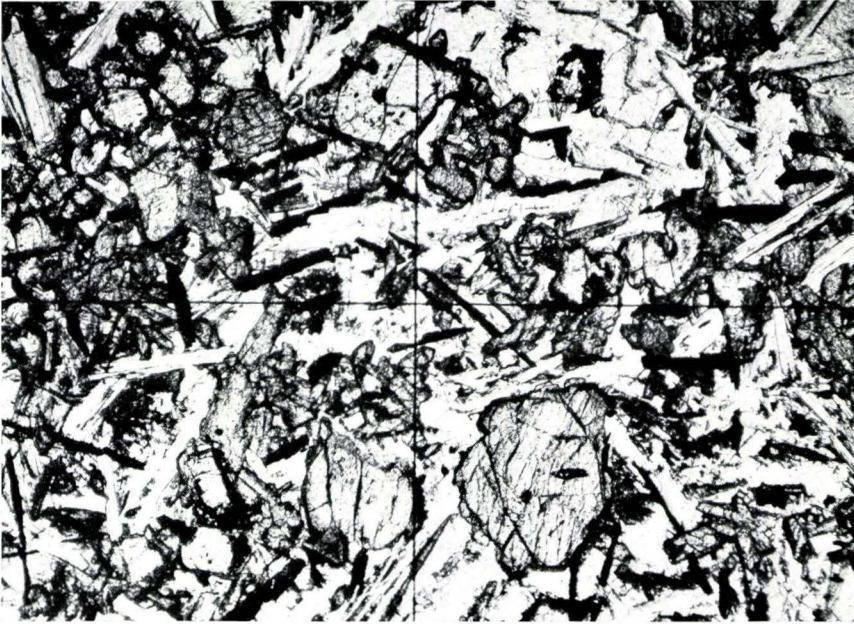


Querprofilserie des NE-Teils der Tonlagerstätte der Höhrer Löcher bei Vallendar/Rhein

Tafel 25

Tafel 25

- Fig. 1. Dünnschliffbild des Basaltes von Ludwigssegen — Nic. Vergr.: 50 ×
- Fig. 2. Wachstumsskelette von Titanomagnetit im Basalt von Eisen.
Anschliffbild, Ölimmersion, — Nic, Vergr.: 1320 ×
- Fig. 3. Elektronenmikroskopische Aufnahme der Tonfraktion von Probe 5.
Vergr. 35000 × (Aufnahme: Dr. A. MAAS, Zentrallaboratorium für angewandte Übermikroskopie der Universität Bonn)
- Fig. 4. Basalt von Ludwigssegen mit kaolinisierten Feldspäten und fast völlig braun gefärbten Olivinen. Außenteil der Basaltkugel.
Dünnschliffbild, — Nic. Vergr.: 50 ×
- Fig. 5. Entmischung von Magnetit (hell) und Ilmenit (dunkel). Magnetitlamellen leicht gebogen.
Anschliffbild, Ölimmersion, — Nic. Vergr.: 1320 ×



1



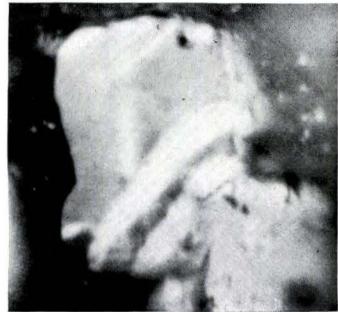
2



4



3



5

Tafel 26

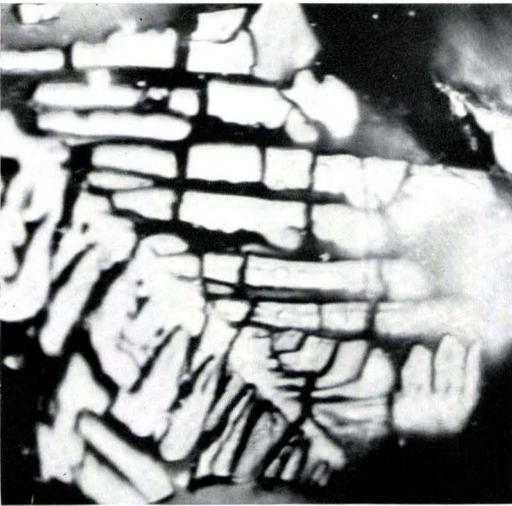
Tafel 26

- Fig. 6. Stark korrodierte Titanomagnetite (Probe 14).
Anschliffbild, Ölimmersion, — Nic. Vergr.: 1320 ×
- Fig. 7. Ilmenit-Hämatit-Rosetten.
Anschliffbild, Ölimmersion, — Nic. Vergr.: 1320 ×
- Fig. 8. Gelstrukturen in der Erzprobe 7 mit Übergängen von Hämatit (hell) zu stark wasserhaltigen Partien (hellgrau bis dunkelgrau)
Anschliffbild, — Nic. Vergr.: 210 ×
- Fig. 9. Zu Fe-Hydroxyd umgebildeter „Olivin“. Am oberen Rand mit stärker entwässerter Partie, auf der Magnetitoktaederchen (hell) sitzen.
Anschliffbild, Ölimmersion — Nic. Vergr.: 1320 ×
- Fig. 10. Basalt von Ludwigssegen im ersten Verwitterungsstadium mit braun umsäumten Olivinen. Mittelteil der Basaltkugel.
Dünnschliffbild, — Nic. Vergr.: 50 ×

6



7



9

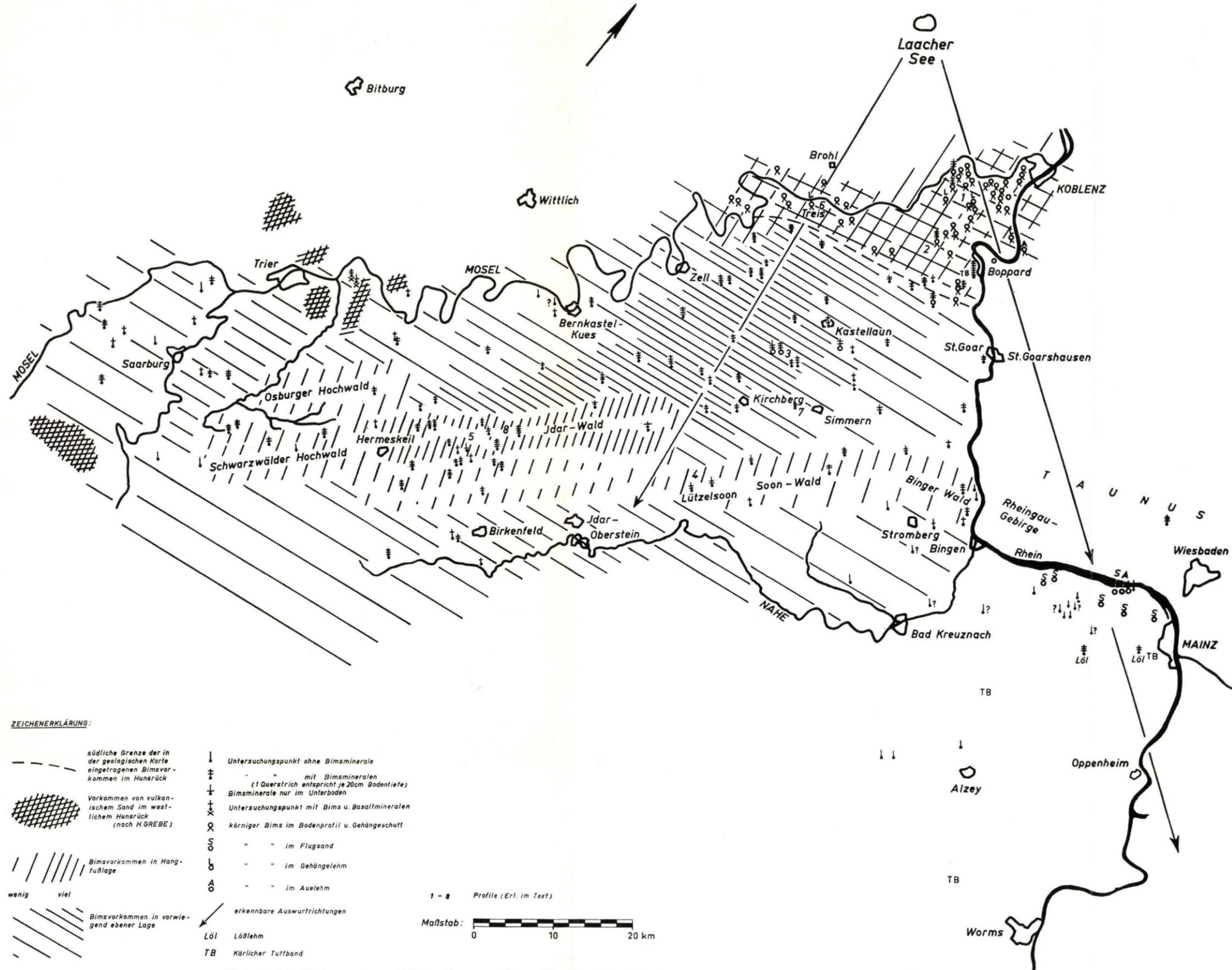


8



10





Untersuchte Vorkommen und Verbreitung von Bims (Trachyttuff) in Verbindung mit Lockerbraunerden im Hunsrück